



HAL
open science

Le métamorphisme dans les Alpes françaises

Pierre Saliot

► **To cite this version:**

Pierre Saliot. Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Minéralogie. Université de Paris-Sud, 1978. Français. NNT: . tel-00586319

HAL Id: tel-00586319

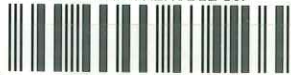
<https://theses.hal.science/tel-00586319>

Submitted on 15 Apr 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.

GEOLOGIE GRENOBLE UJF



050 033136 4

SALLOT (P)

ORSAI
N° d'ordre

THÈSE

présentée

A L'UNIVERSITÉ DE PARIS-SUD - CENTRE D'ORSAY

par

Pierre SALLOT

pour obtenir le grade de docteur ès Sciences

sujet de la thèse

LE MÉTAMORPHISME DANS LES ALPES FRANÇAISES

Soutenue le 24 mars 1978 devant la Commission d'Examen

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

F. ELLENBERGER, Président

G. GUITARD, Rapporteur

A. JAUZEIN, Examineur

A. WEISBROD, Examineur

M. FREY, Invité

M. LEMOINE, Invité

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (33) 76 83 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier ici tous ceux qui ont permis ce travail, chacun à sa manière.

Je dois à F. ELLENBERGER la découverte de la géologie et celle des Alpes : c'est avec lui que j'ai fait mes premières courses de géologue alpin en Vanoise. Je n'oublie pas ces longues discussions, émaillées de fantastiques digressions dont je n'ai pas toujours saisi l'intérêt immédiat. Bien souvent j'ai retrouvé une de ses idées jetées en l'air pour en tirer profit plus tard, plus loin.

C'est A. JAUZEIN qui m'a accueilli dans son laboratoire. Il a toujours été un patron compréhensif, attentif et discret. C'est à lui que je dois les moyens efficaces qui ont permis ce travail.

Avec G. GUITARD j'ai découvert la pétrographie : patience, méthode, œil infallible au microscope et tout cela avec gentillesse. J'ai appris à observer, à réfléchir et à observer encore; je lui en suis particulièrement reconnaissant.

M. LEMOINE m'a toujours beaucoup aidé et encouragé. Il m'a fait participer à ses trouvailles, à ses doutes, à ses idées, toujours avec la même générosité.

A. WEISBROD s'est intéressé à mon travail et à bien voulu le critiquer en y apportant des idées. Je le remercie pour la rigueur et l'amitié.

M. FREY, avec qui j'ai pu passer quelques jours sur le terrain et dont j'estime les travaux, a bien voulu juger ce travail et je l'en remercie.

Je voudrais remercier tous ceux qui ont été présents à un moment ou un autre de mon travail et m'ont aidé de leurs idées, de leurs critiques, de leur peine ou de leur enthousiasme. J'espère ne pas en oublier ou en être pardonné.

M. FONTEILLES, qui m'a aidé lors de l'installation de la microsonde.

Les compagnons de terrain du début avec qui j'ai appris et

ceux avec qui je partageais. J-M. BERTRAND, mon premier parrain dans les Alpes; R. CABY, partout, la jambe leste et le cerveau en ébullition. S. du CHAFFAUT qui m'a aidé dans les endroits difficiles. J-M. CARON, compagnon des premières armes et des premières lames minces. B. GOFFE avec qui j'ai pourchassé le minéral.

Avec J-R. KIENAST j'ai découvert le plaisir de partager les idées sur un même sujet tant au laboratoire que sur le terrain. Je lui dois beaucoup.

Avec B. POTY je me suis laissé porter par l'enthousiasme d'un travail sur les inclusions fluides où l'échantillon s'accompagnait d'un champignon ou d'un flacon.

Les compagnons du laboratoire avec qui j'ai collaboré et discuté. C. SABOURAUD et J-C. TOURAY qui m'ont aidé pour les inclusions fluides. J-P. PERTHUISOT et V. PERTHUISOT pour les discussions et la collaboration sur les évaporites. M. LAGACHE pour mes timides essais de synthèse. Avec S.C. DUJON j'ai mis au point le programme de correction des analyses à la microsonde, c'est lui qui a mené à bien toute l'opération. Je l'en remercie. B. GOFFE m'a aidé dans l'élaboration des matrices de représentation des échantillons dans leurs systèmes.

J. GAUDIN et E. LEBRUN ont assuré la dactylographie patiente de cet ouvrage, je les en remercie particulièrement. L. DOMI en a assuré le tirage et l'assemblage.

Je dois un nombre incalculable de lames minces à la patience de J. CASSAREUIL.

Que dire des analyses chimiques de N. PICOT discutées avec le sourire et refaites au moindre doute.

En Savoie, j'ai rencontré à mes débuts un accueil chaleureux auprès de la famille MINO de Champagny, et je tiens à remercier quelques amis, chefs de secteurs, gardes du Parc National de la Vanoise auprès de qui j'ai trouvé aide et compréhension.

METAMORPHISM IN THE FRENCH ALPS

SUMMARY.

The present study was carried out in the french Alps between the western and eastern zones. A certain amount of data were acquired concerning the characteristics of metamorphism and the distribution of minerals. Different genetic models, resulting from earlier work, attempted to explain high-pressure, low temperature metamorphism through thrusting or lithospheric plates (F. ELLENBERGER, J. BOCQUET). It was necessary to apply precise measurements to little-studies sectors of the chain and increase the amount of know data in critical sectors in order to more accurately determine the thermodynamic conditions for Alpine metamorphism genesis.

The present study comprises two different aspects. On the one hand, an attempt to represent mineralogical zones determinable by simple petrographic means. On the other hand, a systematic analytical work method bearing upon two mineral groups, jadeitic pyroxenes considered as critical in high-pressure metamorphism and phengites likely to vary in composition in response to metamorphic variations.

Finally, the chronology of crystallization and the role played by fluids in this type of metamorphism are studied.

1) Zoneographic study.

Several original maps of mineral distribution are proposed and discussed. Two typical regions are studied in detail : the Vanoise and the Queyras.

Work on zoneographic reconstitution encounters several difficulties. The composition of different rocks is not very homogeneous,

It is an early mineral enclosing on rare occasions other minerals. It is thus extremely difficult to state whether this mineral is in equilibrium with the others.

About twenty examples of occurrences are studied in detail. Analyses of pyroxenes make it possible to show very pure jadeite and aegyrines-jadeites.

A gap in the diopside-jadeite solid solution (probably varying with the temperature) can produce pure jadeite associated or non-associated with quartz.

Jadeite often appears in rocks where albitization processes take place especially when potassic feldspar is present.

It is difficult to know what the structural state of the feldspar was when the jadeite was formed.

If in certain cases the jadeite seems to have been associated with low albite, it is doubtful whether the jadeite is stable in relation to this mineral in other cases. The use of jadeite for barometric purposes thus poses certain problems in the French Alps.

The phenomena of phengitization of jadeite demonstrate that jadeite remains metastable in retro-morphic conditions in which phengites are stable.

3) Phengites.

The minerals widely distributed in all the rocks appear to provide important indications concerning metamorphism. Analysis of phengites often reveals the presence of two stages of different formation. More than 100 samples have been studied in detail.

Phengitic substitution takes place in equilibrium with a potassic and ferromagnesian phase. It involves essentially Si, Al, Mg. Lack of

It is an early mineral enclosing on rare occasions other minerals. It is thus extremely difficult to state whether this mineral is in equilibrium with the others.

About twenty examples of occurrences are studied in detail. Analyses of pyroxenes make it possible to show very pure jadeite and aegyrines-jadeites.

A gap in the diopside-jadeite solid solution (probably varying with the temperature) can produce pure jadeite associated or non-associated with quartz.

Jadeite often appears in rocks where albitization processes take place especially when potassic feldspar is present.

It is difficult to know what the structural state of the feldspar was when the jadeite was formed.

If in certain cases the jadeite seems to have been associated with low albite, it is doubtful whether the jadeite is stable in relation to this mineral in other cases. The use of jadeite for barometric purposes thus poses certain problems in the French Alps.

The phenomena of phengitization of jadeite demonstrate that jadeite remains metastable in retro-morphic conditions in which phengites are stable.

3) Phengites.

The minerals widely distributed in all the rocks appear to provide important indications concerning metamorphism. Analysis of phengites often reveals the presence of two stages of different formation. More than 100 samples have been studied in detail.

Phengitic substitution takes place in equilibrium with a potassic and ferromagnesian phase. It involves essentially Si, Al, Mg. Lack of

potassium or magnesium limits this solid solution. It appears that Si is present in sufficient quantities even in low-silica environments to allow the strongest substitutions. In equilibrium with a magnesian mineral and potassic feldspar a given phengitic substitution corresponds with a univariant curve. Certain of these curves studied experimentally by B. VELDE make it possible to estimate the conditions necessary for the formation of micas.

Upon a number of rocks, several facts concerning phengites may be observed.

a) Zonations are extremely rare in phengites.

b) The maximum values recorded in an equilibrium situation are often very close on a given vertical.

c) Certain types of phengites may be easily associated with certain critical mineralogical associations.

- phengite Si = 3.2 zeolites and prehnite-pumpellyite

- phengite Si = 3.3-3.4 lawsonite - albite

- phengite Si > 3.5 all high pressure minerals.

Phengites may be considered to indicate a temperature-pressure gradient and which are characteristic whatever the temperature reached in the regions studied.

If this conclusion is accepted, it must be agreed that certain structural units present laterally variations in geothermic gradients. This is the case in the "schistes lustrés" nappe, probably made up of different units, from the Massif du Grand Paradis to the klippe of Mont Jovet. This appears to be confirmed by the mineralogical associations in the basic rocks.

When two types of phengites are present, retromorphic phengites will most often be found in conditions of equilibrium. They will thus indicate temperature and pressure conditions close to that reached in the rocks.

It can thus be observed that in the majority of the sectors studied retromorphic phengites are very homogenous. These phengites correspond to a gradient close to the normal or slightly higher geothermic gradient.

4) Datings performed on minerals.

According to data provided by different writers and original data, the ages obtained by the K/Ar method for phengites ranges from the upper Cretaceous to the Oligocene. The method often reveals, especially when the grade of metamorphism is weak, local over-pressure of inherited radiogenic Ar. It appears that the majority of ages are to be decreased in doubtless variable proportions. The characteristic of high pressure and the poor circulation of fluids, explain the argon's defective out-gassing.

The ages range from the Upper Cretaceous to the Miocene, with groupings in the Cretaceous (Eoalpine phase) and in the Oligocene (Alpine phase). A choice of different methods and regions would no doubt make it possible to spread these groupings.

Starting with the Oligocene, the conglomerates of the french Alps contain pebbles of metamorphic basic rocks of the Piemont zone.

5) The role of fluids.

From certain personal observations, studies in collaboration and original work on fluid inclusions it is possible to form an idea of the role of fluids in Alpine metamorphism.

Fluids have very low mobility in the first stages of metamorphism. Hydratation reactions are numerous and when the temperature rises dehydration reactions are often incomplete.

Certain concentrations of elements associated with fluids can lead to local metasomatic phenomena. It is not impossible for the slow percolation of fluids to provoke slight but generalized metasomatic phenomena (as in the case of potassium) during metamorphic evolution.

Tectonics plays a decisive role in creating a porous environment. In the case of tectonic phases of decreasing pressure, the behaviour of fluids can be very different : fluid unmixing phenomena in several phases in which the concentrations of elements are different can lead to localized metasomatic transformations. This is the case with a $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ mixture.

In evaporites, it is the anhydrite + brine \pm gypsum \pm carbonates mixture which constitutes the plastic sole of nappes. This plastic sole remains present until an advanced stage of metamorphism. High-pressure minerals are present.

6) Mechanism of Alpine metamorphic genesis.

The different models proposed by writers to explain tectonic and metamorphic phenomena are thus examined and discussed. The region studied is thus subdivided into sectors presenting different kinds of metamorphism.

- A sector in the Dauphiné characterized by zeolite and prehnite-pumpellyite metamorphism. The gradient is high, above all close to the basements and phenomena of displacement have stopped.

- A western "Briançonnais" sector characterized by lawsonite - chlorite metamorphism. The gradient is low and the overload is due to the displacement of a "beading" of the nappes.

- An eastern "Briançonnais" sector, classically of high pressure and low temperature containing all the critical minerals. The gradient is very low and the overload is due to the obduction of oceanic materials relayed to the west by the nappe "beading". The displacements are continuous.

These three sectors are subsequently put together in a general model which takes into account the models proposed by the various writers.

PLAN DE L'OUVRAGE

	Page
INTRODUCTION	1
1) Le métamorphisme alpin	1
2) Situation du présent travail	5
 Chapitre I	
LA REPARTITION DES MINERAUX DU METAMORPHISME ALPIN	7
A) Répartition globale des minéraux.....	7
B) Carte des isogrades	8
C) Carte des associations minéralogiques détaillées	17
1) Région de Vanoise	17
2) Région du Briançonnais - Queyras	22
Conclusion	24
 Chapitre II	
LA JADEITE DANS LES ALPES OCCIDENTALES	25
I. Situation du problème	25
II. Principales associations minéralogiques à jadéite et pyroxène jadéitique	26
III. La composition des pyroxènes jadéitiques	28
IV. La formation de la jadéite dans les roches	30
a) dans les roches basiques	30
b) dans les roches acides feldspathiques	31
V. La destabilisation de la jadéite	33
VI. Les minéraux associés à la jadéite	36
a) les roches acides	37
b) les roches basiques	41
VII. Les conditions de stabilité du pyroxène jadéitique... ..	44
1) stabilité de l'association jadéite + quartz	44
2) les minéraux associés à la jadéite	48
Conclusion	51
 Chapitre III	
LES PHYLLOSILICATES DANS LE METAMORPHISME DE HAUTE PRESSION :	
LES PHENGITES	53
Introduction	
A. Les données analytiques sur les principaux phyllo- silicates	53
1) Les phengites	53
α les analyses	54

β la substitution $\text{Si}^{\text{IV}} - \text{Al}^{\text{IV}}$	55
γ le remplacement $\text{Al}^{3+} - \text{Fe}^{3+}$	56
ε le remplacement $\text{Na} - \text{K}$	57
δ le remplacement $\text{Fe} - \text{Mg}$	59
2) Les chlorites	60
3) Biotite verte et phlogopite	62
4) Autres phyllosilicates analysés avec les phengites	64
5) Autres minéraux analysés associés aux phengites...	65
B. La répartition des éléments dans les minéraux	66
1) Rapport entre la composition des roches et celle des minéraux	
a) la chlorite	67
b) la phengite	68
c) la biotite verte	68
d) les alcalins dans les micas	
2) Le partage du fer et du magnésium entre les minéraux	69
a) la paire phengite - biotite verte	70
b) la paire phengite - chlorite	71
C. Relation des phases dans les roches siliceuses.....	73
a) les associations minéralogiques	74
b) système pétrographique de représentation	
c) les différents subfaciès	75
D. Relation des phases dans les roches carbonatées.....	81
a) les roches carbonatées dans le système $\text{Al-Fe,Mg} - \text{K,Al} - \text{Na,Al-}$	82
b) les roches carbonatées dans le système $\text{Al,Fe,Mg} - \text{K,Al} - \text{Na,Al} - \text{Ca} - \text{CO}_2$	83
α les carbonates à associations simples....	85
β les carbonates à lawsonite.....	87

Chapitre IV

AUTRES ROCHES CONTENANT DES PHENGITES	97
A) Les phengites des secteurs peu métamorphiques	97
1) discussion des analyses	98
2) interprétation des résultats	100
B) Les roches basiques et intermédiaires	102
C) Les évaporites, leurs épontes, leurs inclusions.....	108
1) région de l'Izoard	109
2) région de Bramans	110
3) région de Bonneval-sur-Arc.....	113

Chapitre V

LES PHENGITES DANS LE METAMORPHISME ALPIN

1) La substitution phengitique, un marqueur du type métamorphique	
a) les milieux favorables	116

b) les milieux défavorables	117
c) répartition des différents types de phengites ...	118
d) les phengites et le gradient métamorphique.....	120
2) La substitution paragonitique dans les phengites	122
3) Les phengites et le domaine de stabilité des autres minéraux	124
4) La position structurale des phengites	125

Chapitre VI

CHRONOLOGIE DE LA CRISTALLISATION DES PHENGITES	127
1) Rappel des âges actuellement connus sur les micas des régions étudiées	128
2) Datations dans les secteurs peu métamorphiques des Alpes occidentales	130
3) Radiolarites et roches basiques	132

Chapitre VII

LES FLUIDES DANS LE METAMORPHISME DE HAUTE PRESSION BASSE TEMPERATURE

I. Informations obtenues par l'étude des inclusions fluides des cristaux	134
A. Résultats des observations et des mesures micro- thermométriques	134
1) dans le massif du Mont Blanc	135
2) dans le massif de la Vanoise	136
3) les inclusions fluides dans les minéraux du métamorphisme	138
B. Etudes microthermométriques des inclusions fluides associées à une autre méthode thermo-barométrique.....	139
1) le dosage des fluides inclus par lessivage	
2) le dosage des fluides inclus par activation neutronique	140
C. La nature des fluides inclus dans les minéraux.....	141
1) les fluides des socles	142
2) les fluides sursalés	144
3) les fluides associés aux sédiments.....	146
II. Le rôle des fluides à l'échelle de la chaîne	
A. Rôle chimique des fluides.....	148
1) migration des alcalins	149
2) déplacement des fluides au cours de la décharge du bâti	150
B. Le rôle mécanique des fluides	151
1) les fissures alpines.....	151
2) évaporites et cargneules.....	152

Chapitre VIII

LE MECANISME DE GENESE DU METAMORPHISME ALPIN	156
I. Les observations et les données disponibles dans cette étude	156
A) L'étude zonéographique	156
B) La jadéite minéral critique	157

C. Les phengites	158
D. Datations effectuées sur les minéraux	159
E. Le rôle des fluides	160
II. Les différents schémas tectono-métamorphiques pour les Alpes occidentales	161
A) La Vanoise un géosynclinal de nappes	
B) Modèles considérant la tectonique des plaques.....	163
III. Les principaux secteurs métamorphiques des Alpes françaises : conditions de formation	168
A) Le domaine dauphinois et helvétique et le méta- morphisme d'enfouissement	168
B) Le domaine briançonnais externe et les premiers minéraux de haute pression	171
C) Le domaine briançonnais interne et les schistes lustrés	176
CONCLUSION	180

INTRODUCTION

1) LE METAMORPHISME ALPIN

Ce métamorphisme est connu depuis longtemps dans les Alpes occidentales où il est bien représenté par des minéraux caractéristiques tels que le glaucophane, la lawsonite, la jadéite. Il a été reconnu tout le long de l'arc alpin en de nombreux secteurs et dans les chaînes péripacifiques.

Depuis le développement des synthèses minérales on sait que ce métamorphisme est caractéristique d'un gradient géothermique de basse température et haute pression.

D'autre part on sait que ce métamorphisme est associé à des chaînes de montagnes issues de translations importantes de matière : sous forme de nappes de charriage reconnues depuis longtemps ou sous forme de subductions par affrontement de grands panneaux de croûte continentale ou océanique. Le phénomène de translation de la matière est donc essentiel au métamorphisme de haute pression.

Dans le détail on peut observer que les minéraux de métamorphisme alpin sont influencés par la fabrique tectonique des roches ou indépendants de celle-ci.

Les principales synthèses sur ce type de métamorphisme

Je ne voudrais pas faire ici un historique complet des idées sur ce domaine, mais un certain nombre d'auteurs ont proposé des schémas issus d'études régionales métamorphiques et structurales.

Rappelons pour mémoire la théorie française du "métamorphisme géo-

synclinal" antétectonique. Cette idée aujourd'hui abandonnée préfigurait en un sens le métamorphisme océanique dont l'étude se développe. On sait que ce type de métamorphisme est plutôt caractérisé par un gradient de basse pression et haute température. V. JEHL (1975).

Les colonnes filtrantes de P. TERMIER (1907) introduisirent la notion de métamorphisme métasomatique. Cette idée fut souvent reprise ensuite, affirmant notamment une migration du sodium, souvent abondant dans les minéraux du métamorphisme alpin : albitisation et glaucophanitisation.

A partir de 1950, c'est au contraire la notion de métamorphisme topochimique qui s'est imposée.

Simultanément s'impose la notion du métamorphisme de position attestée notamment dès avant 1940 par les recherches suisses qui lient le degré de métamorphisme à la seule position actuelle dans l'édifice orogénique et non à l'âge de la formation affectée (ex : isogrades dans la culmination simplio-tessinoise sécants aux unités tectoniques). On n'oubliera pas, disons-le en passant, le rôle des précurseurs autrichiens, notamment de H.P. CORNELIUS, qui dès 1930 affirmait le caractère syntectonique du métamorphisme alpin en Maurienne.

Parmi les premiers essais de synthèse sur le métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes, en tant que faisant intervenir la dynamique propre de la chaîne, on doit citer celle esquissée par F. ELLENBERGER dans son étude du Pays de Vanoise (1958, 1960-62). Une partie des faciès sédimentaires mésozoïques à éocènes affectés sont de type géanticlinal. L'auteur, pour rendre compte de la charge nécessaire existant au moment du métamorphisme au-dessus de ces minces séries briançonnaises propose le terme de "géosynclinal de nappes" : c'est l'accumulation rapide des unités penniques (et plus élevées ?) qui provoque cette surcharge en même temps que l'ensemble s'affaisse. Cette notion pourrait être rajeunie sous le nom "d'enfouissement tectonique". F. ELLENBERGER s'est demandé si le sommet de la pile n'aurait pas été formé par un coin massif de socle (Nappe de la Dent Blanche ou assimilés), revenant en arrière à la fin en induisant des rétrocharriages. Les isothermes de réchauffement tardif peuvent pour lui être centrés sur les coupes penniques de socle ancien.

Après F. ELLENBERGER, les travaux régionaux se multiplient dans les Alpes franco-italiennes. La distribution des minéraux se précise et leur appartenance au métamorphisme de haute pression est confirmée par les travaux expérimentaux. Il faut signaler les travaux de NIGGLI E. (1965) BEARTH P. (1966), NICOLAS A. (1966), MICHARD A. (1967), DAL PIAZ G. MARTINI J. (1968), KIENAST J.R. et VELDE B. (1970), FABRE J. (1961), CABY R. (1964 - 1968), BERTRAND J.M. (1968) BOCQUET J. (1971, 1974).

Tous ces travaux apportent des descriptions détaillées des associations minérales et les premières analyses minéralogiques et radiocristallographiques.

C'est à cette époque que la notion de tectonique des plaques fait son apparition. Le mécanisme va permettre une explication du métamorphisme de haute pression et basse température sur des bases chiffrées.

En effet, les données expérimentales obtenues sur quelques minéraux vont servir de base à l'établissement de modèles pour la formation des chaînes à métamorphisme de haute pression.

Le premier modèle élaboré pour les Alpes est celui de ERNST W.G. (1971) inspiré des structures métamorphiques observées en Californie et au Japon. Le métamorphisme de haute pression est dû à un phénomène de subduction du matériel océanique sous une plaque continentale. Les vitesses de déplacement des unités et les masses en présence conviennent parfaitement à l'établissement d'un gradient de basse température et haute pression. La remontée des terrains métamorphiques est plus délicate à concevoir, elle doit se faire élastiquement par ajustement isostatique et grâce au fonctionnement de grands accidents permettant des mouvements différentiels. Ce modèle incluait la présence d'un océan ouvert au Jurassique dans le domaine piémontais. Les massifs basiques et ultra-basiques des unités de schistes lustrés en étaient les témoins modestes.

C'est à cette époque que les premiers âges radiométriques étaient obtenus sur des minéraux alpins du domaine pennique par J. HUNZIKER (1969, 1974) et E. JÄGER (1973), fixant la première phase métamorphique de haute pression ou "éocalpine" dans le Crétacé supérieur.

Un modèle évolutif fait alors son apparition avec G.V. DAL PIAZ, J. HUNZIKER, G. MARTINOTTI (1972) essentiellement pour les zones internes des Alpes occidentales.

Le schéma comprend :

- la formation d'une croûte océanique
- au Crétacé supérieur la subduction de cette croûte liguro-piémontaise sous la plaque continentale insubrique. Cette croûte comprend des éléments insubriques et des éléments penniques. Une partie des matériaux enfouis remontant obliquement le long des contacts entre les unités.
- à l'Eocène un rééquilibrage thermique amène l'apparition des associations de faciès des schistes verts et les culminations thermiques (Tessin).
- à l'Oligocène un volcanisme syénito-monzonitique et andésitique dans les zones internes et la migration des nappes vers les zones externes.

Ce schéma a été repris et critiqué par J. BOCQUET (1974) constatant que l'on devrait expliquer dans un tel modèle la naissance des paragenèses de haute pression du Briançonnais interne qui peuvent avoir été formées à l'Eocène. Ce schéma amène la formation d'un plan de subduction entre les massifs cristallins internes et le Briançonnais interne.

Pour tous ces auteurs les unités métamorphiques peuvent avoir été déplacées de leur lieu de formation au cours de translations tardives.

Le modèle présente donc un moteur simple qui est la subduction mais le fonctionnement du modèle se complique avec l'accumulation des données.

Dans un travail commun avec R. CABY et J.R. KIENAST (1975) nous envisageons l'existence de plans de "subductions" dont le pendage serait dirigé vers l'Ouest amenant les schistes lustrés et le Briançonnais interne à plonger sous la zone briançonnaise s.s. Ces subductions à pendage externe expliqueraient les paragenèses de haute pression à la limite entre ces unités.

Il faut enfin citer le modèle proposé par M. MATTAUER et F. PROUST (1976) en Corse. Dans ce modèle, c'est l'obduction du matériel océanique et des schistes lustrés qui serait la cause des hautes pressions sur la bordure de la croûte continentale amincie.

On peut du reste se demander dans quelle mesure il est licite d'introduire tels quels dans les Alpes des modèles de type circumpacifique, en tenant parfois insuffisamment compte des contraintes issues de la géométrie des formes tectoniques extrêmement complexes, et dont l'analyse et la représentation ont peu progressé durant les deux dernières décades. Une autre contrainte, soulignée par F. ELLENBERGER (in litt.) est celle des vitesses d'érosion certainement bien lentes par rapport à la rapide mise à nu des faciès blue-schists (rapidité qui conditionnait du reste leur conservation, menacée par la montée des géoisothermes). Tout modèle géodynamique doit tenir compte de cette contrainte.

Aucun modèle simple ne rend compte exactement du métamorphisme alpin. Son mécanisme est encore assez mystérieux et si l'on peut proposer des mécanismes susceptibles de le créer, on est en peine de juger des valeurs qu'il faut attribuer aux variables qui le régissent : température, pression, durée. On peut proposer des valeurs extrêmes ou moyennes, mais ceci ne peut permettre de comparer des segments différents de la chaîne. Si l'on prend la pression comme exemple, les données des auteurs s'étalent entre 15 et 3 kilobars. Il est donc indispensable d'apporter des précisions afin de mieux comprendre le mécanisme générateur. Ceci a été le but de mon travail.

2) SITUATION DU PRESENT TRAVAIL

Mon travail s'est étalé sur une longue période et il comprend deux aspects principaux dûs à la conjoncture dans laquelle il s'est déroulé.

J'ai commencé à étudier le métamorphisme alpin en cherchant à préciser la répartition spatiale des minéraux "index". Cette chasse m'a conduit à circuler dans le domaine pennique entre le Col du petit Saint-Bernard et la vallée de l'Ubaye. J'ai échantillonné les roches basiques et intermédiaires ainsi que certaines séries de socles anciens. Ceci m'a conduit à envisager l'aspect zonéographique du métamorphisme alpin.

J'ai ensuite bénéficié d'une microsonde qui m'a tout d'abord occupé exclusivement. On entre en microsonde comme on rentre en religion. Ce fait

a considérablement fait évoluer mon travail. J'ai alors choisi de m'intéresser particulièrement à des minéraux dont la composition pourrait m'apporter des renseignements sur les conditions du métamorphisme alpin : j'ai donc recherché les roches à jadéite et j'ai échantillonné les séries carbonatées et acides pour les phengites. C'est plus tard que j'ai décidé d'étudier les minéraux des cicatrices évaporitiques afin d'avoir des données pétrographiques sur quelques grands contacts anormaux. L'idée essentielle était de vérifier sur certaines coupes la continuité du métamorphisme afin de mettre en évidence des gradients de pression et température indiscutables.

L'ouvrage que je présente ici est une ébauche de ce que j'aurais voulu faire. Il faut en effet pouvoir faire converger toutes les méthodes de quantification : analyser les minéraux, les rechercher, étudier les fluides inclus, reproduire les réactions observées, dater les minéraux. Ceci est indispensable pour pouvoir disposer de quelques points d'appui sérieux sur lesquels faire reposer les mécanismes générateurs.

C'est donc à la fois un bilan et un programme de recherche déjà entamé que je soumetts dans ces pages.

LA REPARTITION DES MINERAUX DU METAMORPHISME ALPIN

Des cartes de répartition des minéraux du métamorphisme alpin (dans les Alpes françaises) ont été établies depuis longtemps. Ces cartes se sont perfectionnées dès que la connaissance et la reconnaissance des minéraux typiques du métamorphisme de haute pression sont devenues plus courantes. Il faut citer Van der PLAAS (1959), BEARTH (1966), KIENAST - VELDE (1970), BOCQUET J. (1974). Ces différentes cartes établissaient également des zones de métamorphisme progressif dans la chaîne alpine grâce aux différents minéraux symptomatiques.

J'ai cherché à améliorer cette connaissance de la répartition des minéraux alpins essentiellement dans les zones les plus externes du domaine pennique et dans certaines parties du domaine dauphino-helvétique. Je propose donc quelques cartes de répartition des minéraux et des associations minéralogiques complètes dans des zones étudiées plus en détail.

Ces cartes appellent un certain nombre de réflexions pour dégager les principaux caractères du métamorphisme alpin et situer les principaux problèmes qu'il nous pose.

A. LA REPARTITION GLOBALE DES MINERAUX

La fig. 1 permet de remarquer des zones minéralogiques où un ou plusieurs minéraux sont bien représentés. De l'Ouest vers l'Est on peut dégager successivement une zone à prehnite et pumpellyite, une zone où la lawsonite et le glaucophane sont dominants (avec parfois la jadéite) et une zone contenant l'association du grenat et de l'omphacite : la zone des éclogites. Ce type de succession est classique aux chaînes métamorphiques de haute pression. Cette disposition a été étudiée par ERNST (1971) et associée à un modèle de métamorphisme de haute pression lié à un phénomène de subduction.

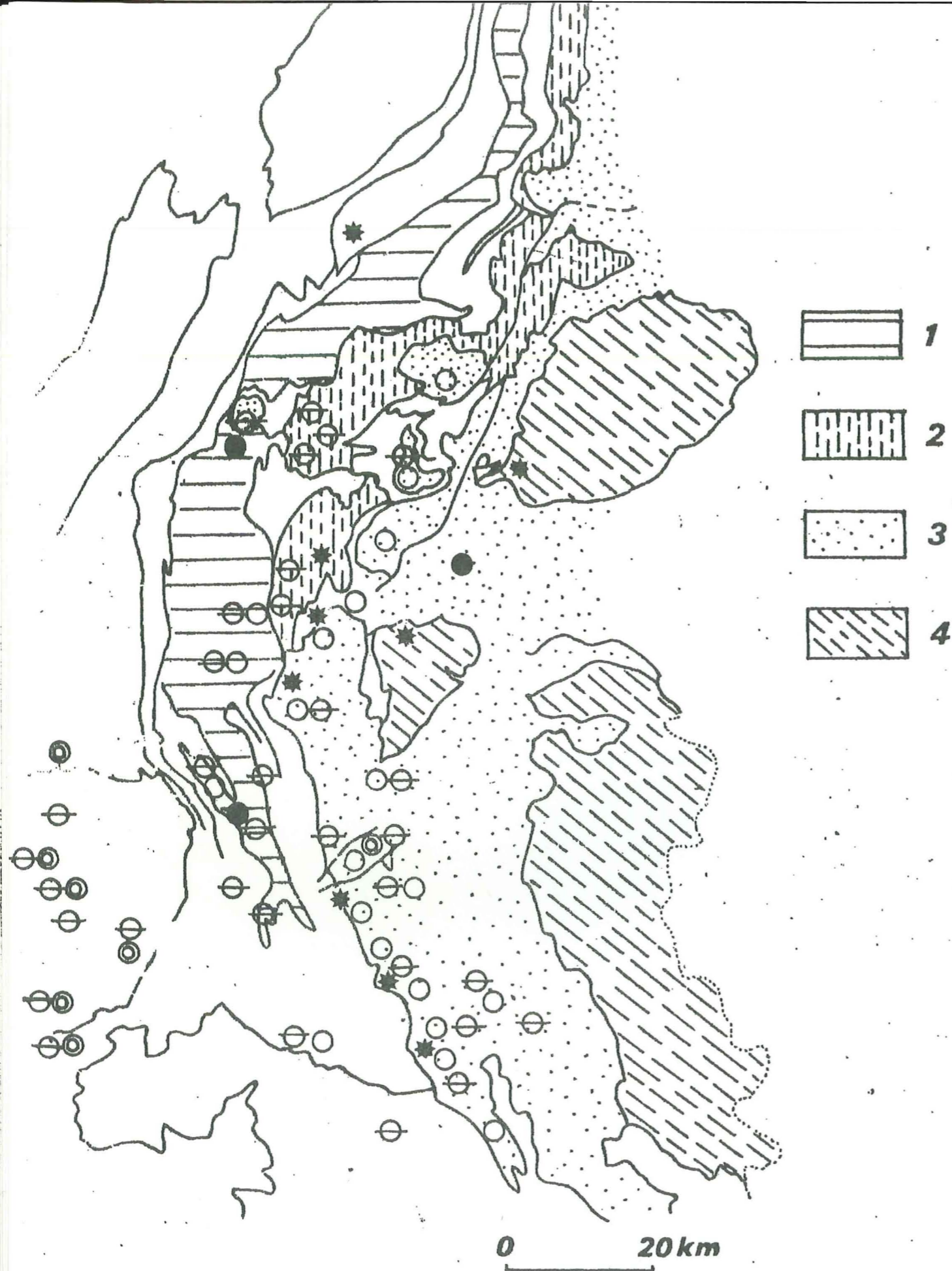


Fig. 1.- Répartition des minéraux dans les Alpes françaises.
1) Zone houillère 2) zone de Vanoise 3) Zone des schistes lustrés 4) socles penniques.

Cercle barré : pumpellyite - double cercle : prehnite - cercle vide : lawsonite - cercle plein : pseudomorphose de lawsonite - étoile : jadéite.

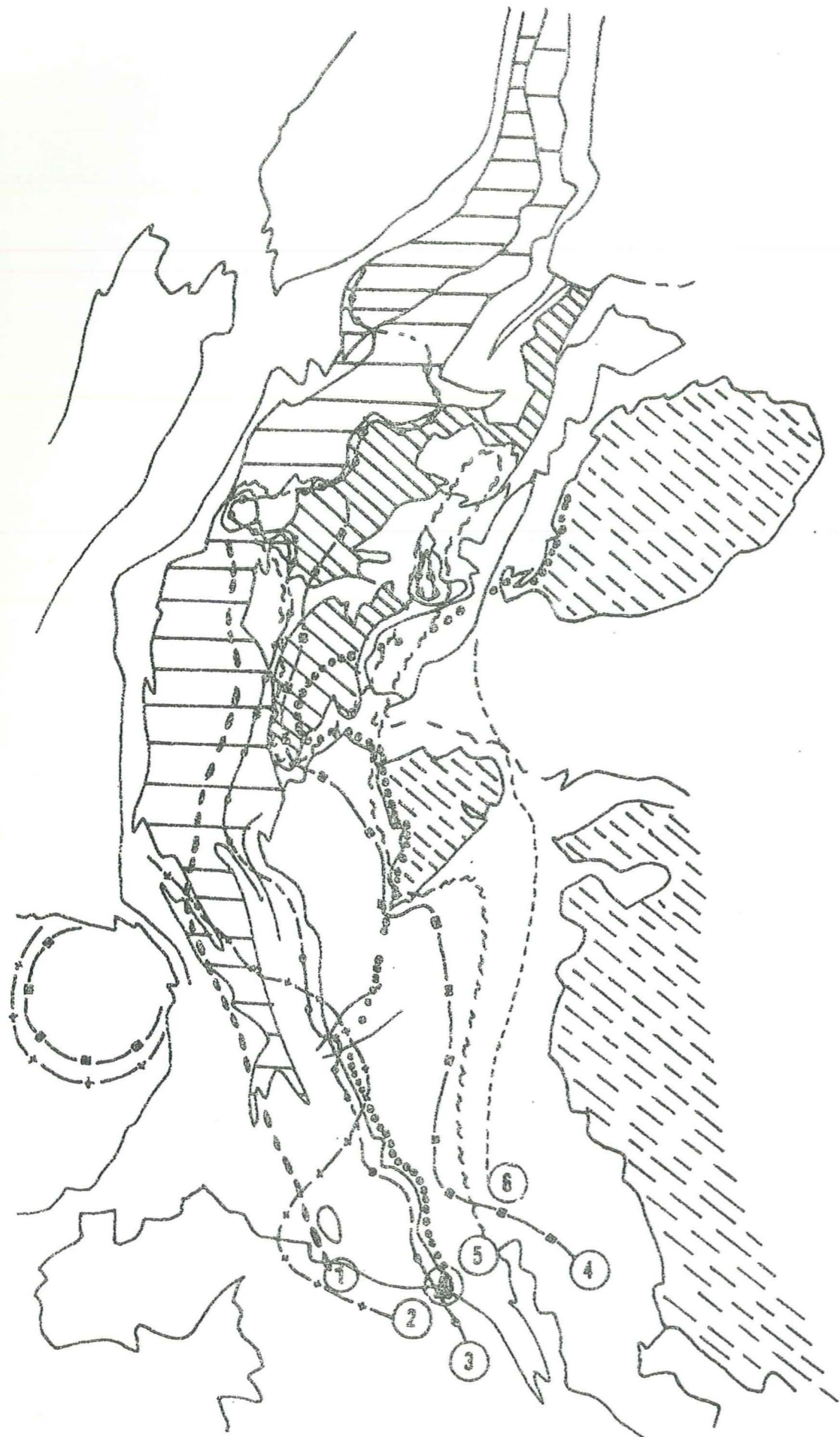


Fig. 2.- Distribution des limites des zones minéralogiques.
 1) Apparition de la lawsonite 2) Disparition de la prehnite 3) Apparition de l'association lawsonite - glaucophane 4) Disparition de l'association pumpellyite - chlorite 5) Apparition de la zoisite dans les roches basiques. 6) Disparition de la lawsonite dans les calcschistes. A) Apparition de l'association jadéite + quartz.

L'interprétation de cette succession repose essentiellement sur les données expérimentales connues pour certains minéraux et dont la succession peut indiquer un gradient de température et pression. D'autre part, la succession des minéraux doit résulter d'un phénomène métamorphique postérieur aux grands déplacements d'unités structurales ou à l'arrêt du phénomène de subduction par un écaillage "en avant" suivi de la remontée rapide du bâti.

Des arguments nombreux, tant radiochronologiques HUNZIKER et al. (1972) que géologiques CABY; KIENAST, SALIOT (1975) ont montré que plusieurs phases métamorphiques pouvaient avoir eu lieu dans les Alpes et que des translations importantes pouvaient avoir engendré des discontinuités métamorphiques dans l'édifice actuel.

Quoi qu'il en soit, il faut remarquer que cette disposition des zones minéralogiques est un fait important et commun à plusieurs chaînes métamorphiques de haute pression. Nous aurons donc à en tenir compte.

B. CARTE DES ISOGRADÉS

Ce type de carte doit considérer des associations minéralogiques contenant les minéraux reconnus comme typomorphes ou symptomatiques du métamorphisme ou encore des associations tardives ou hystérogènes.

Pour des roches de composition identique, on passe d'une association à une autre grâce à une réaction faisant intervenir les principaux constituants des minéraux et un ou plusieurs constituants que l'on considère comme mobiles (CO_2 , H_2O).

Ce type de carte doit alors permettre de se rendre compte des structures thermiques dans un bâti métamorphique, de leurs variations dans l'espace. Lorsque l'on dispose de données thermodynamiques concernant la réaction entre deux zones on peut alors juger plus précisément du gradient géothermique sur une transversale.

J'ai proposé une carte d'isogrades P. SALIOT (1973) que je vais discuter et compléter. Fig. 2.

Isograde (1) apparition de la lawsonite en présence d'albite. Il s'agit en fait de l'hydratation du plagioclase en lawsonite + albite. Cette transformation a été étudiée expérimentalement par NITSCH (1972) qui a montré que dans une évolution à température décroissante on doit passer du stade plagioclase à l'association zoïsite + silicate d'alumine + albite, puis à l'association lawsonite + albite. Le développement direct de la lawsonite sur le plagioclase implique que ce dernier à l'état métastable ait été rapidement porté dans les conditions de stabilité de la lawsonite.

A température et pression plus basses c'est la laumontite qui est stable associée à l'albite. Ce minéral est connu et abondant dans les grès du Champsaur où il se transforme en prehnite. D'autre part, je n'ai jamais observé de transformation de laumontite en lawsonite laissant croire que l'on pourrait avoir la réaction laumontite \rightarrow lawsonite à métamorphisme croissant.

Cet isograde n'a donc pas la signification d'une réaction précise. La lawsonite rencontrée à l'Est de la limite 1 pouvant apparaître pour des conditions de température et pression variées.

Isograde (2). Disparition de la prehnite

La prehnite associée à la pumpellyite, la chlorite et l'albite, est un minéral abondant dans les roches du massif du Pelvoux et les grès du Champsaur. On la rencontre également dans les roches volcaniques de la zone houillère et les roches basiques des schistes lustrés. J'ai déjà souligné le fait que la prehnite remplace la laumontite dans les grès du Champsaur. Le plus souvent elle forme des agrégats dans le plagioclase des roches du Pelvoux où elle est également connue en belles fentes au Nord du massif.

Dans les roches de la zone Briançonnaise et de la zone piémontaise, elle se superpose aux associations métamorphiques de haute pression remplaçant souvent la lawsonite. Elle a alors nettement un caractère rétro-morphique.

L'isograde dessiné correspond à la réaction : prehnite + chlorite + $H_2O \rightleftharpoons$ pumpellyite + actinote. La pumpellyite primaire ou secondaire reste

abondante associée à l'actinote au-delà de cet isograde. Cette réaction a été étudiée expérimentalement par K.H. NITSCH (1971).

Isograde (3). Apparition de l'association lawsonite-glaucophane (s.l.)

C'est en effet à partir de cette limite que cette association est stable, issue alors de la réaction chlorite + albite \rightleftharpoons glaucophane.

Cet isograde dépend donc essentiellement des conditions d'apparition de l'amphibole sodique. La présence de quelques rares amphiboles bleues dans la zone Briançonnaise oblige à déplacer la limite que j'avais proposée et qui n'est pas liée systématiquement au front du charriage des schistes lustrés.

La présence de l'association lawsonite - glaucophane ne correspond pas réellement à un isograde, cette association peut faire défaut par manque de composition chimique appropriée dans les zones plus externes.

Le manque de données expérimentales sur les amphiboles bleues fait gravement défaut car on assimile facilement le métamorphisme de haute pression à la présence de ces amphiboles sans aucune possibilité de quantification.

D'autre part il faut considérer que l'on a affaire à un minéral dont la composition chimique est variable et que certaines variations reflètent l'évolution des conditions thermodynamiques de formation et du milieu de formation. Dans la zone d'apparition des amphiboles bleues il est clair que le milieu chimique joue un rôle déterminant.

Isograde (4). Disparition de l'association pumpellyite-chlorite.

La pumpellyite est un minéral très abondant dans les Alpes et dont la présence est souvent encombrante. En effet on connaît la pumpellyite associée à un grand nombre de minéraux : pumpellyite - prehnite dans le Pelvoux, pumpellyite - lawsonite dans la zone Briançonnaise. Souvent la pumpellyite apparaît comme un minéral secondaire remplaçant des minéraux des phases métamorphiques précédentes comme la lawsonite, la zoïsite dans les roches basiques des schistes lustrés. Mais dans d'autres cas ce minéral se développe sur des reliques des minéraux primaires des roches magmatiques, on est alors dans l'impossibilité de dire à quel épisode métamorphique appar-

tient la pumpellyite : phase métamorphique océanique dans les roches basiques peu transformées, phase de haute pression, phase de rétro-morphose. La pumpellyite a le comportement d'une "chlorite calcique".

Mais la répartition de la pumpellyite n'est pas quelconque et elle est facilement reconnaissable quand elle se forme aux dépens de minéraux métamorphiques préexistants. Elle disparaît pratiquement dans les zones internes au profit de l'actinote et l'épidote, suivant la réaction

$$\text{pumpellyite} + \text{chlorite} + \text{quartz} \rightleftharpoons \text{épidote} + \text{actinote} + \text{H}_2\text{O}$$

Cette réaction a été étudiée expérimentalement par K.H. NITSCH (1971)

Les deux derniers isogrades examinés ont les mêmes caractères d'un métamorphisme tardif et peuvent être considérés comme appartenant à une même phase bien que dans les zones internes un doute subsiste à propos de certaines pumpellyites.

Il faut signaler que dans certaines zones du Pelvoux pumpellyite et prehnite disparaissent au profit de l'association actinote - zoïsite. J'ai tracé des isogrades indicatifs car il faudrait beaucoup plus d'échantillons sur le massif du Pelvoux pour préciser une zonéographie. Quoiqu'il en soit le métamorphisme à laumontite et prehnite pumpellyite paraît bien progressif de l'enveloppe vers le centre du massif.

Isograde (5). Apparition de la zoïsite dans les roches basiques.

Cette limite correspond essentiellement au remplacement de la lawsonite par la zoïsite. Elle est remarquable grâce à la présence des roches présentant l'association de la lawsonite et de la zoïsite présentant des rapports texturaux peu clairs. Des cas de lawsonite entourée de zoïsite sont nombreux et des cas inverses le sont également. Au-delà de cette limite il arrive de trouver de rares reliques de lawsonite très fines dans des roches riches en zoïsite.

Il semble donc que cette limite corresponde à la transformation :
lawsonite \rightarrow zoïsite + H₂O.
En réalité la transformation de la lawsonite en zoïsite implique une libération d'aluminium. Dans les travaux expérimentaux la destabilisation de la lawsonite étudiée par K.H. NITSCH peut se faire suivant deux réactions :

- (1) Lawsonite \rightleftharpoons zoïsite + silicate d'alumine + pyrophyllite + H₂O
 (2) Lawsonite + quartz \rightleftharpoons zoïsite + pyrophyllite.

Dans aucune roche basique la pyrophyllite ou le silicate d'alumine n'a été rencontré. L'aluminium libéré est donc utilisé par les autres minéraux qui sont le plus souvent des amphiboles ou des micas dont la teneur en aluminium augmente avec les conditions de température et de pression. Dans les milieux très sodiques ou potassiques la pyrophyllite est transformée en paragonite ou en muscovite, et cette transformation peut être due à de faibles variations des concentrations dans les solutions de Na⁺, K⁺, Si⁴⁺, H⁺.

Ce phénomène de transformation appelle également une remarque importante. La présence de zoïsite ou clinozoïsite dans un plagioclase transformé en albite sera donc un milieu très défavorable à la formation de la lawsonite par défaut d'aluminium. La lawsonite ne pourra pas se développer facilement sur un plagioclase remplacé par la zoïsite l'albite et un mica. Ceci explique peut-être la grande rareté de la lawsonite dans les faciès polymétamorphiques qui contenaient déjà de la zoïsite. C'est le cas des massifs de Vanoise et d'Ambin dont la couverture contient la lawsonite.

Les phénomènes de disparition naturels on le voit sont proches des réactions des systèmes expérimentaux, mais les différences rencontrées peuvent avoir des conséquences relativement importantes lorsqu'il s'agit d'en tirer des arguments géologiques.

Cet isograde nous semble donc important et associé à une réaction du métamorphisme prograde de haute pression. Les associations à lawsonite glaucophane sont remplacées par des associations à zoïsite glaucophane. Les pseudomorphoses attribuables à la lawsonite deviennent alors relativement fréquentes.

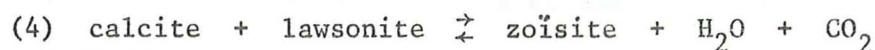
(6) Disparition de la lawsonite dans les calcschistes

Il ne s'agit là que d'une limite de répartition des reliques de lawsonite qui peut être remplacée par la zoïsite. Mais le milieu carbonaté implique des réactions de transformation particulières. En effet dans la transformation des lawsonites des carbonates on rencontre deux modes essentiels : les pseudomorphoses en zoïsite et les pseudomorphoses micacées.

La présence de la calcite implique un contrôle des associations stables par le CO_2 et l'eau. Ces phénomènes ont été étudiés théoriquement par GREENWOOD (1967 b) et expérimentalement par K.H. NITSCH (1972). Deux réactions peuvent expliquer les transformations des calcschistes :



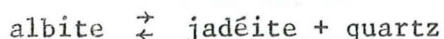
On constate qu'il y a fixation de carbonate dans les pseudomorphoses micacées des Alpes. On peut faire le même raisonnement que supra dans le cas présent pour la pyrophyllite en milieu alcalin.



Cette réaction semble convenir assez exactement à ce que l'on observe dans les calcschistes des zones les plus métamorphiques de notre secteur, mais elle correspond en fait à une baisse de la pression partielle de CO_2 . Il est plus logique de considérer que lorsque la pression de CO_2 est constante c'est la seule transformation de la lawsonite en zoïsite + produits alumineux qui intervient. Dans ce cas l'isograde de disparition de la lawsonite dans les calcschistes devrait être confondu avec le précédent. La lawsonite présente au-delà de l'isograde de disparition précédent a donc une signification de relique. Nous étudierons plus loin en détail ces différentes transformations.

(A) Isograde d'apparition de l'association jadéite + quartz.

Cet isograde correspond précisément à la réaction :



L'apparition de la jadéite associée au quartz est située à des niveaux différents de la succession des autres zones selon la coupe considérée. D'autre part dans certaines coupes cet isograde est défini dans les séquences acides et basiques, alors qu'il n'est défini que dans la séquence acide pour d'autres coupes. C'est pourquoi je n'ai pas placé cet isograde dans la suite logique des autres.

Il ne faut donc tenir compte que des jadéites associées au quartz et dont la composition est proche du pôle jadéite. Il existe en effet des pyroxènes jadéitiques contenant un pourcentage variable d'ægyrine ou de diopside et qui sont stables avec l'albite.

Au-delà de la limite envisagée, la jadéite est présente avec le quartz et théoriquement l'albite ne devrait plus être stable.

En fait l'albite est abondante dans le domaine de la jadéite qui n'est présente que dans les roches magmatiques ou métamorphiques anciennes. Les métasédiments en sont le plus souvent dépourvus. Nous étudierons ce problème particulier plus loin.

Ce domaine de stabilité de la jadéite associée au quartz a été étudié en détail par les expérimentateurs. Les données dont on dispose montrent une évolution depuis les premières synthèses à très haute pression. On utilise actuellement les données de NEWTON R.C. et SMITH J.V. (1967) extrapolées des fortes pressions et températures élevées vers les conditions plus basses.

C'est le minéral le plus symptomatique du métamorphisme de haute pression et dont le domaine de répartition et le comportement méritent le plus d'être étudiés.

Nous venons d'examiner un certain nombre de réactions entre minéraux telles qu'elles apparaissent sur le terrain et telles qu'elles sont connues expérimentalement. Si les isogrades d'apparition d'un minéral ne posent pas trop de problèmes il n'en est pas de même de certains isogrades de disparition, phénomène dont les modalités peuvent être variables selon l'environnement géochimique et le comportement des fluides.

D'autre part ces transformations ont été reconnues dans une série de roches de chimisme voisin (basique ou intermédiaire). Les conditions d'affleurement de ces roches ont donc une grande importance pour ce qui est de la précision du tracé des isogrades. Il existe en effet de larges secteurs de schistes lustrés où les affleurements basiques font défaut, et, dans certains cas, les minéraux primaires ont été totalement oblitérés par des paragenèses tardives.

Malgré toutes ces remarques on peut, à partir de cette carte d'isogrades, tirer un certain nombre de conclusions et poser quelques problèmes.

Disposition générale des isogrades

On constate que dans la partie méridionale du secteur étudié

les principaux isogrades du métamorphisme de haute pression 1, 3, 7, 5 sont parallèles entre eux et relativement resserrés. Ils offrent une disposition cohérente avec une augmentation régulière des conditions de température et de pression vers l'Est. Cette structure est recoupée par les isogrades 2 et 4 du domaine prehnite et pumpellyite. Il s'agit donc clairement de la surimposition d'une structure thermique plus tardive comme l'attestent les relations entre les minéraux. Ce fait est important car il montre clairement que le métamorphisme à prehnite et pumpellyite n'est pas associé à la phase métamorphique de haute pression.

Vers le Nord on constate deux types d'évolution des structures dessinées par les isogrades.

Tout d'abord un écartement des isogrades les uns des autres et un dessin plus compliqué. Ces deux faits sont liés à la structure même de la chaîne et particulièrement à la disposition des nappes de schistes lustrés et des éléments de socle. Le pendage général des schistes lustrés est fortement incliné vers l'Ouest dans la partie méridionale, alors qu'il est presque horizontal à l'échelle de la carte dans le Nord. Ceci est bien souligné par l'isograde de disparition de la lawsonite dans les roches basiques qui suit assez bien la disposition des différents lambeaux de schistes lustrés en Vanoise. Il y a donc une relation entre la disposition des isogrades et les unités structurales.

On peut ensuite remarquer des phénomènes de recoupement des isogrades principaux. Le meilleur exemple est fourni par l'isograde d'apparition de l'amphibole sodique : il se trouve en effet largement à l'Ouest de la limite de disparition de la lawsonite dans la partie méridionale, alors que dans la partie septentrionale il est à l'Est de cette même limite.

Ce fait marque donc la disparition vers le Nord de la chaîne des associations à lawsonite-glaucophane. Ce phénomène doit être expliqué par une variation longitudinale à la chaîne du gradient de pression et température si l'on peut assurer que ces deux isogrades appartiennent bien là à une même phase de métamorphisme et n'ont pas été dérangés par la tectonique. Un tel phénomène a été envisagé pour le secteur étudié par J-R. KIENAST et B. VELDE (1970) et F. ELLENBERGER (1962).

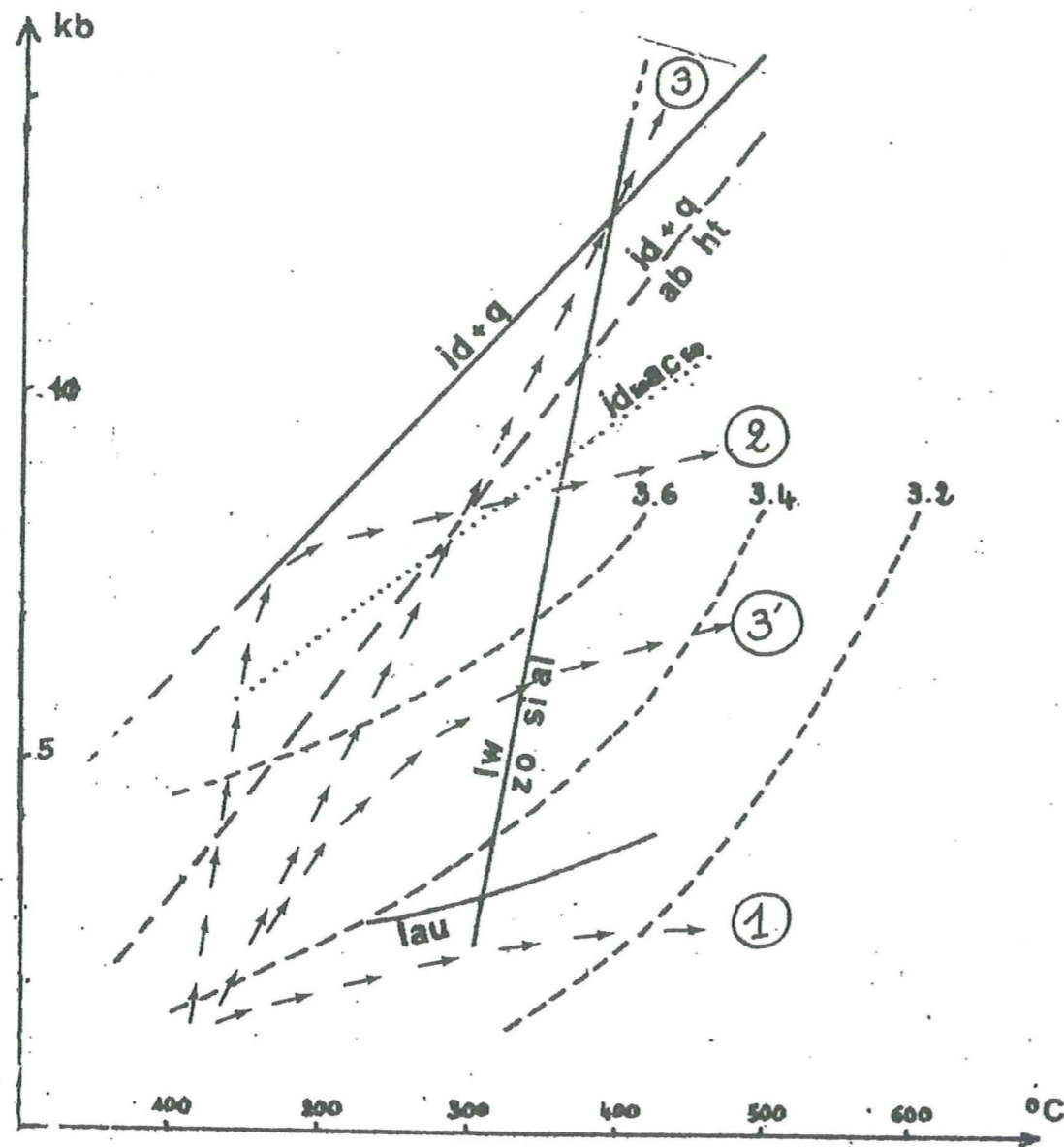


Fig. 3.- Domaines de stabilité des principaux minéraux alpins.
 Jd : jadéite. Q : quartz. ab : albite. lw : lawsonite. lau : laumontite.
 zo : zoïsite. Si al : silicate d'alumine. 3.6 : Equilibre des phengites
 Si = 3.6 avec une phase potassique et une phase Fe, Mg (B. VELDE). ac : acmite.

L'isograde d'apparition de la jadéite présente également un phénomène d'intersection avec la limite du domaine à lawsonite. Vers le Nord on ne rencontre plus la jadéite que dans le domaine de stabilité de la zoïsite. Ce fait pose un problème délicat car la stabilité de ces deux minéraux implique un gradient de forte pression et surtout des valeurs de pression de formation fortes, ce qui va à l'encontre de ce que nous venons de constater plus haut.

Il faut enfin signaler la curieuse disposition des isogrades dans la zone du Versoyen que l'on a du mal à relier aux isogrades plus méridionaux. Il semble que cette zone ait une certaine originalité métamorphique et qu'elle nécessite une explication particulière. Ce phénomène est peut être dû au manque de données pétrographiques dans la zone houillère entre Ruitor et Versoyen, les roches basiques y sont effectivement très rares.

En conclusion, on peut tenter de représenter sur un diagramme P et T les différents types de gradients que nous avons évoqués dans les principaux secteurs. Fig. 3. Les réactions utilisées ont toutes été étudiées expérimentalement et nous les avons envisagées séparément.

Le gradient 1 caractéristique des zones occidentales est plutôt représentatif du métamorphisme de basse pression par rapport à la température, c'est un gradient fort.


Le gradient 2 est un gradient classiquement admis dans les zones de métamorphisme de haute pression typique. Il est caractéristique de la partie méridionale du secteur.

Le gradient 3 présente un caractère aberrant. C'est un gradient de très forte pression. Mais il ne peut pas concilier la présence de jadéite dans la zone de la zoïsite et la réduction du domaine à lawsonite-albite observé dans la partie septentrionale des Alpes. Il est donc vraisemblable qu'il n'y a pas là une association à l'équilibre, par métastabilité d'une des phases au cours d'un même événement métamorphique ou par superposition de différentes phases métamorphiques.

En fait la réduction du domaine de stabilité de la lawsonite sur le terrain devrait se traduire par un gradient 3' intermédiaire entre 1 et 2.



Fig. 4 A.- Associations des minéraux de métamorphisme dans la région de Vanoise.

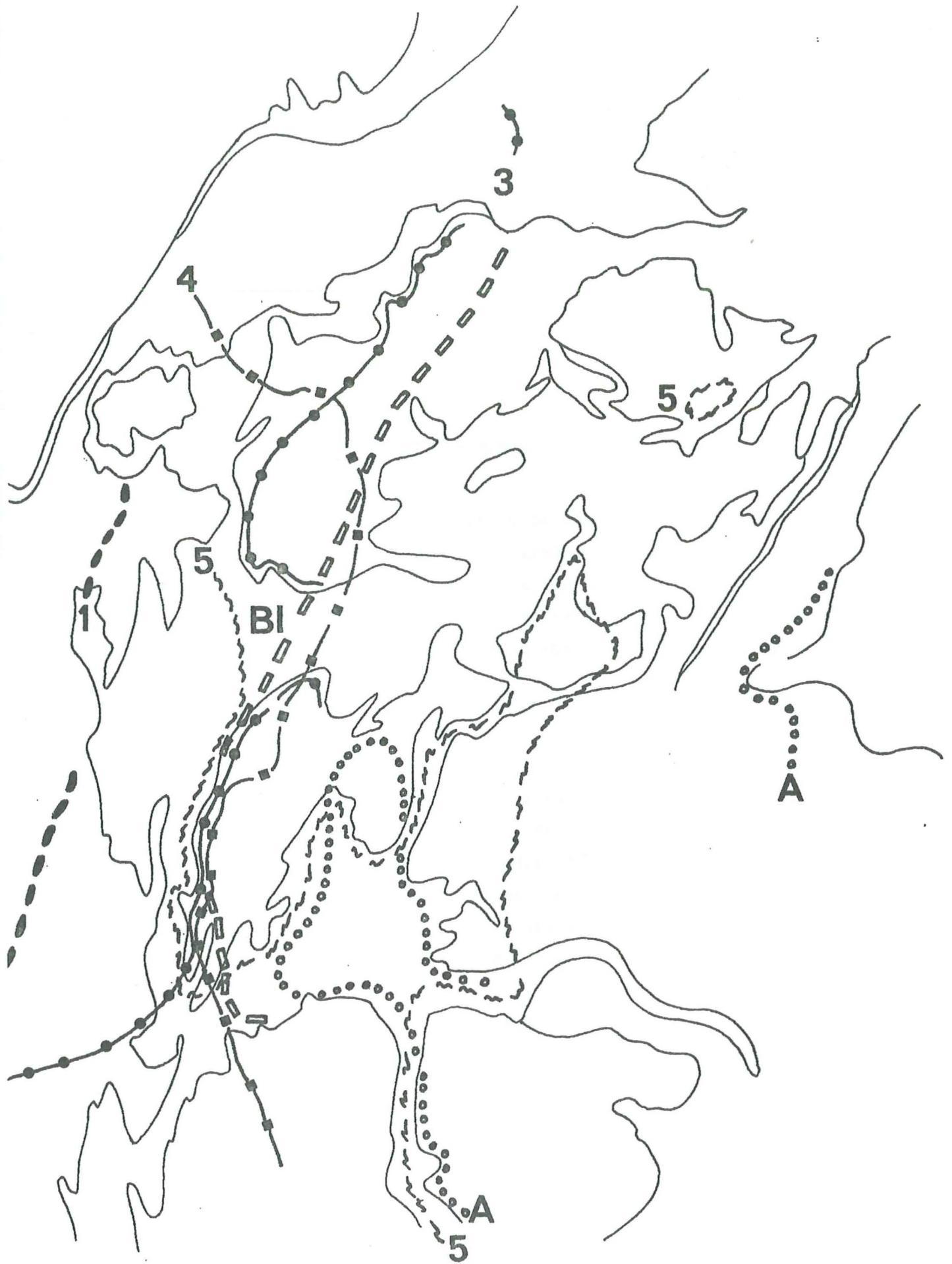
chlorite
 épidote  actinote
 calcite

Associations de base. Si l'un des minéraux manque on obtient le triangle correspondant, si ce minéral est remplacé il est représenté par l'un des minéraux figurés ci-dessous. Les minéraux inclus sont des reliques.

- glaucophane
- ★ biotite verte
- pumpellyite
- ☆ zoïsite
- grenat
- lawsonite
- ▲ aegyrine
- ▲ jadéite
- * stilpnomélane
- chloritoïde
- prehnite
- ▲ magnésiocarpholite
- * pyrophyllite

A : Massif d'Ambin M : Vanoise méridionale S : Vanoise septentrionale
 R : Massif du Rutor P : Massif du Grand Paradis J : Mont Jovet, schistes lustrés
 VE : zone du Versoyeu, schistes lustrés.

Les numéros correspondent aux zones définies précédemment. Ces zones ont été dessinées à part sur la figure 4 B.



F.4 B

Entre la partie septentrionale et méridionale de la région étudiée il y a donc des différences fondamentales : le gradient au cours de la phase de haute pression, la disposition des isogrades redressés au Sud et plats au Nord. Enfin, il faut constater une certaine opposition entre la zone Briançonnaise (s.l.) et celle des schistes lustrés qui contiennent la plupart des associations de haute pression au Sud. En Vanoise cette opposition est moins nette et la zone Briançonnaise est plus largement affectée par le métamorphisme de haute pression.

C. CARTE DES ASSOCIATIONS MINERALOGIQUES DETAILLEES

Mon travail s'est donc particulièrement développé dans ces zones différentes que sont la Vanoise et la transversale du Queyras, chacune de ces zones est typique de l'un des deux domaines Sud et Nord, définis ci-dessus. J'ai dressé dans ces secteurs un bilan des associations minéralogiques qui est représenté sur deux cartes.

1) Région de Vanoise

J'ai figuré sur cette carte (fig. 4) les associations les plus caractéristiques rencontrées dans les roches basiques et quelques métasédiments. Le développement abondant des minéraux secondaires masque souvent les paragenèses primaires et si l'on veut étudier la répartition de ces dernières, ce sont le plus souvent à des reliques que l'on s'adresse. On est alors renseigné par les pseudomorphoses dont l'interprétation est parfois délicate et les relations structurales entre les différents minéraux.

Cette carte permet une meilleure représentation des principaux isogrades définis précédemment et apporte quelques précisions supplémentaires

Les associations principales des roches hyperalumineuses étudiées en commun avec B. GOFFE (in B. GOFFE, 1974 et B. GOFFE et P. SALIOT, 1977) ont été figurées sur cette carte. La présence de magnésiocarpholite associée au diaspore à la pyrophyllite et au chloritoïde a été signalée à l'Ouest de la Vanoise méridionale B. GOFFE, G. GOFFE, P. SALIOT (1973). On connaît dans

ces roches l'association pyrophyllite-calcite que nous avons évoquée à propos de la distribution des lawsonites. Cette paragenèse pourrait représenter l'équivalent des associations à lawsonite-quartz des carbonates plus orientaux, mais le contrôle exercé sur cet équilibre par le CO_2 ne permet pas de le dire.

J'ai représenté en outre une limite d'apparition de la biotite verte pour toutes les compositions de roches. Cette biotite apparaît le plus souvent dans les produits de déstabilisation de l'amphibole sodique des roches basiques associées à la phengite; elle est également abondante dans les gneiss et les granitoïdes et granophyres des socles.

On peut constater d'après cette carte un certain nombre de faits importants tenant compte des éléments structuraux qui y sont figurés schématiquement.

a) Les associations à lawsonite-chlorite-albite + pumpellyite décrites dans la zone houillère J. FABRE (1961), G. GUITARD, P. SALIOT (1971) disparaissent sous la klippe de schistes lustrés au mont Jovet. Un échantillonnage important dans la zone houillère au Nord de ce secteur n'a pas permis de retrouver la lawsonite. D'autre part, dans les roches basiques du mont Jovet aucune relique ou pseudomorphose de lawsonite n'a été rencontrée.

b) L'amphibole bleue apparaît le plus souvent dans les roches basiques des séries anciennes de Vanoise, mais elle est également présente dans les microdiorites de la zone houillère, dans les ophicalcites de la klippe du mont Jovet et dans les gneiss du Sapey F. ELLENBERGER (1958). On peut sans doute associer ce développement de l'amphibole sodique sporadique dans les zones les plus occidentales à la phase de développement de la lawsonite associée ou non à la pumpellyite.

c) La limite du domaine de l'association pumpellyite actinote est sécante sur les autres isogrades. Comme cette association a tendance à oblitérer les paragenèses à lawsonite occidentales on peut penser qu'elle a partout un caractère relativement tardif. Mais dans les cas où la lawsonite est absente on ne dispose plus de ce critère, on peut alors se demander s'il n'existait pas un domaine à pumpellyite primaire relayant celui à pumpellyite-lawsonite dû à une variation du gradient métamorphique vers le Nord. C'est le cas du massif de Vanoise septentrionale où la lawsonite n'a été rencontrée

ni en relique ni en pseudomorphoses malgré une recherche spécifique. Néanmoins on dispose dans quelques cas de reliques de zoïsite remplacées par la pumpellyite.

D'autre part, dans ce même secteur la pseudomorphose de l'amphibole sodique ne se fait pas systématiquement en actinote, c'est souvent un simple processus de chloritisation. On ne peut donc pas affirmer qu'il n'existait pas un domaine à actinote primaire précédant celui de l'amphibole bleue. Il faut donc faire des réserves sur la signification chronologique de cette limite à partir de la Vanoise septentrionale.

d) La disparition de la lawsonite vers les zones orientales vient à rencontrer l'isograde d'apparition de la lawsonite au niveau du mont Jovet, mais dans la Vanoise orientale on remarque que cette limite moule les massifs anciens. Vers le Nord cet isograde tend à se superposer au tracé des différentes klippes de schistes lustrés. En s'éloignant vers l'Est les pseudomorphoses de lawsonite sont relativement courantes dans les roches basiques.

Cet isograde correspond à peu près à la disparition de la lawsonite en milieu carbonaté. De nombreuses pseudomorphoses ont été décrites dans les carbonates de Vanoise méridionale par F. ELLENBERGER (1960) tant dans la couverture propre que dans la série de la Grande Motte. Il faut signaler que ni reliques ni pseudomorphoses n'ont été rencontrées dans la couverture de Vanoise charriée sur la zone houillère, pas plus que dans la couverture de Vanoise septentrionale et l'unité de la Grande Motte au Nord du col de la Vanoise.

Il faut signaler que l'utilisation des pseudomorphoses dans un domaine où la lawsonite n'a pas été rencontrée à l'état de relique est extrêmement délicate. Le plus souvent il s'agit d'agrégats micacés en tablettes dont l'attribution à la lawsonite est sujette à caution. Bien d'autres minéraux subissent le même type de transformation : adulaire, chloritoïde, jadéite...

e) L'apparition de la biotite verte est aisément repérable, bien que la carte ne fasse pas état d'un nombre suffisant de gisements. Le caractère le plus souvent secondaire de ce minéral par rapport aux associations de

haute pression indique qu'il s'agit d'un isograde tardif. Sa disposition recoupe les édifices de socle et de couverture.

Nous verrons plus loin que cette biotite est souvent associée à des phengites secondaires et quelquefois à des phengites associées.

f) La jadéite n'est présente que dans les socles anciens et les lambeaux de schistes et micaschistes inclus dans la cicatrice gypseuse de Termignon-Modane. La présence systématique de ce minéral dans les roches potassiques m'a servi de guide de prospection. La jadéite est absente de ces roches dans la Vanoise septentrionale. Une belle jadéite a été rencontrée dans le Versoyen par J. BOCQUET (1974) et J.C. LASERRE et C. LAVERNE (1976). Il y a donc une nouvelle zone de la jadéite dans le Versoyen région que j'ai pu étudier et dont l'interprétation est fort délicate.

D'autre part je n'ai jamais rencontré de jadéite pure dans les roches basiques de Vanoise. Je reviendrai sur ce phénomène dans l'étude des associations à jadéite.

Après l'examen détaillé des isogrades de Vanoise on peut faire ressortir quelques caractères généraux visibles sur cette carte :

- La disparition de la lawsonite vers le Nord de la région, que l'on considère ce minéral comme précoce ou tardif, est un fait majeur.

- La compression des isogrades à la limite occidentale du massif cristallin de Vanoise méridionale est également frappante et anormale par rapport à la disposition générale, elle représente une certaine saute de métamorphisme.

- La disposition des isogrades autour des massifs cristallins d'Ambin et de Vanoise méridionale suggère un comportement thermique particulier de ces massifs par opposition au massif ancien de Vanoise septentrionale souvent recoupé par les isogrades.

- La configuration des isogrades entre la zone houillère et le massif de Vanoise septentrionale spécialement au Nord de ce dernier. Le domaine à zoïsite-amphibole sodique vient chevaucher tectoniquement un domaine à chlorite-albite-épidote. Cette discontinuité est particulièrement bien visible dans la vallée de l'Isère.

Il y a donc en Vanoise des discontinuités métamorphiques visibles dues à des déplacements tectoniques. D'autre part la disposition des isogrades du métamorphisme de haute pression se moule parfois sur des éléments structuraux : socle, couverture. Il devient alors difficile de considérer que toutes les zones métamorphiques occupent actuellement la place qu'elles avaient au moment du métamorphisme de haute pression.

Il est donc indispensable d'étudier la répartition verticale des associations métamorphiques afin de s'assurer de la présence ou de l'absence de discontinuités métamorphiques sur une coupe donnée. Cette tâche est rendue mal aisée par le peu de netteté présenté par les réactions principales et la large persistance des reliques.

Nous pouvons prendre comme exemple le massif des schistes lustrés de la Sana flottant sur la nappe de la Grande Motte puis sur une couverture carbonatée par l'intermédiaire d'une semelle évaporitique mince, la couverture reposant elle-même sur le massif ancien de Vanoise méridionale. Trois contacts anormaux majeurs découpent cet édifice dans lequel on rencontre structuralement de haut en bas :

1. pumpellyite - épidote - actinote - chlorite - albite (Pte Boussac)
2. zoïsite - glaucophane - épidote - lawsonite - chlorite - albite (Sana)
3. (lawsonite) - chlorite - calcite - albite (série Grande Motte)
4. phlogopite - adulaire - phengite - dolomite - calcite (Trias
Réchasse)
- 5 zoïsite - glaucophane - grenat - albite - épidote (Arpont).

Cette succession devrait représenter un métamorphisme progressif, mais on ne peut s'empêcher de remarquer l'absence de la zoïsite dans les séries carbonatées alors qu'elle est déjà présente à la base de la Sana. On peut également penser qu'il s'agit de reliques.

D'autre part le sommet de l'édifice présente un métamorphisme à pumpellyite sans traces de lawsonite, il n'est séparé des associations à zoïsite - lawsonite - glaucophane que par quelques centaines de mètres. Ceci représente un gradient tout à fait particulier ou une superposition d'unités de schistes lustrés à métamorphisme différent.

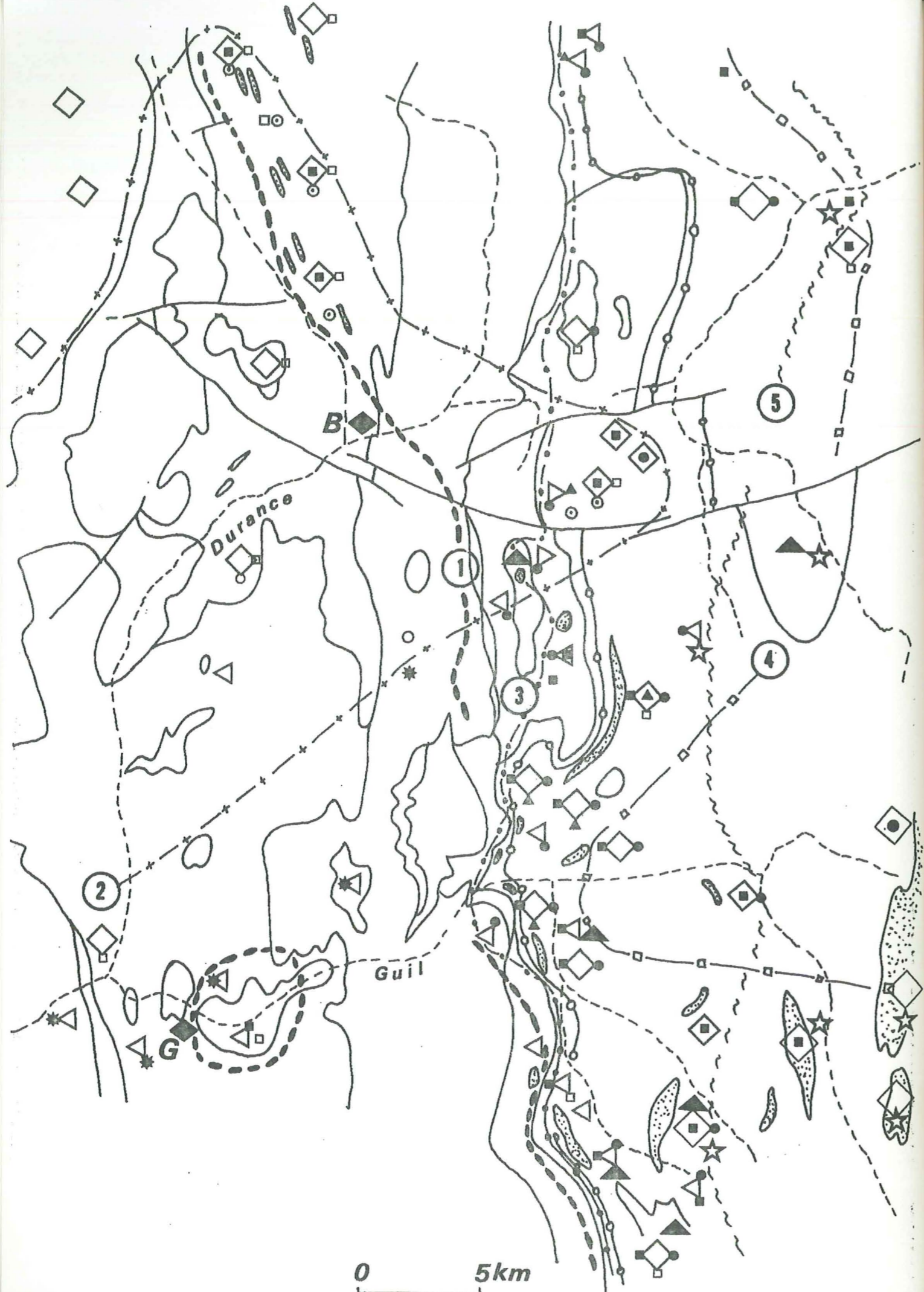


Fig. 5.- Associations des minéraux de métamorphisme dans la région du Queyras.

- | | | |
|---------|----------|----------|
| | chlorite | |
| épidote | | actinote |
| | calcite | |
- Associations de base. Si l'un des minéraux manque on obtient le triangle correspondant, si ce minéral est remplacé il est représenté par l'un des minéraux figurés ci-dessous. Les minéraux inclus sont des reliques.
- glaucophane
 - biotite verte
 - pumpellyite
 - zoïsite
 - grenat
 - lawsonite
 - ægyrine
 - jadéite
 - stilpnomélane
 - chloritoïde
 - prehnite
 - magnésiocarpholite
 - pyrophyllite.

B : Briançon G : Guillestre
 Figuré pointillé : roches basiques de la série des schistes lustrés.

L'interprétation zonéographique dans un tel environnement structural devient très délicate. Les discontinuités métamorphiques n'apparaissent en première analyse que lorsqu'elles sont importantes. Seuls les isogrades tardifs recoupent avec une certaine clarté les édifices et peuvent s'appuyer sur les relations structurales de croissance des minéraux. Ils marquent donc un stade thermique d'arrêt de l'édifice, ce qui laisse à supposer que le métamorphisme antérieur a un caractère cinétique.

2) Région du Briançonnais - Queyras

J'ai utilisé pour cette carte (fig. 5) les mêmes figurations et les mêmes isogrades que pour la carte précédente. Quelques données proviennent de J-M. CARON - P. SALIOT (1969) et J-M. CARON (1977) pour la bordure SE du massif d'Ambin. J'ai également utilisé les données de J-M CARON (1977) pour l'apparition de la lawsonite en milieu carbonaté. Cette limite n'a qu'une signification approximative car en deçà de son tracé on n'a jamais pu mettre en évidence l'association pyrophyllite - calcite qui devrait s'y rencontrer.

Outre les considérations générales sur la disposition d'ensemble des zones faites précédemment, on peut, d'après cette carte, préciser quelques faits.

Les zones anciennes et les zones récentes (prehnite) sont affectées par les grandes cassures transverses, le phénomène semble bien visible dans le massif basique du Chenaillet. Avec une étude plus détaillée on pourrait sans doute faire apparaître plus clairement le rôle de ces fractures tardives par rapport à l'édifice métamorphique.

La liaison entre certains domaines structuraux et certaines zones métamorphiques prend ici des caractères bien particuliers.

En effet, on peut observer des rapports étroits entre les limites des zones minéralogiques et certaines unités structurales. C'est entre les lambeaux de la zone dite du Gondran et les schistes lustrés s.l. que se regroupent la plupart des isogrades du métamorphisme de haute pression. Ceci est particulièrement clair depuis la vallée du Guil vers le Sud. Si l'on se déplace vers le Nord on rencontre des fenêtres de schistes lustrés sous les

unités de zone du Gondran et dans ces fenêtres apparaissent la plupart des minéraux typiques. On ne peut expliquer une telle structure par un gradient de métamorphisme développé par une seule phase de métamorphisme.

Il faut toutefois garder une certaine réserve quant à la répartition des zones car elle repose essentiellement sur les roches basiques dont la répartition est en gros associée à l'unité des schistes lustrés. Mais si l'on prend l'exemple des zones de métamorphisme sur la transversale du massif basique du Chenaillet, on peut constater des différences importantes entre les associations minéralogiques qui s'y trouvent et celles que l'on rencontre dans la fenêtre de schistes lustrés, sous le rétrocharriage du Briançonnais, au Sud à faible distance.

Il semble donc que dans le contact entre les roches basiques des schistes lustrés et la zone briançonnaise le degré de métamorphisme affectant les premières puisse être variable.

Il faut également signaler que sur une faible épaisseur de terrains on voit apparaître, dans les schistes lustrés, au Sud du Guil, presque tous les minéraux du métamorphisme alpin. C'est une région exceptionnellement riche en associations caractéristiques et les roches y sont fort belles.

Si l'on compare à présent les massifs basiques des schistes lustrés qui ne sont pas recouverts par des phénomènes de rétrocharriage entre les Alpes de Savoie et du Dauphiné, on peut remarquer une certaine analogie entre le Mont Jovet et le massif du Chenaillet.

Il est frappant de constater que tous deux ont subi un métamorphisme de haute pression peu prononcé et dans chaque cas on peut se demander si les associations à pumpellyite qui y sont présentes ne seraient pas en partie des reliques d'une phase métamorphique océanique.

Cette constatation est importante dans la mesure où elle nous permet de dire que si la nappe des schistes lustrés se déplaçait dans un état métamorphique acquis auparavant, ou en cours de déplacement, elle incluait des roches peu transformées.

Conclusion

L'examen de ces cartes apporte des renseignements sur la répartition du métamorphisme; mais bien souvent elles posent plus de questions qu'elles n'en résolvent. On peut tenter de résumer les problèmes abordés par la précédente étude.

1) La disposition générale des minéraux ne peut pas être considérée comme le résultat d'une phase métamorphique unique. Le métamorphisme à zéolites et prehnite pumpellyite est superposé à un autre métamorphisme.

2) La zonéographie métamorphique repose sur des réactions impliquant des minéraux de haute pression présents le plus souvent dans les roches basiques. Les réactions observées dans les roches, qu'elles permettent l'apparition ou la disparition d'un minéral critique, sont souvent incomplètes (larges zones de reliques). Ces réactions sont souvent différentes de celles qui limitent les domaines de stabilité des minéraux reconnus expérimentalement.

3) Il existe une variation du gradient métamorphique du Sud vers le Nord de la région étudiée. Elle est visible dans la zone de Vanoise dont le métamorphisme est intervenu après le dépôt de l'Eocène inférieur.

4) On peut voir des discontinuités de métamorphisme qui peuvent être dues à des translations tardives : Vanoise sur la zone houillère; et des translations qui pourraient être plus précoces : discontinuités au sein de la masse des schistes lustrés.

Les problèmes fondamentaux on le voit clairement sont essentiellement à la fois chronologiques et d'estimation précise des conditions de pression et température. D'autre part, une attention particulière doit être portée aux zones de grands contacts anormaux afin de mettre en évidence leurs conditions thermodynamiques de formation.

C'est dans cet esprit que j'ai choisi d'étudier la jadéite, les phyllosilicates et les cicatrices évaporitiques.

CHAPITRE II

LA JADEITE DANS LES ALPES OCCIDENTALES

I. SITUATION DU PROBLEME

La jadéite est un minéral peu abondant mais d'un grand intérêt pour la connaissance du métamorphisme alpin. J'ai recherché particulièrement ce minéral dans les Alpes françaises. Quelques rares gisements étaient connus que l'on doit particulièrement à S. FRANCHI (1900) puis plus tardivement à R. LEFEVRE et A. MICHARD (1965) ainsi qu'à quelques autres auteurs comme A. NICOLAS (1966) et J. BOCQUET (1974).

J'ai trouvé un certain nombre d'occurrences de jadéite qui peuvent se regrouper en deux types principaux

- la jadéite des roches basiques dans les zones de métamorphisme de haute pression typique essentiellement dans les Alpes du Sud.

- la jadéite des roches acides, granites, gneiss, qui est plus largement répandue et abondante dans les éléments inclus des évaporites de Savoie.

A la jadéite pure, il faut ajouter un certain nombre de pyroxènes contenant de la jadéite dans leur réseau et appartenant aux groupes des aegyrines jadéites, des omphacites et des diopsides jadéitiques.

L'intérêt essentiel de la jadéite repose sur ses conditions de stabilité; en effet, la transformation de l'albite en jadéite + quartz a lieu à de très fortes pressions pour de faibles températures d'après les données expérimentales dont on dispose sur ce minéral.

C'est pourquoi la jadéite est par excellence le minéral typique du métamorphisme de haute pression et mérite qu'on l'étudie particulièrement.

II. LES PRINCIPALES ASSOCIATIONS MINÉRALOGIQUES A JADEITE ET
PYROXÈNE JADÉITIQUE

On a représenté sur une carte Fig. 6, les principales occurrences de jadéite ou pyroxène jadéitique qui ont été étudiées en détail.

Les associations minéralogiques accompagnant les pyroxènes sont les suivantes :

1. albite - chlorite - biotite verte - pyroxène jadéitique - hématite
2. calcite - amphibole bleue - aegyrine - chlorite
3. quartz - jadéite - aegyrine - albite - orthose - phengite - biotite verte
4. calcite - épidote - aegyrine - albite - hématite - amphibole bleue
5. quartz - mica blanc - calcite - dolomite [±] hématite [±] jadéite
6. quartz - mica blanc - calcite - jadéite - oxydes de fer
7. quartz - mica blanc - calcite - jadéite - albite - orthose - biotite verte - stilpnomélane
8. quartz - jadéite - albite - mica blanc - biotite verte - aegyrine - hématite
9. quartz - amphibole - jadéite
10. quartz - albite - mica blanc - jadéite
11. quartz - jadéite - chlorite - amphibole bleue - aegyrine
12. lawsonite - quartz - chlorite - pyroxène jadéitique
13. quartz - albite - mica blanc - jadéite - chlorite - calcite - lawsonite amphibole bleue
14. quartz - albite - chlorite - lawsonite - amphibole bleue - pyroxène jadéitique
15. quartz - albite - lawsonite - jadéite [±] chlorite [±] amphibole bleue [±] aegyrine
- 15'. chlorite - diopside - jadéite - lawsonite - trémolite

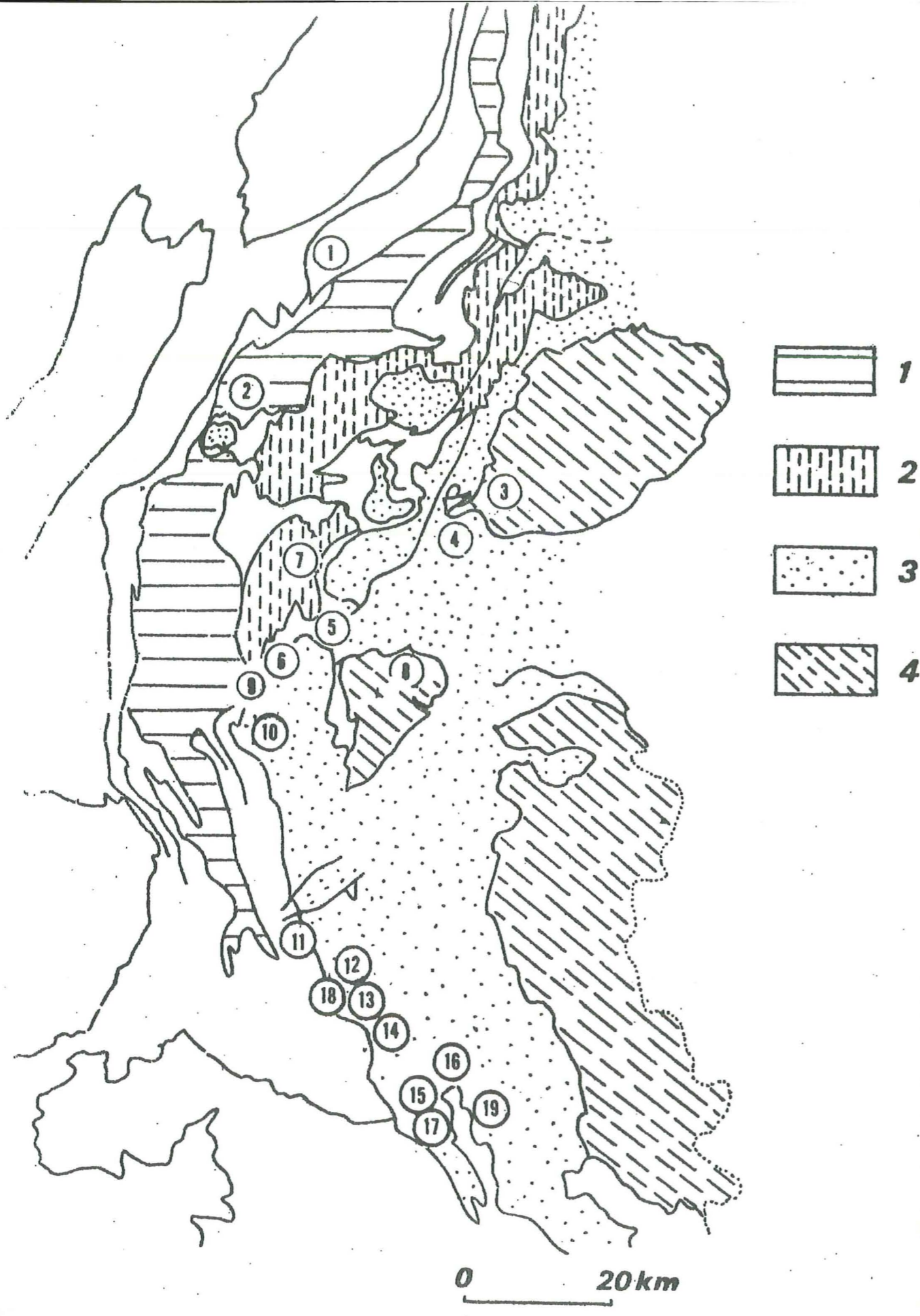


Fig. 6.- Répartition des gisements de pyroxène sodique étudiés. Fond structural, même légende que fig. 1.

16. quartz - albite - chlorite - lawsonite - zoïsite - amphibole bleue - pumpellyite - jadéite
17. quartz - albite - jadéite - chlorite - hématite
18. quartz - albite - orthose - lawsonite - amphibole bleue - chlorite - pyroxène jadéitique
19. quartz - albite - jadéite - amphibole bleue - mica blanc

On peut dégager plusieurs caractères généraux à propos de ces occurrences de jadéite.

Tout d'abord, la jadéite ou ses pseudomorphoses n'ont jamais été rencontrées dans les carbonates des schistes lustrés souvent très albitiques.

Dans certains secteurs, certains types de roches sont riches en jadéite. C'est le cas dans les Alpes de Savoie où la jadéite ne se rencontre que dans les roches acides et dans les évaporites. C'est également le cas des lambeaux acides entraînés dans les contacts (écailles intermédiaires) au front ou à la base des schistes lustrés. Ces niveaux ont donc en général été prospectés pour la recherche de la jadéite.

D'autres secteurs sont riches en jadéite quelle que soit la composition de la roche, c'est le cas du Queyras - haute Ubaye avec toutefois une présence sélective dans les roches d'origine magmatique.

Les principales relations avec les autres minéraux

- le quartz est souvent présent sous forme d'inclusions fines dans le pyroxène ou en grands cristaux en contact.
- l'albite est fréquente et elle a été reconnue dans les produits de déstabilisation ou dans la roche, quelquefois au contact de la jadéite.
- la lawsonite est associée au pyroxène dans les roches du Queyras.

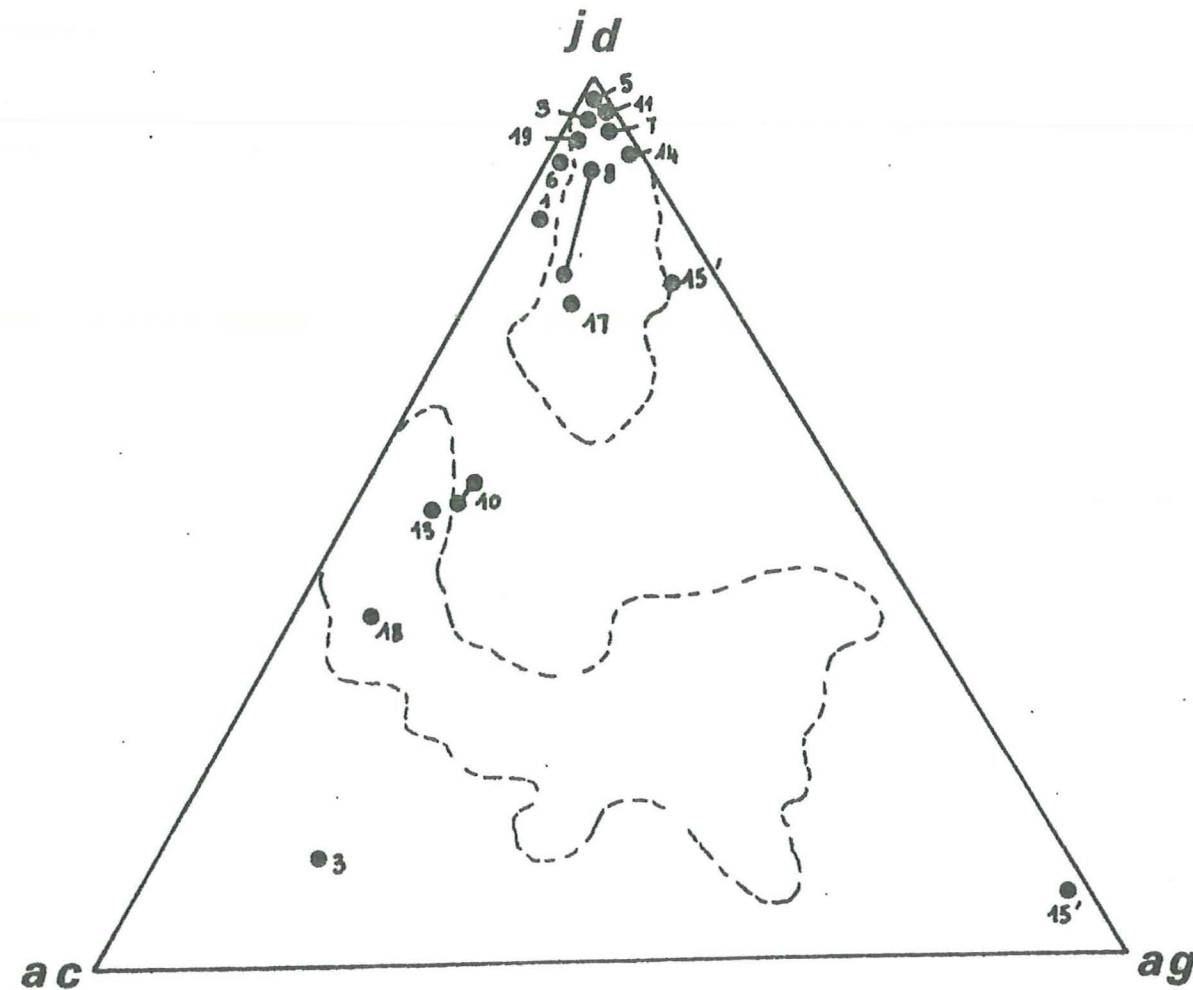


Fig. 7.- Composition des pyroxènes sodiques étudiés dans un triangle Jadéite, acmite, augite, diopside. Les domaines courants des pyroxènes étudiés par d'autres auteurs ont été délimités par des pointillés, d'après ONUKI H. et ERNST W.G. (1969).

- le feldspath potassique est très fréquemment en contact avec la jadéite dans les termes acides.

- les micas blancs sont des éléments classiques des pseudomorphoses de jadéite et les phengites sont quelquefois au contact avec les pyroxènes.

- dans quelques cas on observe des jadéites sans quartz, c'est le cas dans les gabbros au contact des serpentines et dans certains feldspaths potassiques.

III. LA COMPOSITION DES PYROXENES JADEITIQUES

La plupart des pyroxènes ont été analysés à la microsonde électronique afin de préciser leurs compositions et leur homogénéité. Les formules structurales de ces pyroxènes ainsi que les sommes analytiques des poids d'oxydes figurent au tableau T 1.

Les compositions des différents pyroxènes ont été reportées sur un diagramme triangulaire ayant pour pôles l'aégyrine, la jadéite et l'augite où figurent des compositions de pyroxènes associés aux amphiboles bleues d'après H. ONUKI et W.G. ERNST (1969). On peut voir que la plupart de nos pyroxènes sont des jadéites avec quelques aégyrines jadéites Fig.7.

Deux faits sont remarquables à propos des solutions solides entre ces différents pôles.

On trouve souvent des aégyrines jadéites de composition comprise entre les deux pôles, la solution solide paraît donc parfaite. Les zonations des pyroxènes sont remarquables et pratiquement toujours dans le même sens, les parties les plus aégyriniques occupant la périphérie des cristaux (8). Dans quelques cas, la même roche peut présenter deux pyroxènes bien individualisés (3) proches des pôles purs.

Le fait est important, car on pourrait penser utiliser la teneur en jadéite des aégyrines jadéites comme indicateur des variations de température et pression. Mais il est évident que cette solution solide est influencée par la composition de la roche et particulièrement le degré d'oxydation du fer et la teneur en aluminium de la roche.

En effet, si l'on considère un système ayant pour constituants $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ (Fig. 8), on voit que le pyroxène ne pourra contenir le maximum de jadéite en solution solide que s'il est à l'équilibre avec l'albite et l'hématite.

Il ne faut donc retenir que les associations présentant ces minéraux à l'équilibre pour juger du maximum de substitution jadéitique dans le pyroxène.

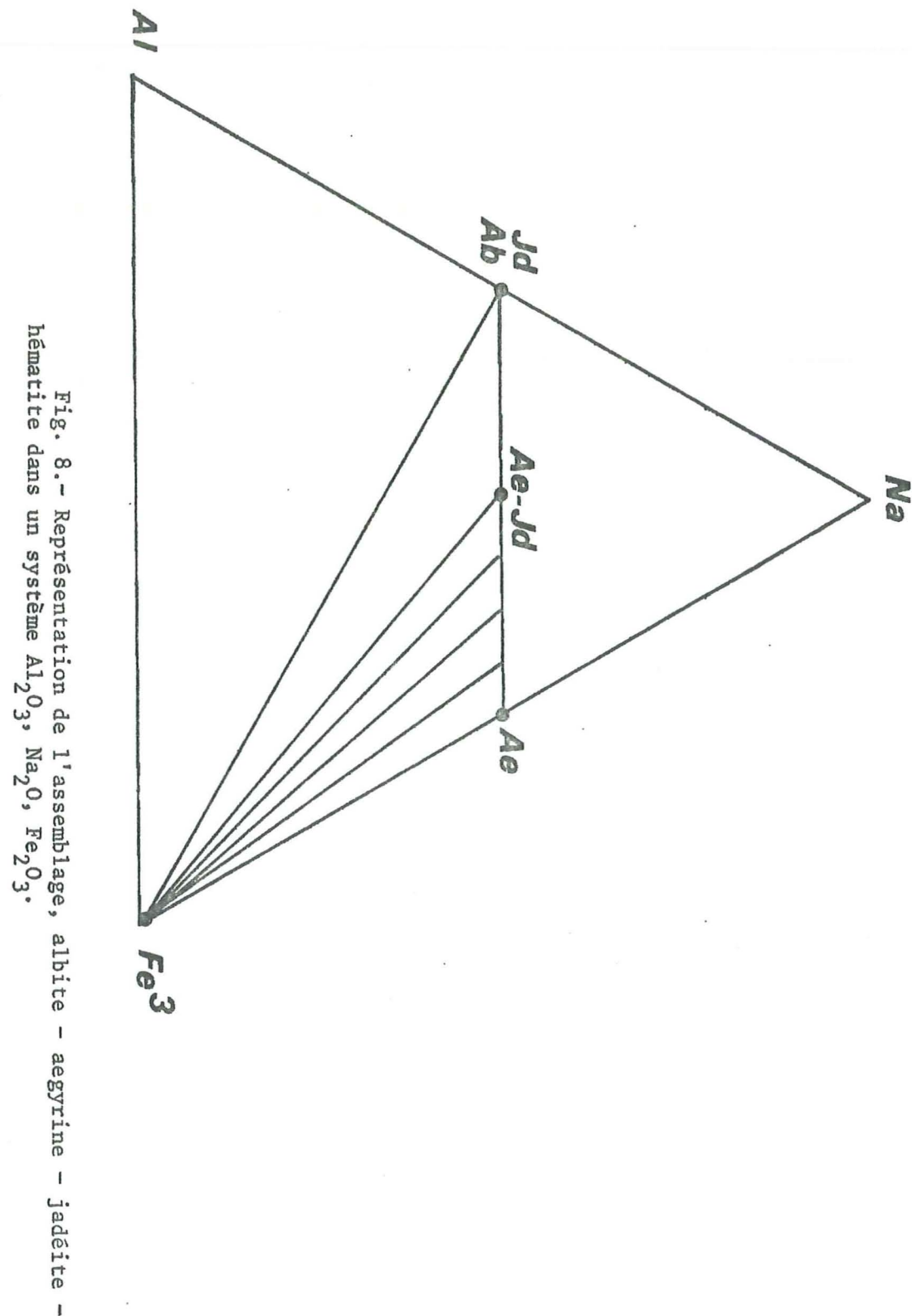
Cette association est présente dans un certain nombre de roches faisant partie des écaillés entre la zone Briançonnaise et les schistes lustrés (zone Vanoise et écaillés intermédiaires). Ces roches contiennent le plus souvent la lawsonite et parfois l'amphibole bleue. La teneur en jadéite du pyroxène va de 40% vers les valeurs les plus élevées.

Dans le cas des échantillons 3 et 8 où l'on rencontre une zonation ou deux pyroxènes, la baisse de la teneur en jadéite traduit une baisse de pression ou une augmentation de température, les pyroxènes aegyriniques se trouvant à l'équilibre avec l'albite et l'hématite.

Dans ces roches, l'association hématite - aegyrine - albite peut prendre un caractère filonien marqué. En Vanoise méridionale, j'ai rencontré des fentes à crossite - hématite - aegyrine - quartz indiquant une circulation tardive de fluides ferrifères et sodiques.

Ce type d'association se retrouve dans un certain nombre de roches des Alpes françaises et pose un problème particulier. Ce sont les quartzites à aegyrine du Trias ou du Lias de Vanoise J. BOCQUET et de la mine de S^t Véran. Il s'agit de roches ferrifères et sodiques extrêmement pauvres en aluminium. L'équivalent sédimentaire de telles roches est difficile à concevoir, on imagine mal en effet sous quelle forme minéralogique le sodium pouvait être représenté dans les sédiments. On peut envisager localement comme dans le cas des fissures, une circulation du sodium dans des quartzites ferrifères.

La plupart des pyroxènes analysés ne montrent pas une importante substitution aegyrinique. Pour la plupart de nos échantillons, elle est infé-



rière à 10%. Le plus souvent les roches choisies sont pauvres en calcium, magnésium et fer, mais dans certains cas, particulièrement les roches basiques, ces éléments sont abondants et la substitution augitique reste faible.

L'échantillon 15' est particulièrement intéressant. Il montre en effet l'association d'un diopside recristallisé associé à une jadéite sans quartz. Il s'agit d'une roche au contact entre le gabbro et la serpentine du Pic Marcel (Queyras). Les gabbros subissent un phénomène de rodingitisation. D'après leur analyse on note un enrichissement en magnésium et calcium. Lorsque le phénomène est plus poussé, il ne subsiste dans la roche que des phases silico-alumineuses, magnésiennes et calciques. Ceci est accompagné d'une perte de silice et soude. Ce phénomène est souvent lié à des fentes voisines riches en jadéite ou albite.

Dans le cas de l'échantillon 15', il est intéressant de constater que, si jadéite et diopside sont à l'équilibre, la solution solide entre ces pôles est donc très limitée. Dans un échantillon de la zone Sesia Lanzo étudiée avec J.-R. KIENAST, on rencontre cette association au sein d'un même pyroxène où les deux pôles montrent une solution solide plus étendue (75% Jd - 50% Jd). Cette lacune de miscibilité avait été définie par N.L. DOBRETsov (1964) et évoquée par R.G. COLEMAN et J.R. CLARK (1968) sans avoir été reconnue effectivement dans une même roche.

Dans les roches au voisinage des serpentines (riches à la fois en Ca, Mg et Na), la jadéite qui est relativement pure n'est pas dans l'échantillon 15' en équilibre avec le quartz.

IV. LA FORMATION DE LA JADEITE DANS LES ROCHES

Il faut distinguer deux types principaux de jadéite : celles qui apparaissent dans les roches basiques et celles qui apparaissent dans les roches acides feldspathiques.

a) Dans les roches basiques

La jadéite remplace clairement l'albite ou la fraction albitique du plagioclase. Dans bien des cas, on peut observer la présence d'albite

dans la roche sans que l'on puisse lui attribuer structuralement un caractère tardif. Il semble que dans bon nombre de roches les conditions de formation aient été proches de la courbe de transformation de l'albite. Ceci est d'autant plus vrai lorsque la jadéite est légèrement substituée en molécule acmitique, car l'albite est alors régulièrement présente dans la paragenèse à jadéite. Ce cas est bien représenté dans les associations des produits de différenciation des ophiolites, syénites albitiques et jadéitiques.

Dans le cas des plagioclases, on peut observer dans certains gabbros la transformation directe en lawsonite et jadéite associée au quartz. W.G. ERNST (1971) a déjà souligné l'importance de cette association qui indique clairement que c'est à partir d'albite issue de la destruction du plagioclase que se développe la jadéite. Cette dernière transformation se produisant à partir d'une albite à basse température. D'après T. HLABSE et O.J. KLEPPA (1968), la jadéite peut apparaître à plus basse pression à partir d'albite de haute température. Ce type d'albite a peu de chance d'être rencontrée dans les roches feldspathiques des Alpes qui sont toutes anciennes et ont en général subi des transformations tardi-magmatiques, métamorphiques ou diagénétiques avant le métamorphisme alpin.

C'est donc vraisemblablement à partir d'albite B.T. que se développe l'association jadéite + quartz dans les roches basiques.

b) Dans les roches acides feldspathiques

Dans de nombreux échantillons, j'ai pu observer que la jadéite se développait surtout à l'intérieur des feldspaths potassiques. On voit alors apparaître la jadéite associée au quartz isolé dans le feldspath potassique. L'échantillon 7 est à cet égard le plus intéressant, en effet, on peut y observer des grains de jadéite de 100 à 500 microns dans le feldspath. Les images obtenues à la microsonde électronique montrent que le feldspath potassique présente des exolutions albitiques orientées dans certains cas et non orientées dans d'autres cas. Il est difficile de dire avec certitude si la jadéite s'est développée après la transformation du feldspath ou en cours de démixtion du feldspath de haute température. Il est étrange de constater que seuls quelques grains de jadéite apparaissent dans un réseau albitique bien développé. Il me semble plutôt que la jadéite se

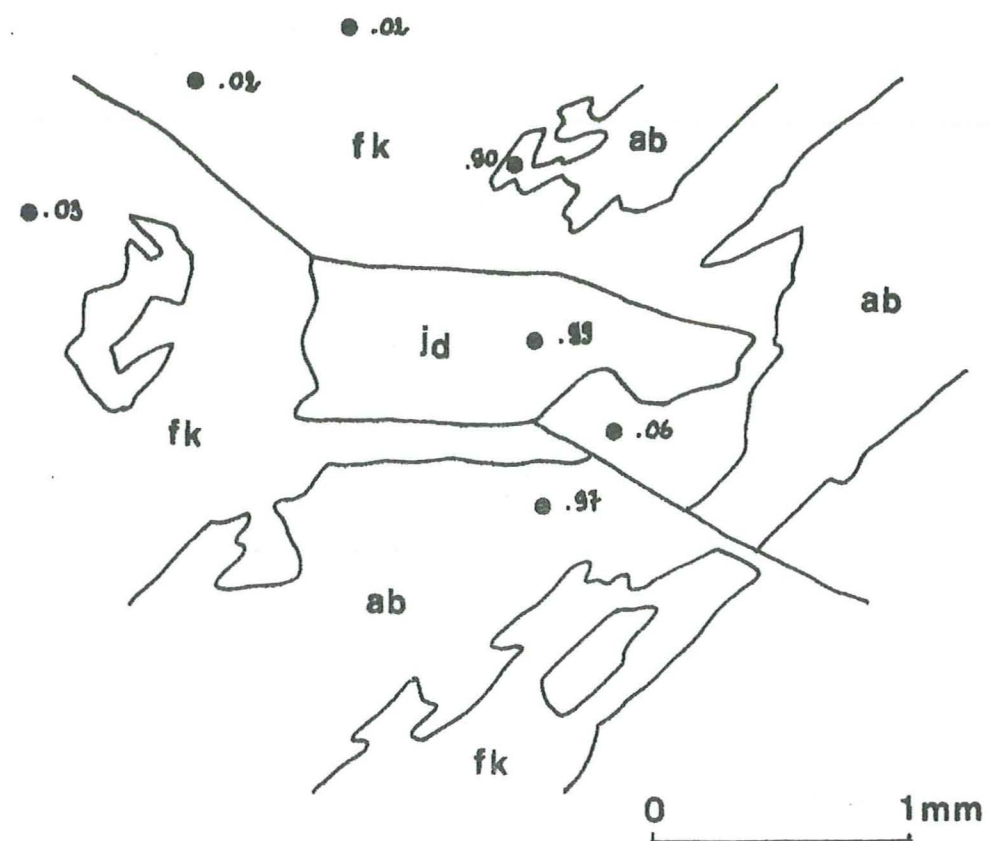


Fig. 9.- Inclusion d'un grain de jadéite dans un feldspath potassique. Les points représentent des analyses à la microsonde avec leur pourcentage de Na par rapport aux alcalins. On remarque l'allongement des albites dessinant une perthite.

forme au moment où le feldspath de haute température commence à se démixer, on peut remarquer en effet, des auréoles de feldspath potassique autour de la jadéite. J'ai analysé les feldspaths autour de la jadéite Fig. 9, un des points sur l'albite est sans doute contaminé par le feldspath potassique proche. En règle générale, le feldspath potassique est très pur, le pôle le plus riche en molécule albitique est au contact de la jadéite et de l'albite. Cette grande pureté du feldspath potassique indique des températures très faibles; en effet, même si l'on considère une pression élevée déplaçant le solvus des feldspaths vers les températures plus hautes, la composition des phases à l'équilibre dans cet échantillon indiquerait d'après W.C. LUTH, R.F. MARTIN et P.M. FENN (1974) pour 5 kilobars une température de l'ordre de 300°C. Si la croissance de la jadéite s'est arrêtée dans le feldspath, c'est sans doute à cause d'une certaine augmentation de la température ou chute de pression, ces deux phénomènes ayant le même effet sur le solvus des feldspaths. Or, on constate que l'albite et le feldspath potassique associés dans les parties non jadéitisées du feldspath sont également très purs, c'est donc que la température de formation de la jadéite était vraisemblablement plus faible que celle que l'on a envisagée.

Il faut considérer que la jadéite et le feldspath potassique sont à l'équilibre à un moment donné de l'histoire métamorphique de la roche; ce fait est important pour comprendre l'évolution de certaines associations minérales à feldspath potassique. D'autre part, le feldspath potassique associé à la jadéite ne peut être considéré comme dans un équilibre albite - orthose.

Dans l'échantillon 7, les cristaux de jadéite sont trop petits pour présenter des inclusions fluides, mais dans les autres échantillons où la jadéite se développe en milieu feldspathique, j'ai pu observer souvent des inclusions fluides sans bulle indiquant que des fluides étaient à l'équilibre avec les feldspaths au cours de la transformation de la jadéite.

Dans certains échantillons, n° 11 et les roches de la zone d'Acceglio décrite par R. LEFEVRE et A. MICHARD (1965), on observe un envahissement de la roche par la jadéite. On peut expliquer ce phénomène dans le cas de l'échantillon 11 par la composition initiale de la roche très riche en albite.

Mais dans le cas de la zone d'Acceglio, les auteurs font intervenir un phénomène d'albitisation de roches originellement potassiques. Des pseudomorphoses de grands feldspaths potassiques maclés sont envahis par la jadéite associée au quartz. Ce phénomène nécessite la présence d'un fluide extrêmement riche en sodium susceptible de déplacer le potassium des feldspaths. Ce potassium doit être évacué de la roche pour permettre le phénomène d'albitisation. Je n'ai pas observé de phénomène identique dans les échantillons acides à jadéite; mais il faut noter le rôle important que semble jouer dans les roches la présence d'un feldspath potassique en cours de recristallisation. On peut se demander si le réseau du feldspath ou l'équilibre entre les deux feldspaths ne favorise pas l'apparition de la jadéite. Dans les Alpes du Nord, on doit constater que la jadéite pure n'est présente que dans les roches contenant le feldspath potassique.

Il faut enfin parler de l'apparition des jadéites pures non associées au quartz. On les rencontre seulement dans les roches ultrabasiques ou au contact entre celles-ci et d'autres termes de la série ophiolitique. Dans ce cas, on peut penser que la jadéite s'est formée à partir de veines de ségrégation contenant l'analcime et peut-être l'albite. On peut alors à relativement basse pression voir apparaître la jadéite seule ou associée à l'albite. On peut expliquer de cette façon un certain nombre de filons de jade du Queyras. Ce type de formation est comparable à ce que l'on connaît en Birmanie où des filons de jade font leur apparition dans les serpentines.

V. LA DESTABILISATION DE LA JADEITE

La jadéite est remplacée dans les roches par des minéraux variés. Les pseudomorphoses sont parfois abondantes et bien reconnaissables. On peut en décrire plusieurs types.

- pseudomorphoses en albite ⁺ hématite
- pseudomorphoses en albite + muscovite ⁺ hématite
- pseudomorphoses uniquement muscovitiques
- pseudomorphoses contenant l'analcime.

Lors de la formation de la jadéite, le quartz issu de la transformation est souvent cristallisé en gouttelettes dans le pyroxène ou à l'écart du pyroxène. La transformation en albite ne peut donc facilement se produire que lorsque les deux minéraux sont au contact. Ce phénomène s'observe dans la plupart des échantillons, mais il est souvent limité par la quantité de quartz disponible avec la jadéite. Ce dernier minéral peut donc facilement rester métastable avec l'albite ou une autre phase.

C'est à ce stade que peuvent intervenir des transformations produisant d'autres minéraux que l'albite.

L'analcime a été décrite par D.M. STEEN (1972) dans une roche à jadéite de la haute Ubaye. C'est un mode de transformation très particulier mais certainement fréquent lorsque les roches à jadéite sont reprises par une phase de métamorphisme dans le faciès des zéolites.

La paragonite a été évoquée par R. LEFEVRE (1974) comme produit de déstabilisation de la jadéite. Je n'ai jamais rencontré ce minéral bien qu'il soit difficile à individualiser, même à la microsonde, dans les produits de déstabilisation de la jadéite.

J'ai étudié à la microsonde ces produits et cherché à individualiser les phases présentes. Le plus souvent, il s'agit d'un mélange d'albite et de muscovite.

L'altération de la jadéite par la muscovite est un processus très courant. Les muscovites sont souvent des phengites que nous étudierons plus loin.

Cette transformation implique une libération de potassium à partir d'un minéral de la roche ou d'une solution aqueuse.

Les seules phases potassiques présentes dans ces roches sont le feldspath potassique et la phengite, la biotite verte étant parfois associée aux précédents. Nous verrons plus loin que l'équilibre entre ces minéraux est régi par les possibilités de substitution de la phengite à laquelle ils sont associés. Cette substitution étant limitée par la température et la pression : d'après B. VELDE (1965), une baisse de pression ou une augmentation

de la température entraîne un déplacement de la composition de la phengite vers le pôle muscovite à l'équilibre avec la biotite et le feldspath potassique. Cette réaction n'implique pas de libération de potassium disponible pour la muscovitisation de la jadéite.

L'équilibre entre la muscovite et le feldspath potassique est déterminé par le rapport $\frac{K^+}{H^+}$ dans la solution. L'acidité de la solution joue donc un grand rôle dans les roches feldspathiques HEMLEY (1975) - M. LAGACHE (1965). Les milieux très acides permettent le développement de muscovite. A basse température, le potassium est peu abondant à l'équilibre avec les feldspaths alcalins. La muscovitisation est donc un processus facile : il suffit d'une faible augmentation du rapport $\frac{K}{Na}$ pour transformer des phases sodiques en mica potassique. Or la jadéite est la phase sodique la moins stable lors d'un changement de conditions de pression ou température. D'autre part, ces solutions sont le plus souvent saturées en SiO_2 qui va permettre également à la jadéite de se transformer en albite.

Il me semble donc que les pseudomorphoses micacées des jadéites sont dues selon les proportions d'albite et de phengite à la combinaison de ces deux phénomènes : - transformation en albite en présence de quartz ou de solutions saturées en SiO_2 - fixation de potassium en milieu acide jusqu'à l'équilibre entre l'albite et le mica.

Il faut également parler de l'apparition tardive de l'aegyrine dans plusieurs échantillons contenant la jadéite. Bien que dans un seul des échantillons (3) l'aegyrine se situe dans les pseudomorphoses de pyroxène, l'apparition de l'aegyrine paraît toujours secondaire et se situe souvent dans les fissures. La formation de ce pyroxène souvent très pur (cf anal. Tabl 1) pose un certain problème comme nous l'avons vu et ne peut être envisagé par un simple remplacement de Al par Fe^{3+} . On constate que dans la plupart des échantillons présentant une muscovitisation importante de la jadéite (3, 11, 8) l'aegyrine est présente. On pourrait expliquer ce phénomène associé à la muscovitisation : la fixation du potassium sur la jadéite libère du sodium qui peut être utilisé avec le fer ferrique et la silice pour former l'aegyrine.

On voit clairement que le rôle des solutions percolant les roches à jadéite est déterminant. On ne possède pratiquement pas de données quantifiées sur les fluides en équilibre avec la jadéite. C'est une lacune à combler rapidement en utilisant un matériel approprié. Dans les quartz associés à la jadéite, j'ai pu observer des inclusions à dépôt de halite; ces inclusions ont été étudiées dans une roche à jadéite des évaporites de Vanoise C. GRAPIN, P. SALIOT, J-C. TOURAY (1977). Les solutions incluses sont riches en NaCl, pauvres en KCl, avec une augmentation au cours du temps du rapport K/Na. Mais on ne peut préciser si ces solutions sont à l'équilibre avec la jadéite ou avec les muscovites qui la pseudomorphosent localement.

VI. LES MINÉRAUX ASSOCIÉS A LA JADEITE

La jadéite associée au quartz est susceptible de remplacer l'albite dans toutes les associations. Il est toutefois clair que, sauf dans les Alpes du Sud, la jadéite occupe une position particulière dans des roches particulières. Il est donc important de considérer les minéraux qui lui sont associés.

Les principales paragenèses des roches à jadéite ont été données précédemment. Je ne reprendrai ici que les associations les plus caractéristiques.

Dans les roches acides :

quartz - albite - jadéite - phengite ⁺ chlorite ⁺ biotite ⁺ orthose ⁺ amphibole bleue.

Dans les roches basiques :

quartz - albite - jadéite - phengite ⁺ chlorite ⁺ épidote ⁺ amphibole bleue ⁺ lawsonite ⁺ diopside ⁺ pumpellyite.

a) Les roches acides1) Le système

Nous pouvons considérer que les assemblages de minéraux peuvent être décrits par un ensemble de 9 constituants : $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$.

Il faut fixer le nombre de constituants inertes déterminants. Le quartz est présent dans toutes les roches et nous pouvons considérer SiO_2 comme constituant en excès. CaO ne détermine l'apparition d'aucun des minéraux des roches acides. Fe_2O_3 est présent sous forme d'hématite et rentre dans la composition des pyroxènes jadéitiques, et en plus petite quantité dans la phengite ainsi que dans l'amphibole. C'est donc normalement un constituant déterminant. Malheureusement les analyses chimiques des roches ne nous permettent pas de séparer FeO et Fe_2O_3 . On peut, dans un premier stade, n'examiner que les associations à jadéite pure dans un stade où le fer n'est pas oxydé, on ne considère donc pas Fe_2O_3 et tout le fer sera converti en FeO . C'est après cette réserve que l'on peut également admettre que FeO et MgO sont isomorphes.

On peut également admettre que H_2O est un constituant en excès dans la plupart des roches.

Le système peut alors être défini par quatre constituants inertes déterminants : $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O} - (\text{Fe}, \text{Mg})\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$.

2) Représentation des équilibres dans le système

Nous disposons d'un certain nombre d'analyses chimiques de roches et de minéraux (Tabl. 2). Il est donc possible dans chaque roche de faire une représentation précise de la paragenèse minérale dans le tétraèdre des concentrations en éléments du système. Une méthode de traitement mathématique de ces données a été exposée par B. GOFFE (1977) et appliquée au système chimique. J'ai utilisé cette méthode pour les roches à jadéite en considérant que l'albite est remplacée par l'association jadéite + quartz Fig. 10 A.

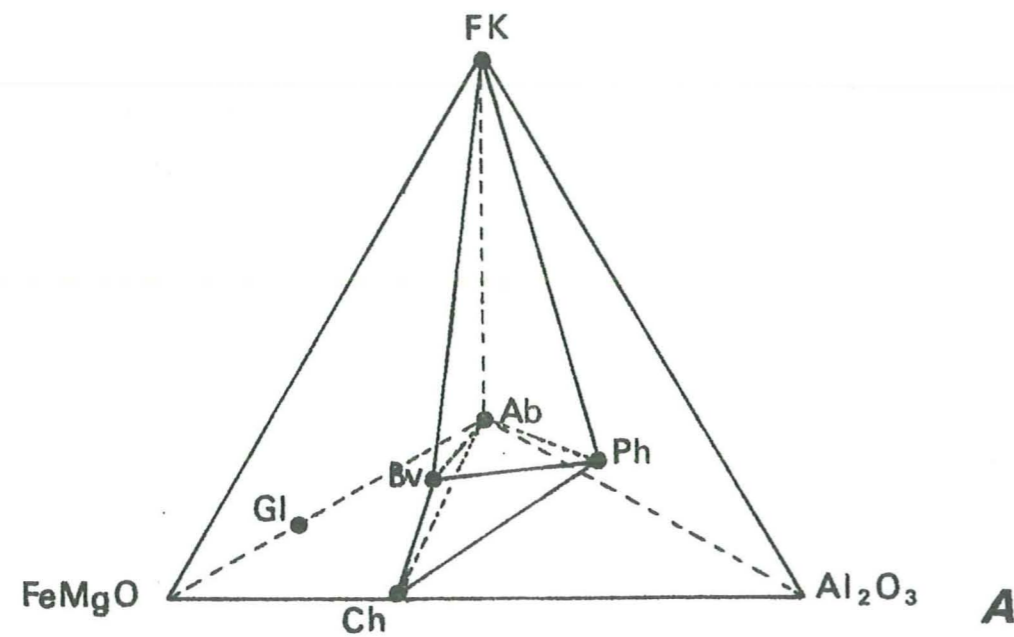
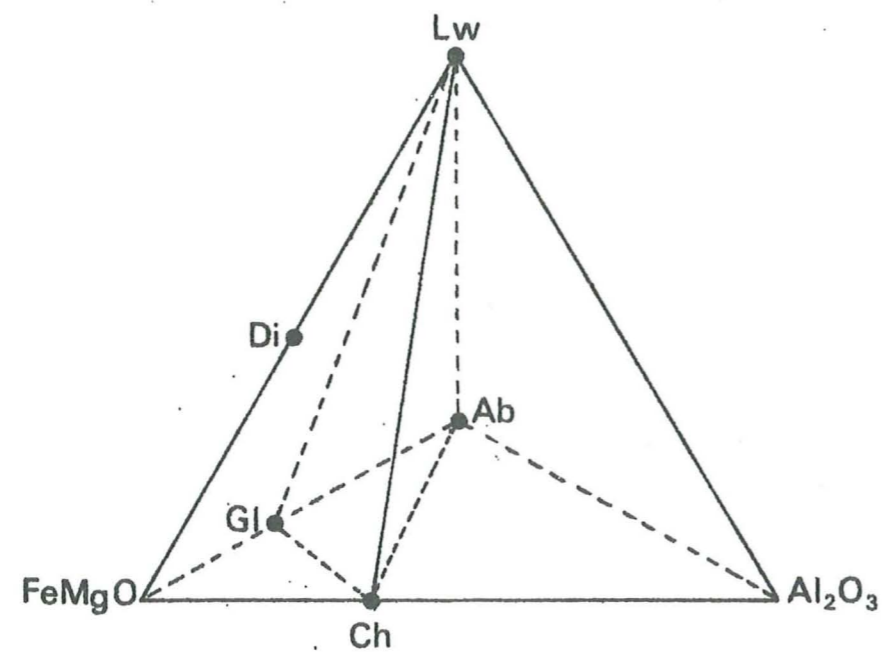


Fig. 10 A.- Représentation du système choisi avec pour pôles $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}$ $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}, \text{MgO} - \text{Na}_2\text{O}, \text{Al}_2\text{O}_3$

Fig. 10 B.- Représentation du système choisi avec pour pôles $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}, \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}, \text{Mg} (\text{O}) - \text{Na}_2\text{O}, \text{Al}_2\text{O}_3$.

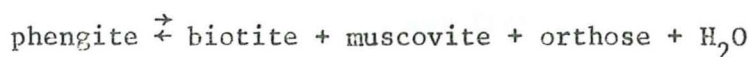


Les résultats donnent le pourcentage des différents minéraux du subfaciès choisi. Ces valeurs sont positives lorsque le point représentatif de la composition chimique de la roche se trouve dans le tétraèdre défini par les minéraux. Les valeurs négatives indiquent une solution extérieure au tétraèdre.

Echantillon n° 3.	Albite - orthose - biotite verte - phengite 1
	69.28 - 6.04 - 5.96 42.72
	Albite - orthose - biotite verte - phengite 2
	69.21 + 0.09 9.39 21.29

Il est clair que dans cet échantillon, la composition de la phengite joue un rôle important. La composition de la roche ne permet pas l'association d'une phengite très substituée en FeO - MgO et de la biotite verte. L'observation des relations entre les minéraux confirme ce fait. Les phengites très substituées sont de grands minéraux entourés de petites biotites associées parfois à de petits micas blancs. Ces petits micas blancs sont également présents dans certaines pseudomorphoses de jadéite.

Cet exemple définit bien la réaction de déstabilisation de la phengite que propose B. VELDE (1965)



Il faut maintenant signaler que la roche présente des petites fentes où l'on rencontre l'aegyrine associée à l'albite et à quelques grains d'hématite. Cette observation nous indique que Fe₂O₃ devient dans les phénomènes tardifs un constituant déterminant, mais que ce comportement du fer est associé à une baisse de pression ou une augmentation de température. Une analyse par voie humide du mica de l'échantillon a été effectuée, elle correspond sans doute à un mélange des grandes phengites précoces et des petites phengites tardives en proportion faible; il est vraisemblable qu'un peu d'albite subsistait dans la poudre, ce qui expliquerait la teneur en sodium élevée de ce mica.

Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³	Fe ²	Mg	Mn	Ti	Ca	Na	K	Total
3.530	.470	1.382	.066	.164	.276	.005	.017	.039	.203	.830	100.18

L'intérêt de cette analyse est de montrer que le fer ferrique est peu abondant

dans le réseau de ce mica qui constitue le seul ferromagnésien de la paragenèse précoce. Les minéraux plus tardifs montrent une augmentation de l'oxydation du fer.

Echantillon 8.	Albite - orthose - biotite verte - phengite
	66.82 - 2.23 26.64 8.76

Le point représentatif de l'échantillon se trouve au-dessous du plan albite - biotite - phengite proche de la ligne albite - biotite verte. Dans cet échantillon, il n'y a pas de trace d'une phengite plus substituée en FeO - MgO. Le subfaciès dans lequel la roche est stable doit donc contenir un minéral ferromagnésien situé sur le plan albite - biotite - phengite. On trouve en effet le galucophane dans la roche. Mais dans le cas présent, il faudrait considérer Fe_2O_3 qui rentre en proportion importante dans le pyroxène sodique et dont la teneur augmente vers la périphérie du pyroxène. On peut encore remarquer dans cet échantillon la présence de petites fentes contenant l'albite et quelques grains d'hématite.

L'étude de ces deux échantillons nous permet de faire un certain nombre de remarques.

Dans le stade de stabilité de la jadéite, c'est une phengite très substituée qui doit être stable. Il est fort difficile de savoir si cette phengite est à l'équilibre avec la jadéite. L'association de ces deux minéraux ou les inclusions réciproques sont fort rares.

Dans l'évolution de ces associations, on remarque une oxydation progressive du fer. Nous avons évoqué précédemment le problème posé par le remplacement de la jadéite par l'aegyrine. Cette transformation nécessite une fixation de l'aluminium dans une phase minérale quelconque. La réaction envisagée pour la déstabilisation de la phengite se produit de façon stoechiométrique, elle ne fait appel ni à un apport d'aluminium extérieur ni à une libération du sodium. La seule réaction impliquant un échange d'éléments se produit lors de la muscovitisation de la jadéite. Il est donc vraisemblable que le rapport Na/K des fluides à l'équilibre avec les solides va jouer un rôle important. D'autre part, il faut considérer que la réaction de déstabilisation de la phengite primaire fait apparaître du feldspath potassique que l'on n'observe pas dans les produits de déstabilisation. Le feldspath potassique a tendance à subir la muscovitisation, on peut envisager un phénomène d'échange en milieu oxydant suivant la réaction :

Dans ces deux roches, c'est un pyroxène jadéitique qui est présent et le fer ferrique lié à ce pyroxène n'a pu être déduit. Notre système n'est donc plus parfaitement adapté. L'échantillon 18 contient un peu d'orthose et la déduction de Al_2O_3 , Na_2O , Fe_2O_3 du pyroxène n'étant pas faite, il se trouve déplacé hors du domaine contenant l'orthose.

Ces deux échantillons proviennent de la marge des schistes lustrés contre le Briançonnais. Ils sont donc relativement externes et on peut remarquer que les deux subfaciès qu'ils représentent excluent l'association de la biotite verte et de l'albite que nous avons rencontrée précédemment.

Echantillon 1.	Albite - orthose - chlorite - biotite verte
	52.92 4.47 49.88 - 7.84

Cette association est celle observée associée au pyroxène jadéitique. Ici encore, la déduction de ce minéral fait sortir notre roche du domaine délimité par les minéraux associés; on est toutefois très proche de la ligne albite - chlorite.

Cette association montre que lorsque l'albite, la chlorite et la biotite verte sont associées, l'amphibole bleue ne peut coexister avec une phengite substituée. B. GOFFE (1977) a décrit une réaction entre ces minéraux :

$$\text{amphibole bleue} + \text{phengite} \rightleftharpoons \text{chlorite} + \text{biotite verte} + \text{albite} + H_2O$$

On voit alors que l'apparition de la biotite verte peut être due à des réactions différentes dans les roches acides

- 1) rétro-morphose de la phengite très substituée
- 2) apparition à l'équilibre avec la phengite très substituée
- 3) rétro-morphose de la paire amphibole bleue - phengite.

b) Les roches basiques

Système de représentation.

Il est possible de reprendre les considérations faites pour le choix des constituants des roches acides en remplaçant K_2O par CaO . Dans ce cas, les constituants liés aux phases potassiques seront retranchés pour la

représentation. Le système a donc pour pôles Al_2O_3 , $FeO - MgO$, CaO , Na_2O
Fig. 10 B.

Echantillon 18.	Albite - lawsonite - amphibole bleue - chlorite			
	23.98	7.14	59.23	9.63
13.	-21.47	23.82	82.55	15.09
14	2.80	1.02	59.73	36.43
15	15.10	15.30	90.44	-20.85

La représentation dans ce système est fort peu satisfaisante et ceci est dû essentiellement à l'impossibilité de soustraire les opaques qui sont abondants dans les roches basiques. C'est pourquoi les associations sont riches en amphibole bleue qui est pourtant rare dans ces roches et que l'albite ou la chlorite font défaut alors que ces deux minéraux sont souvent présents.

Cette remarque est valable essentiellement pour les roches où c'est une jadéite pure qui est présente. Le cas de l'échantillon 14 est le plus intéressant. On y rencontre l'association jadéite - quartz - lawsonite - chlorite. La représentation de cet échantillon fait apparaître l'amphibole bleue qui est absente, ceci est dû à un excès de fer dans la représentation du point.

Si nous admettons que nous pouvons former dans notre système un pyroxène jadéitique contenant du fer, nous voyons que nos roches peuvent être représentées dans des associations de type :

Echantillon 15.	Albite - lawsonite - chlorite - pyroxène jadéitique			
	5.80	15.30	29.77	49.11
13.	Lawsonite - chlorite - amphibole bleue - pyroxène jadéitique			
	18.36	56.92	30.22	-5.51

Dans le dernier cas, nous avons toujours un excès de fer dû aux opaques. Le type de représentation ne permet pas ici un examen intéressant

pour l'estimation des équilibres entre minéraux. Les données analytiques concernant les roches ne sont pas assez précises. D'autre part, je n'ai pas suffisamment étudié les amphiboles sodiques et les autres minéraux associés.

Dans le cas de l'échantillon 15', j'ai utilisé le même système, mais il faut signaler que le quartz est absent de la roche et qu'il faudrait alors considérer SiO_2 comme un constituant inerte déterminant.

Echantillon 15'.	diopside - jadéite - chlorite - lawsonite
	52.89 5.25 39.28 2.61
	jadéite - chlorite - trémolite - lawsonite
	6.41 38.52 40.75 14.30

Dans un système à 5 constituants, tous ces minéraux peuvent être stables ensembles, en l'absence du quartz. De fait, on n'observe pas de réactions entre ces minéraux. Le pyroxène magmatique ancien, proche de la composition du diopside recristallisé, est entouré de gerbes de trémolite, jadéite et diopside.

Dans le cas de cet échantillon, la jadéite, bien que très pure, ne peut donner en l'absence de quartz, d'indication thermo-barométrique.

En conclusion de cette rapide étude de la jadéite des roches basiques, on peut souligner quelques faits :

- L'association de la jadéite à la lawsonite est fréquente dans les roches basiques de la région du Queyras. C'est un des rares endroits où cette association est bien visible et se forme aux dépens d'un plagioclase magmatique ancien.

- Le développement de jadéite sans quartz est un des traits particuliers de la minéralogie des roches basiques liées aux rodingites. Ce phénomène évoque des ségrégations minérales, les fentes à analcime associées aux rodingites sont connues dans les complexes ultrabasiques. A faible pression l'analcime se transforme en jadéite sans quartz, ce qui en fait un matériau

très recherché. Les célèbres jades du Thibet peuvent être expliquées par ce phénomène. Par contre, au Col des Prés Berger, près de Ceillac - Saint Vêran, je connais des fentes dans les roches ultrabasiqes où le quartz est abondant et associé à la jadéite. Il y a donc des modalités différentes pour les ségrégations sodiques associées à la rodingitisation.

- L'association jadéite - quartz - chlorite est très fréquente dans les zones les plus occidentales du Queyras. Cette association semble remplacée vers les domaines plus métamorphiques par l'amphibole bleue associée ou non avec la jadéite. Mais en fait, l'apparition de l'amphibole bleue dépend essentiellement de la teneur en fer de la roche et les deux types d'associations peuvent se cotoyer dans un même affleurement.

VII. LES CONDITIONS DE STABILITE DU PYROXENE JADEITIQUE

Bien que la jadéite soit un minéral assez peu répandu dans les Alpes françaises, il est d'un grand intérêt car il est le témoin des conditions de formation sous de fortes pressions. On dispose à ce propos de données expérimentales concernant la jadéite et les minéraux qui lui sont associés.

1) Stabilité de l'association jadéite + quartz

Les premiers travaux sont dus à F. BIRCH et P. LECOMTE (1960), qui réussirent à synthétiser cet assemblage à des pressions considérables. Plus récemment, R.C. NEWTON et J.V. SMITH (1967) ont placé la courbe d'équilibre à des pressions plus faibles. En fait, les travaux sur cet équilibre ne sont pas suffisamment nombreux si l'on considère l'importance de la jadéite. Les essais sont tous faits à partir d'un verre de composition albitique très soigneusement déshydratés. La transformation de l'albite n'a jamais été réalisée en présence de fluides. Ces fluides sont en réalité toujours présents sous forme de petites inclusions sans libelle observables dans la plupart des cristaux de jadéite.

Il est difficile dans cet équilibre d'invoquer l'influence de la composition du fluide qui n'intervient pas, si ce n'est comme vecteur de pression. Certaines traces pourraient peut-être avoir une influence sur l'équilibre, il faudrait alors entreprendre une recherche systématique des traces dans la jadéite.

La présence en solution solide d'autres pôles pyroxéniques a un rôle important sur la stabilité du pyroxène jadéitique en présence de quartz. La présence d'aegyrine ou de diopside dans la jadéite permettrait des conditions de pression et température plus faibles pour la stabilité de l'association du pyroxène avec l'albite et le quartz. Ceci est valable si la solution solide entre tous ces pôles est idéale, ce qui ne semble pas être le cas pour la paire jadéite - diopside. D'après les calculs de E.J. ESSENE et W.S. FYFE (1967), la présence de 20% d'un des autres pôles dans la jadéite conduirait à des différences de pression de l'ordre du kilobar. C'est seulement avec une solution solide de plus de 50% que des différences de pression de l'ordre de 2 kilobars peuvent apparaître, ces différences augmentant avec la température. Des pyroxènes présentant ces solutions solides sont nombreux dans les Alpes et on les rencontre fréquemment dans les zones les plus occidentales. La teneur du pyroxène en jadéite augmente lorsqu'on se déplace vers les zones les plus métamorphiques, et l'on devrait constater, si la température augmente plus que la pression, une diminution de la teneur en jadéite. Ceci n'est pas très visible, mais les analyses de pyroxènes sodiques ne sont pas encore suffisamment nombreuses pour permettre une telle observation. Une cartographie détaillée de la teneur en jadéite des pyroxènes associés à l'albite et au quartz pourrait permettre de préciser les conditions métamorphiques dans certains secteurs des Alpes.

Un dernier facteur pourrait avoir un rôle important dans la cristallisation de la jadéite, c'est l'état structural de l'albite dont elle est issue. T. HLABSE et O.J. KLEPPA (1968) ont montré que la réaction de formation de la jadéite à partir de l'albite H.T. avait lieu à une pression plus faible qu'à partir d'une albite B.T. Ce point a été discuté par ERNST (1971) qui, après des recherches à ce sujet, considère que l'albite de haute température n'était pas présente lorsque la jadéite a cristallisé.

Pour cet auteur, l'association jadéite - quartz - lawsonite à la place du plagioclase est l'indice de la formation de la jadéite à partir d'une albite B.T. Cet argument est en effet important et semble infirmer l'hypothèse de la présence d'albite désordonnée dans les roches. Ce type de feldspath est rare à l'état naturel et sa conservation sur de longues périodes pose un sérieux problème.

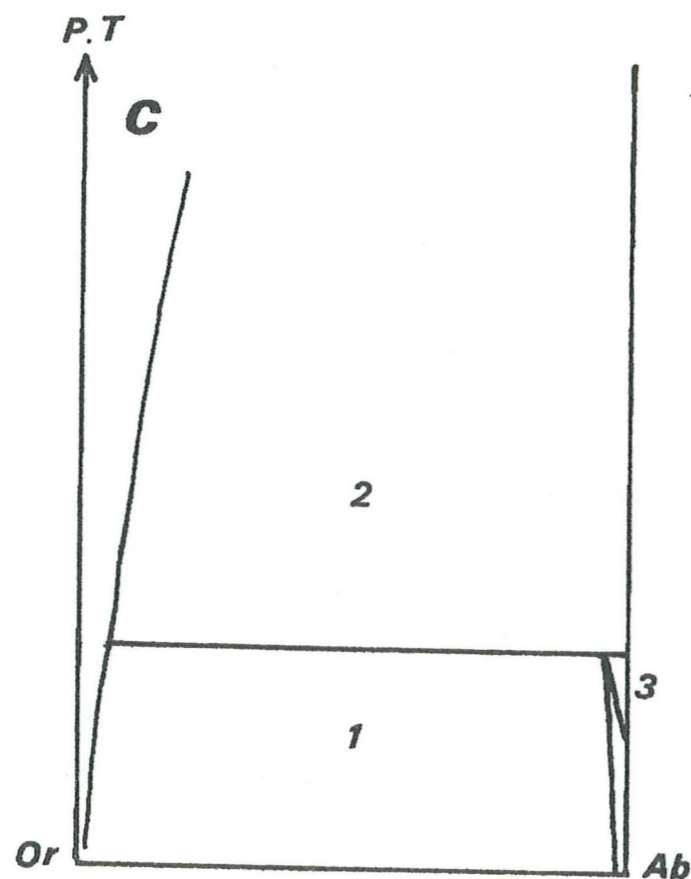
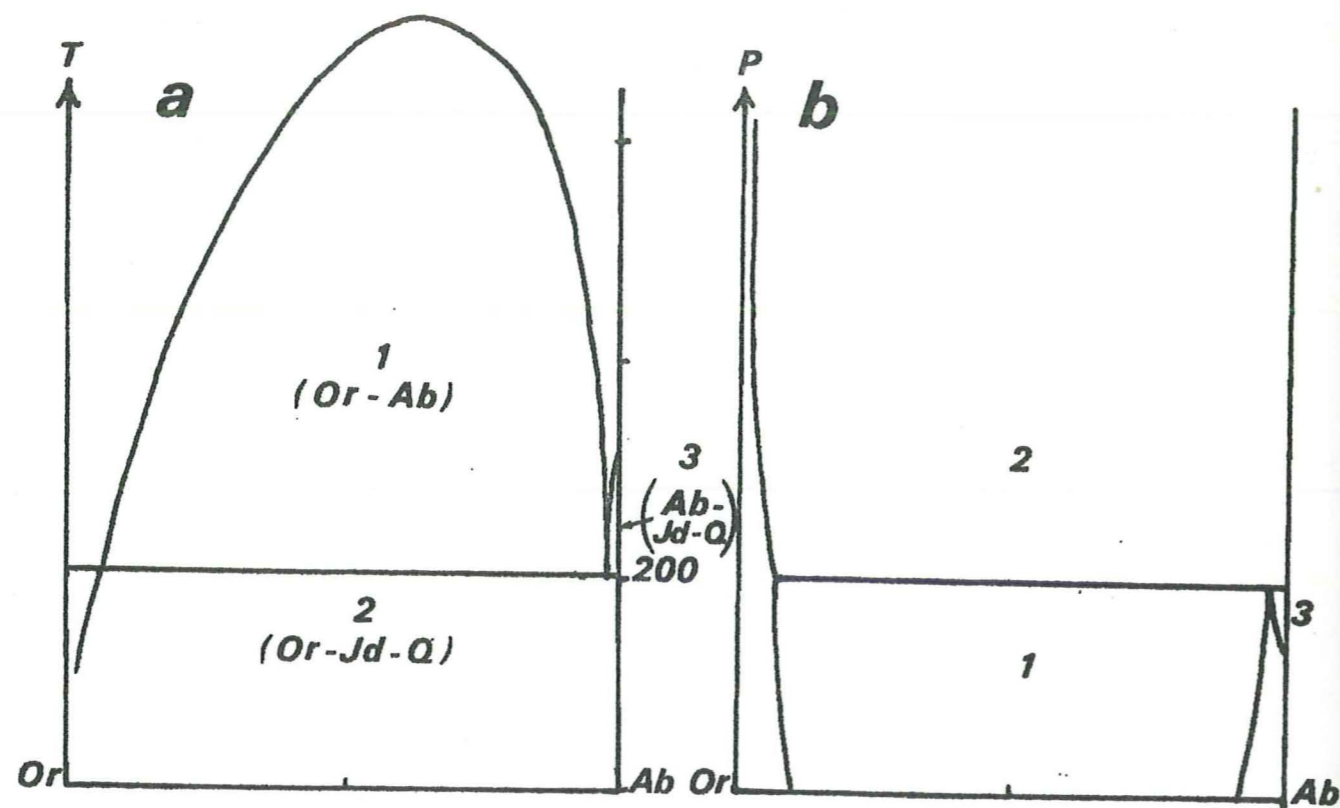


Fig. 11.- a) Relation à température croissante entre le solvus des feldspaths alcalins et la réaction $Ab \rightarrow Jd + Q$ (Solvus à 10 Kb d'après MARTIN (1974)). b) Relation hypothétique des deux courbes à pression croissante. c) position hypothétique du solvus des feldspaths alcalins et de la réaction $ab \rightarrow Jd + Q$ dans le cas d'un gradient métamorphique de haute pression et basse température.

Mais par contre, la persistance de feldspath sodi-potassique est un phénomène relativement plus fréquent. Si l'on considère la courbe de solvus des feldspaths alcalins, on peut noter qu'elle est recoupée à une certaine température pour une pression donnée par la réaction albite + jadéite + quartz. Fig. 11 a. Aux faibles températures c'est l'association orthose + jadéite + quartz qui est stable. L'équilibre albite + jadéite + quartz n'est réalisée qu'à plus haute température à partir d'albites très pures. Dans les mêmes conditions de température, l'association orthose + jadéite + quartz sera donc l'indice de plus fortes pressions que l'équilibre albite + jadéite + quartz comme on peut le voir sur le diagramme d'évolution du solvus en fonction de la pression Fig. 11 b.

Si l'on cherche à représenter la relation entre la réaction de formation de la jadéite et le solvus des feldspaths dans un gradient de température et pression correspondant au métamorphisme alpin Fig. 11 c, on peut remarquer les faits suivants :

dans la tranche de température qui concerne la région étudiée, le domaine à albite et l'équilibre albite + jadéite + quartz sont pratiquement confondus avec le solvus qui tangente l'ordonnée correspondant aux albites pures.

le domaine à jadéite + quartz + orthose correspond aux températures et pressions les plus élevées.

Ces conclusions sont donc paradoxales si l'on considère les faits exposés précédemment, les occurrences de jadéite étant les plus fréquentes dans le feldspath potassique. D'autre part, la Fig. 9 montre un grain de jadéite isolé au sein du feldspath potassique dans une trame perthitique. L'apparition de la jadéite s'est superposée à celle des perthites.

Il reste alors à envisager la possibilité d'un désordre plus ou moins important dans l'albite issue de la démixtion du feldspath initial. Cet état désordonné faciliterait l'apparition de la jadéite qui ne serait pas en équilibre avec une albite de basse température. La mise en évidence, dans les roches à jadéite, de réseaux désordonnés est sans doute illusoire. De tels réseaux feldspathiques auraient alors permis la croissance de la jadéite.

Le nombre des facteurs intervenant dans le passage d'un réseau feldspathique alcalin ou plagioclasique, de l'état désordonné à l'état ordonné est important. La cinétique de mise en ordre est plus lente que la

cinétique de démixtion du feldspath alcalin. D'autre part, il faut considérer que les roches à jadéite ont toutes subi une brusque élévation de pression par rapport à leur faible température, capable de provoquer la démixtion du feldspath alcalin avant sa mise en ordre. Le degré de désordre initial du feldspath peut également jouer un rôle important sur le produit obtenu. Des albites relativement désordonnées ont été préservées dans des spilites où elles remplacent un plagioclase R.F. MARTIN (1974).

Lorsque l'on dénombre les occurrences de jadéite dans les Alpes françaises, on se rend compte que ce minéral est pratiquement toujours associé à la présence de feldspath magmatique, que ce soit dans les roches basiques ou acides. Et pourtant l'albite est le minéral le plus abondant dans toutes les roches et surtout dans les roches sédimentaires. Il me semble que la corrélation entre les deux situations indique que le réseau des feldspaths peut jouer un rôle important.

Il pourrait se former, en soumettant un feldspath sodi-potassique à des pressions importantes sans élévation de température, des exolutions de jadéite + quartz stables par rapport au feldspath potassique, mais instables par rapport à une albite de basse température. En effet, dans les roches où la jadéite fait son apparition dans le feldspath potassique, elle n'est jamais au contact de l'albite.

Je pense qu'il serait intéressant de tenter la synthèse de la jadéite à partir d'orthose ou de sanidine. Il y a en effet une croissance relativement systématique de jadéite dans le feldspath potassique des métagranites et métagneiss des Alpes.

Il est peu probable que le mécanisme évoqué ci-dessus puisse permettre l'apparition systématique de toutes les jadéites, mais il est important de considérer ce mécanisme comme un phénomène de nucléation. En effet, ces transformations se font à basse température et la vitesse de croissance de la jadéite est sans doute très faible. D'autre part, la rareté de la jadéite pour ne pas dire son absence des roches sédimentaires pourtant riches en albite, n'indique pas que l'on ait largement dépassé les pressions de formation de l'association jadéite + quartz. Les conditions métamorphiques dans presque toutes les zones étaient sans doute à la limite du domaine de stabi-

lité de la jadéite. Il s'agit donc d'une croissance limitée ou éphémère; dans ces conditions, il est fort probable que certains éléments de structure minéralogique ont une influence sur la cristallisation de la jadéite.

Je pense qu'il est donc nécessaire de ne considérer comme représentatifs de l'équilibre albite + jadéite + quartz que les roches qui contiennent ces minéraux associés. La présence de jadéite et de quartz au sein du feldspath potassique n'indiquerait pas les mêmes valeurs de température et pression.

2) Les minéraux associés à la jadéite

On peut utiliser les connaissances dont on dispose sur les minéraux qui sont associés à la jadéite afin de vérifier par certains recouplements les conditions de formation de l'association reconnue.

a) Les silicates de calcium et aluminium

On rencontre fréquemment l'association de la jadéite avec un silicate de calcium et aluminium, zoïsite, clinozoïsite, lawsonite. Les rapports ne sont jamais clairs dans les échantillons sauf en ce qui concerne la lawsonite. L'association lawsonite - jadéite - quartz + albite est souvent présente dans le Queyras et la haute Ubaye. Lawsonite et jadéite font alors leur apparition presque simultanément. On peut alors considérer que la pression était supérieure à 3 kb et la température inférieure à 350°C. En effet, au-dessous de 3 kb, c'est la laumontite qui est stable et au-dessus de 350°, la lawsonite disparaît au profit de la zoïsite et du silicate d'alumine. Le problème est plus délicat lorsque la jadéite apparaît dans le domaine de la zoïsite. Ces deux minéraux étant très rarement associés, il est difficile d'affirmer qu'ils sont effectivement stables ensemble et que la zoïsite ne soit pas un produit de remplacement d'une lawsonite stable antérieurement avec la jadéite. Dans un échantillon de roche à jadéite décrit avec J-M. CARRON (1969), j'ai observé la présence de macles polysynthétiques perpendiculaires à l'allongement des prismes de zoïsite. Ce fait est rarissime dans les zoïsites et pourrait indiquer une pseudomorphose de lawsonite.

J'ai déjà évoqué le problème de la transformation de la lawsonite en zoïsite et le rôle des néoformations alcalines à la place des silicates

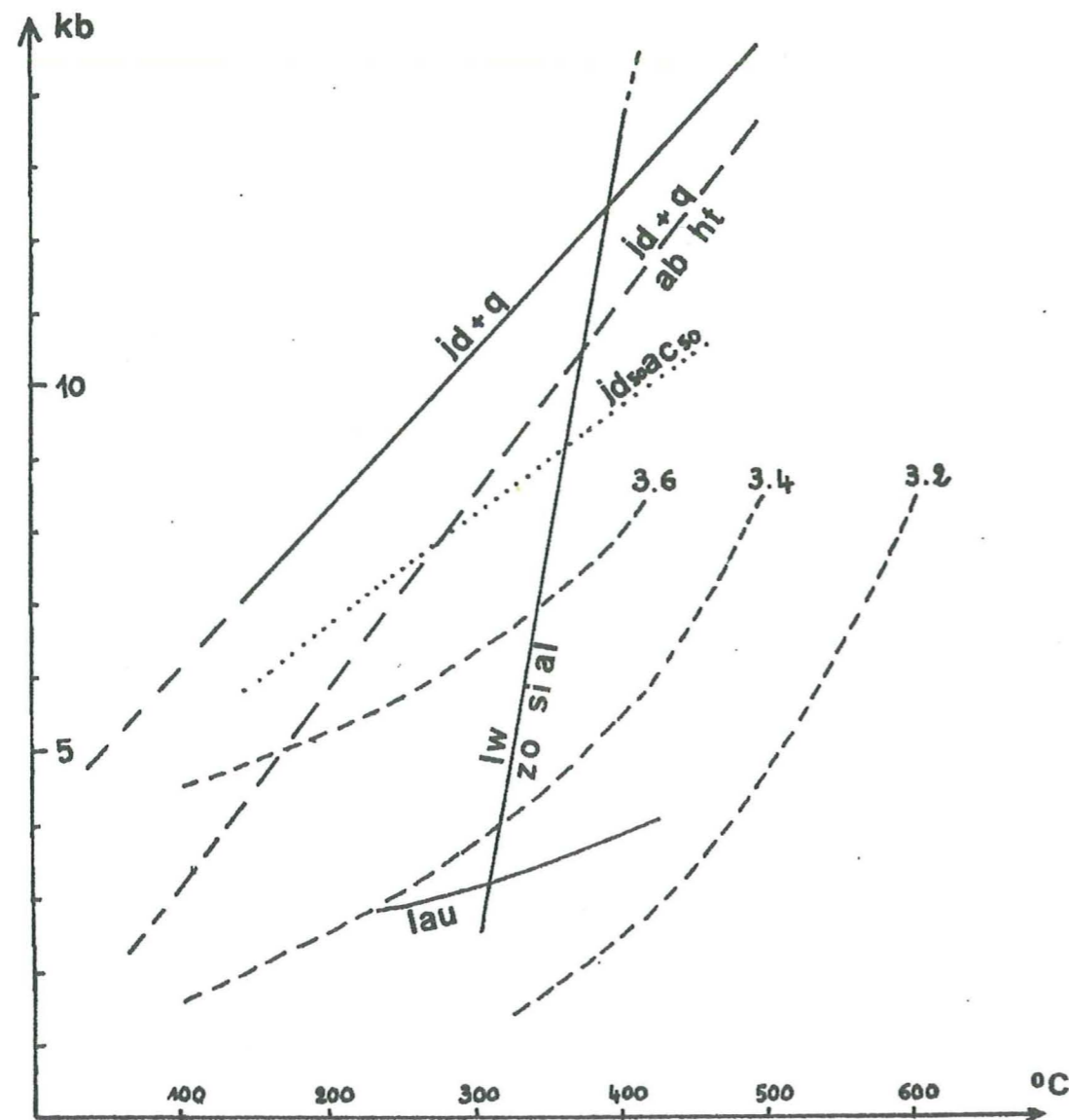


Fig. 12.- Même légende que la fig. 3

d'alumine qui sont systématiquement absents. Il y a donc une incertitude concernant cette réaction. Le seul endroit où la courbe étudiée par NITSCH correspond aux équilibres observés, a été décrit par J.-R. KIENAST (1974) dans un plagioclase de gabbro où l'on rencontre l'association jadéite + quartz + zoïsite + disthène.

L'association de la jadéite avec les silicates de calcium et aluminium doit donc être examinée en détail. La présence de pseudomorphoses ou reliques de lawsonites à proximité d'une association à jadéite et zoïsite permettra de préciser que l'on est passé par un stade à lawsonite - jadéite. La transformation de la lawsonite en zoïsite peut alors être interprétée de deux façons. La jadéite est effectivement stable avec la zoïsite, il s'agit alors d'un gradient de pression exceptionnellement fort comme on le voit sur la figure 12. La jadéite reste métastable et il ne s'agit que d'une certaine augmentation de température.

L'apparition de la jadéite dans un domaine exempt de relique de lawsonite est beaucoup plus délicat à expliquer. Ce phénomène peut indiquer un fort gradient de pression suivi ou accompagné d'une montée thermique rapide, la lawsonite ne s'étant pratiquement pas développée ou ayant été rapidement remplacée. On peut évoquer également l'apparition métastable de la jadéite ou bien encore l'impossibilité pour la lawsonite de se développer à partir d'une association zoïsite - albite déjà présente avant la phase métamorphique de haute pression. Ces deux derniers phénomènes pourraient être invoqués en Vanoise méridionale.

Dans le cas de l'association jadéite + quartz + zoïsite, il y a donc une grande part d'incertitude aussi bien dans l'interprétation des équilibres entre les minéraux dans la roche que dans les renseignements que l'on peut en tirer à partir des données expérimentales.

b) Les micas phengitiques

Ces minéraux sont souvent présents dans les roches qui contiennent la jadéite. On sait, d'après les travaux de B. VELDE (1965) que la solution solide de cédalonite dans la muscovite dépend des conditions thermodynamiques. Cette solution solide reflète donc les conditions de température

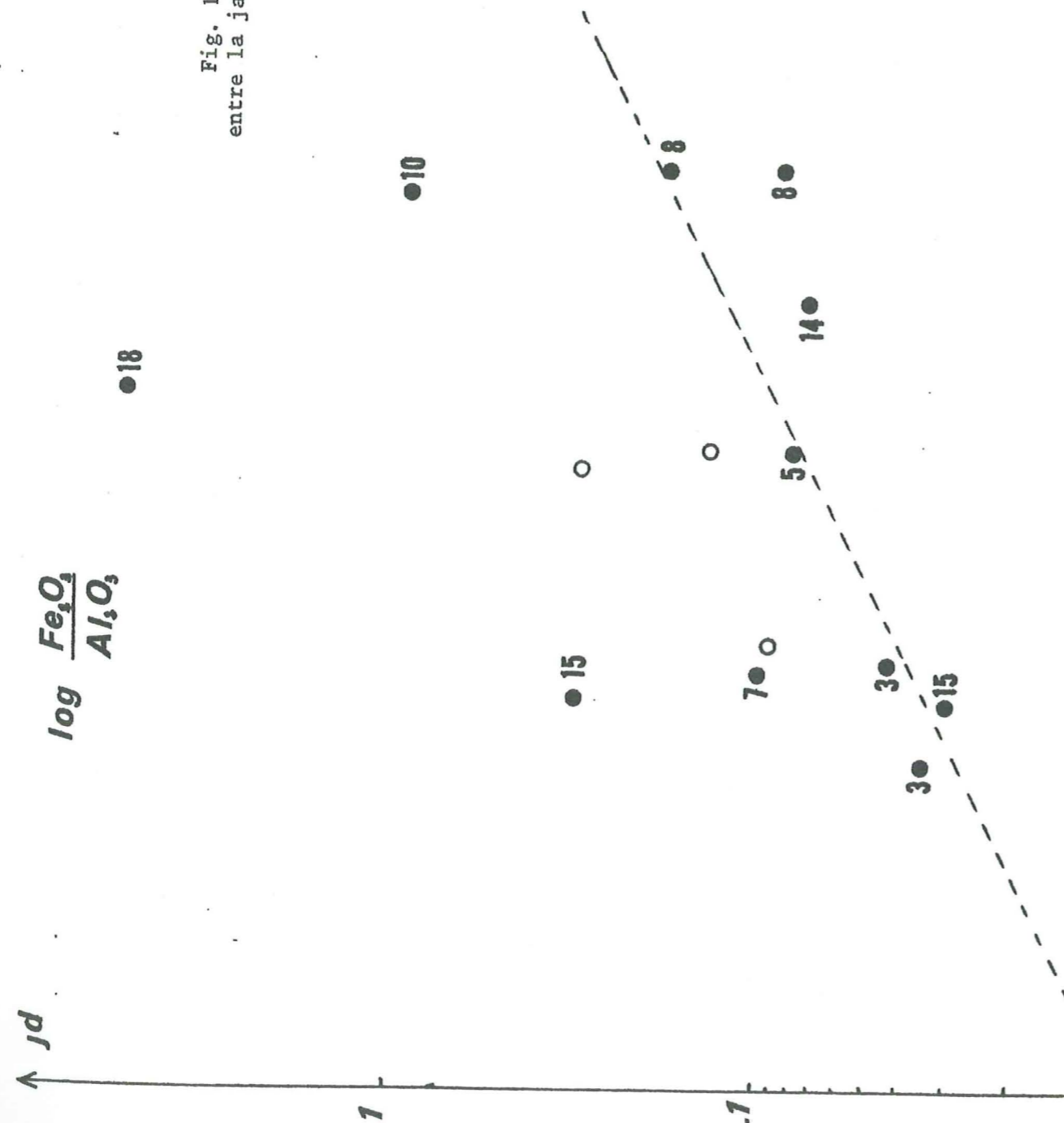


Fig. 13.- Répartition de l'Al et du Fe³⁺ entre la jadéite et les phengites des roches.

et de pression si la phengite se trouve à l'équilibre avec une phase potassique et une phase ferromagnésienne. C'est à dire si l'on a l'association phengite - feldspath potassique - biotite ou chlorite. Je reprendrai plus loin ces questions d'équilibre, mais on peut facilement affirmer que dans la plupart des roches acides, ces conditions sont réalisées et que la substitution phengitique reflète donc bien les conditions thermodynamiques. Dans les roches basiques, on ne peut en dire autant et il est vraisemblable que la substitution phengitique ne nous indique que des valeurs minimales de la pression et de la température.

Il est également difficile de préciser si l'équilibre est effectivement réalisé entre la jadéite et le mica. Souvent les observations indiquent que le mica se développe postérieurement à la jadéite en remplaçant cette dernière. Là encore, il serait important de tester l'équilibre entre la jadéite et le minéral associé. La jadéite possède une substitution de l'Al par le Fe³⁺. Cette substitution est également présente dans la phengite, mais limitée, alors qu'elle ne l'est pas dans le pyroxène jadéitique. J'ai essayé de représenter le rapport Fe³⁺/Al dans ces deux minéraux lorsqu'on peut utiliser les analyses des phengites, c'est à dire que leur teneur en Fe³⁺ est assez bien connue Fig. 13. J'ai également reporté sur ce diagramme les analyses fournies par B. VELDE et J-R. KIENAST (1973) des paires jadéite - phengite dans la zone Sesia Lanzo. Bien que tous les points soient assez dispersés, spécialement lorsqu'on s'adresse à des pyroxènes très substitués en acmite, il semble qu'un bon nombre de points se regroupent près d'une ligne correspondant à un coefficient de distribution de 1. Il faudrait des mesures plus nombreuses pour vérifier si l'on peut considérer ce rapport comme un test de l'équilibre entre ces deux phases. En effet, les sites occupés dans les deux minéraux sont différents, mais comme dans le cas de la jadéite, les phengites de haute pression admettent peu de Fe³⁺ en remplacement de Al.

Dans les roches acides, les phengites associées au pyroxène jadéitique sont le plus souvent comprises entre les valeurs de 3.6 à 3.45 Si. Ces valeurs ne sont pas compatibles avec l'existence de la jadéite Fig. 12. Pour les valeurs les plus élevées de la substitution phengitique : Si = 3.6, il y a à 200°C un écart de 3 kb qui augmente avec la température entre la présence de jadéite + quartz et la phengite considérée.

Dans les roches basiques, la teneur en Si des phengites est systématiquement plus faible : 3.40 à 3.30. Ces valeurs sont incompatibles avec la présence de jadéite, mais dans ce cas, il est vraisemblable que les conditions de l'équilibre pour les phengites ne sont pas réalisées, essentiellement par défaut de phase potassique à l'équilibre.

Il n'y a donc pas convergence entre les données expérimentales dont on dispose sur les phengites et l'équilibre jadéite - quartz - albite. Ceci peut être dû aux difficultés que l'on rencontre dans l'expérimentation à basse température et forte pression. Il est évident qu'il faut reprendre ces travaux expérimentaux. On dispose sur la transformation de l'albite de plusieurs travaux expérimentaux qui montrent que les conditions de formation de la jadéite ont été abaissées successivement. Pour les phengites, les travaux de B. VELDE (1965) sont les seuls sur la substitution phengitique, il conviendrait sans doute de confirmer les équilibres obtenus pour les substitutions les plus fortes. Nous verrons plus loin que les phengites associées à d'autres minéraux alpins coïncident assez bien avec les domaines de stabilité de ces minéraux. Il faut souligner combien il est difficile de juger si l'association de la jadéite avec la phengite représente l'équilibre à un instant donné. En effet, l'apparition de la jadéite ne nécessite aucune réaction avec les minéraux de la roche si ce n'est l'albite. Elle peut apparaître sans que les solutions n'aient à dissoudre ou recristalliser de la matière, ce qui n'est pas le cas pour l'apparition des phengites. Dans quelques cas, j'ai pu observer des micas inclus dans la jadéite (éch. 19). Il s'agit le plus souvent d'une phengite à Si = 3.40 dans des roches pauvres en K₂O. Mais dans d'autres cas, on peut observer (éch. 7) des phengites à Si = 3.50 remplaçant le pyroxène sodique. La croissance de la jadéite dans ces roches a sans doute pu se faire avant celle de la phengite à pression ou température plus faible.

La seule présence de jadéite dans quelques roches isolées ne constitue pas à mes yeux un critère de très haute pression. Il faut juger le contexte et les minéraux associés car la jadéite peut très bien se former à basse température et ne subsister dans les associations qu'à l'état de relique. La quantité de quartz qui lui est associé est en effet déterminante pour sa déstabilisation.

Par contre, la présence de jadéite est significative du gradient géothermique initial quel que soit son évolution ultérieure; il faut en effet une pression importante pour des températures faibles. Cette situation ne peut être acquise que par un phénomène de surcharge lithostatique rapide, c'est à dire une translation tectonique. L'amplitude du phénomène et l'évolution thermique du bati permettront alors à la jadéite de subsister à l'équilibre avec d'autres silicates ou de cesser son développement en étant conservée parfois à l'état de relique. Ces deux types de cheminements me semblent représentés dans le Queyras et la Vanoise.

CHAPITRE III

LES PHYLLOSILICATES DANS LE METAMORPHISME DE HAUTE PRESSION :
LES PHENGITES

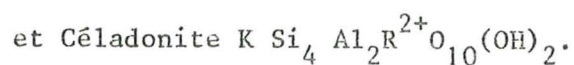
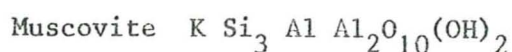
Introduction. C'est le manque de données pétrographiques sur certains secteurs des Alpes françaises qui m'a conduit à étudier plus spécialement les phyllosilicates. Ces minéraux sont largement répartis dans presque toutes les roches d'origine sédimentaire et dans un certain nombre de roches magmatiques ou polymétamorphiques. D'autre part, on dispose de renseignements sur l'équilibre entre le mica blanc et les autres silicates grâce à l'étude expérimentale de B. VELDE (1965). C'est donc sur le mica blanc qu'ont porté mes efforts analytiques dans des séquences variées. J'ai choisi les roches acides gneiss et micaschistes car on peut y rencontrer tous les constituants nécessaires à l'équilibre entre les phyllosilicates. J'ai également choisi les roches carbonatées car elles permettent des comparaisons de degrés métamorphiques entre unités tectoniques différentes. Enfin, j'ai aussi étudié certains phyllosilicates des roches salines ou carbonatées des cicatrices tectoniques

Les phyllosilicates sont des minéraux très importants car ils sont présents dans presque toutes les roches et ils interviennent dans la plupart des transformations métamorphiques.

A. LES DONNEES ANALYTIQUES SUR LES PRINCIPAUX PHYLLOSILICATES

1) LES PHENGITES.

Les phengites représentent une famille minérale issue de la solution solide entre :



Dans cette famille minérale, un certain nombre de substitutions peuvent intervenir et toutes ces substitutions peuvent nous renseigner sur les conditions de croissance des minéraux :

- 1) remplacement $\text{Si}^{\text{IV}} \rightleftharpoons \text{Al}^{\text{IV}}$
- 2) remplacement $\text{Al}^{3+} \rightleftharpoons \text{Fe}^{3+}$
- 3) remplacement $\text{Na} \rightleftharpoons \text{K}$
- 4) remplacement $\text{Fe} \rightleftharpoons \text{Mg}$

α) Les analyses

J'ai effectué plus de 600 analyses de phengites à la microsonde électronique. Je donne dans les tableaux d'analyses les formules structurales et les sommes analytiques en poids d'oxydes s'approchant le plus de 100 %. Lorsque plusieurs types de phengites ont été rencontrés, j'en fournis les analyses les plus représentatives. J'ai choisi également de fournir les formules structurales d'un certain nombre de minéraux dont les sommes analytiques s'éloignent de 100. C'est le plus souvent qu'il s'agit de très petits minéraux et que je n'ai pu obtenir d'analyses meilleures. Tab. 3 à 15.

Deux phénomènes semblent gêner l'analyse des très petits cristaux. Tout d'abord la résolution : à 15 KV, le spot dans des conditions moyennes mesure de 1 à 3 microns de diamètre, dans un mica, la zone excitée est alors de 8 à 11 microns de diamètre environ, les minéraux voisins seront donc excités. Mais il arrive que des minéraux de cette taille ou plus petits soient réunis en agrégats, on peut alors penser que l'analyse devrait alors être correcte. Le plus souvent il n'en est rien et il y a pour cela plusieurs raisons. Ces agrégats sont souvent poreux et imprégnés d'araldite, ce qui gêne alors l'analyse. J'ai pu le constater en étudiant des produits micacés en agrégats montés dans l'araldite; les comptages sont alors considérablement diminués à cause des coefficients d'absorption des Rayons X émis et de l'arrêt des électrons par l'araldite. Le polissage de ces zones est également souvent défectueux, ce qui peut entraîner, même pour un angle de sortie élevé des R.X., des erreurs non négligeables. Enfin, il semble que le réseau des phyllosilicates puisse avoir une influence sur le comportement des R.X. émergents de la cible.

Il n'est pas rare de constater des différences de comptage entre des micas disposés parallèlement ou perpendiculairement à la préparation.

Quoiqu'il en soit, dans un certain nombre de cas, ces analyses "basses" donnent des formules structurales cohérentes et elles permettent de se faire une idée approchée du type de phengite présent dans une roche.

Je pense étendre ce type d'étude en utilisant un étalonnage synthétique et en changeant le procédé de montage des étalons.

β) La substitution $\text{Si}^{\text{IV}}-\text{Al}^{\text{IV}}$.

La teneur en Si^{IV} des phengites analysées varie entre les valeurs de $\text{Si}^{\text{IV}} = 3$ et $\text{Si}^{\text{IV}} = 3.7$. Cette dernière valeur a été rencontrée exceptionnellement dans un marbre de la couverture du massif du Grand Paradis. Mais les valeurs de $\text{Si}^{\text{IV}} = 3.65$ sont relativement fréquentes. Un des aspects les plus intéressants est l'abondance des roches où j'ai rencontré deux types de phengites ou plus, présentant des valeurs de Si^{IV} différentes. Je n'ai jamais rencontré de zonation évidente en Si^{IV} entre le centre et la périphérie des phengites. Le phénomène de zonation semble rare dans ces minéraux. Très souvent des phengites riches en Si^{IV} sont préservées à l'état de reliques dans le quartz ou dans les carbonates. Dans les roches foliées, c'est souvent dans la foliation que l'on rencontre les valeurs en Si^{IV} les plus faibles.

Dans les roches pauvres en SiO_2 où le quartz est rare ou absent, on rencontre souvent des phengites très substituées et il ne semble pas que le déficit en SiO_2 soit une condition limitante à la substitution phengitique.

Je me suis interrogé sur la continuité de la substitution phengitique. En effet, les phengites où $\text{Si}^{4+} = 3.30$ sont rares. J'ai cru à une possibilité de lacune entre les pôles, mais si cette lacune existe elle est extrêmement réduite. D'autre part, la zone sub-briançonnaise et la zone dauphinoise contiennent beaucoup de phengites de ce type. On peut également penser que cette valeur de la substitution correspond à un gradient de température et de pression mal ou moins bien représenté dans les Alpes françaises.

γ) Le remplacement $Al^{3+} - Fe^{3+}$.

Il est bien difficile de cerner avec précision ce remplacement dans les phengites analysées. En effet, les analyses présentées ne nous donnent pas de renseignement sur Fe_2O_3 . J'ai choisi de répartir avant correction le fer des phengites dans une proportion de 50 % de Fe_2O_3 et FeO . Ensuite, j'ai recalculé FeO pour obtenir la condition $\Sigma.R^{2+} = Si^{IV} - Si_3^{IV}$ qui conduirait à la neutralité du feuillet si les alcalins sont bien dosés. J'ai également représenté sur un diagramme Fig. 14, le rapport $Al^{IV} / Al^{VI} - 1$. Ce rapport nous renseigne lorsque Si et Al sont bien dosés, sur le remplacement $Al^{3+} \rightleftharpoons Fe^{3+}$.

B. VELDE (1965) souligne sur un nombre limité d'analyses que deux pôles ferriques permettent d'individualiser un groupe des phengites et un groupe des glauconites céladonites. Les premières contenant pour $Al^{IV} = .70$ jusqu'à 0.4 ions de Fe^{3+} et les secondes pour $Al^{IV} = 0$ à 0.40 de 0.8 à 1.2 ions Fe^{3+} .

Seule une petite partie des analyses des Alpes s'approche du groupe des céladonites pour la valeur de Al^{IV} , mais on peut tout juste constater une augmentation probable de la teneur en Fe^{3+} . Cette augmentation n'atteint pas toutefois des valeurs telles qu'on puisse classer ces minéraux dans les ferricéladonites. Le plus souvent ces phengites ferrifères se trouvent associées dans les roches à l'hématite et présentent une couleur verte caractéristique en lumière polarisée sous le microscope.

On peut noter pour les valeurs de $Al^{IV} = .80$ une tendance à l'enrichissement en Fe^{3+} proche de celle signalée par B. VELDE.

Il ne semble pas qu'il y ait une solution solide continue entre les deux pôles. Ceci confirme ce que disait B. VELDE à propos de la lacune de miscibilité entre les ferricéladonites et les phengites.

Mais le domaine des substitutions maximales en Fe^{3+} ne me paraît pas limité aux substitutions phengitiques à $Al^{IV} = 0.60$ comme le représente B. VELDE. Il faudrait pour délimiter ce domaine avec plus de précision considérer les phengites des roches où le degré d'oxydation du fer soit maximal.

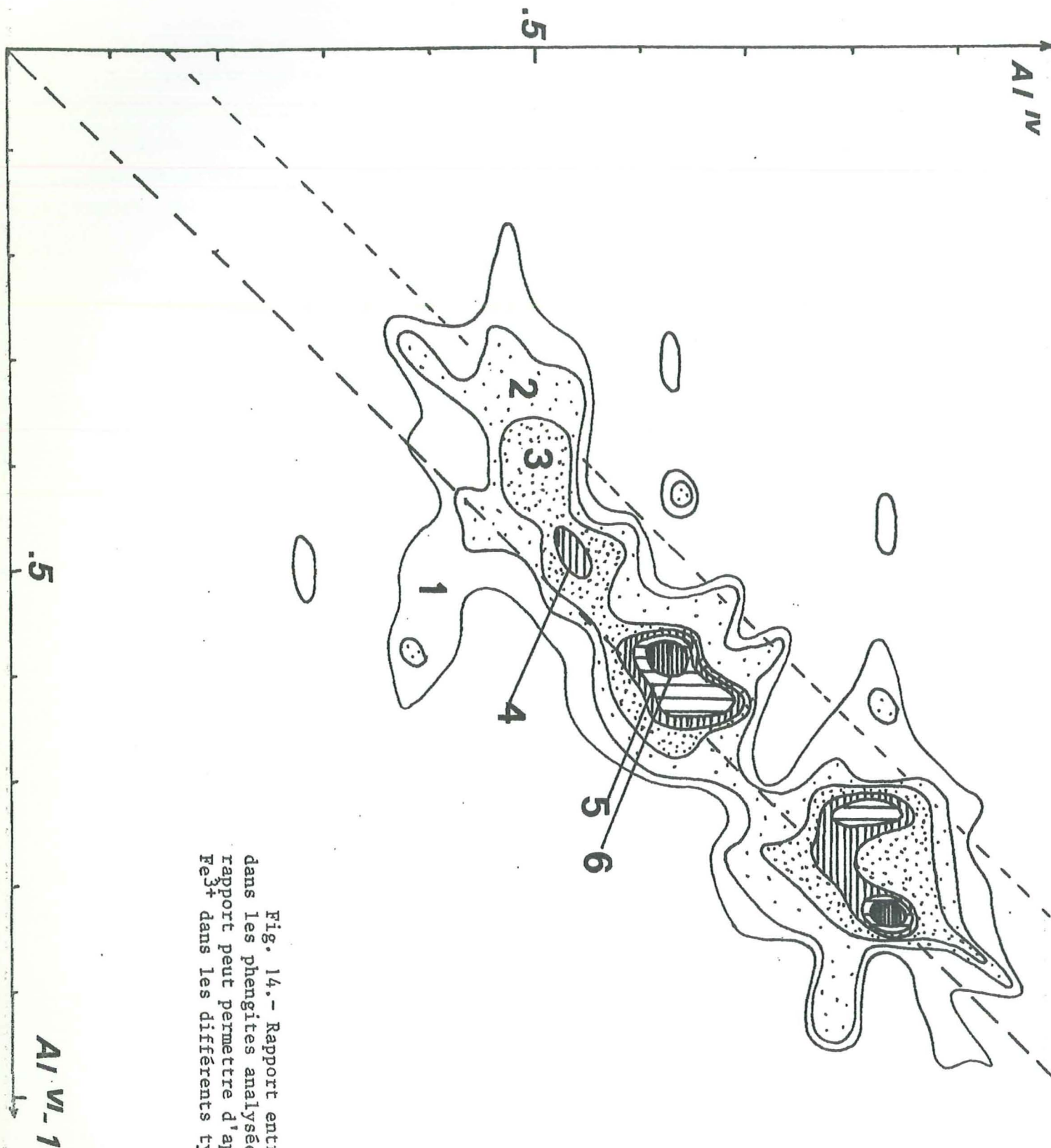
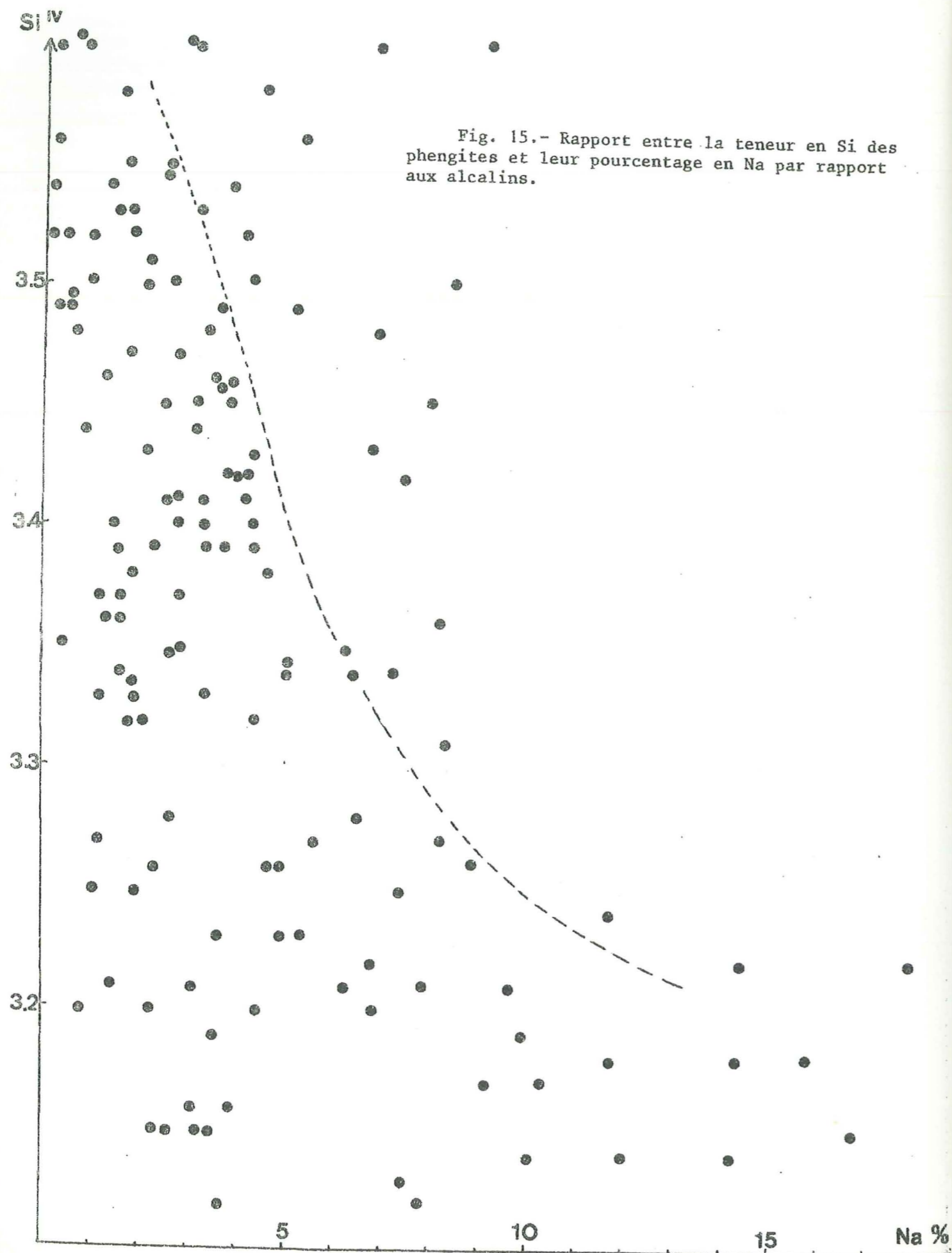


Fig. 14. - Rapport entre Al^{IV} et $(Al^{VI} - 1)$ dans les phengites analysées. L'examen de ce rapport peut permettre d'apprécier la teneur en Fe^{3+} dans les différents types de phengites.



e) Le remplacement $\text{Na}^+ \rightleftharpoons \text{K}^+$.

Il existe entre le pôle muscovite et le pôle paragonite une solution solide limitée. La proportion de molécule paragonitique dans la muscovite dépend de la température et de la pression de formation du mica. L'équilibre entre la muscovite et la paragonite à différentes températures et pressions a été étudié par H.P. EUGSTER et H.S. YODER (1955), J.T. IIYAMA (1964) et par J.J. HEMLEY (1959)(1967).

La solution solide paragonitique est maximale dans la muscovite lorsque celle-ci est en équilibre avec une paragonite, le plus souvent en présence d'albite, ou en présence de deux feldspaths. Dans ce cas, et compte tenu de l'effet de la pression, on peut utiliser la valeur de cette substitution dans la muscovite pour obtenir un indice de température. En fait, l'importance du rôle de la pression est mal connue et il est très difficile avec les seuls micas d'obtenir des renseignements précis. La plus forte substitution paragonitique rencontrée dans les phengites est de l'ordre de 15 à 17 %, ce qui correspondrait pour une pression de 1 kb à des températures de 500°C environ. Le plus souvent la substitution est faible, comme elle l'est d'ailleurs dans les feldspaths. Pour juger précisément de la température de l'équilibre entre les phases sodipotassiques feldspathiques ou micacées, il est nécessaire de connaître la composition des fluides stables avec ces mêmes phases. Les inclusions fluides permettent dans certains cas de déterminer cette composition et d'obtenir des valeurs plus précises comme nous le verrons plus loin.

Il est intéressant de comparer dans les phengites la variation des substitutions paragonitiques et phengitiques. On peut constater Fig. 15 que les fortes valeurs de la substitution phengitique sont systématiquement associées aux faibles substitutions paragonitiques. Une constatation semblable avait été faite par D. LATTARD (1974) pour les phengites de la zone Sesia Lanzo comparées à d'autres phengites de secteurs métamorphiques différents. Il faut toutefois considérer que les valeurs de Na s'étalent pour plusieurs raisons. L'équilibre n'est pas toujours réalisé avec une phase sodique, les températures et les pressions de formation des phengites varient pour une même substitution phengitique. Cette loi de variation n'est pas forcément la même que celle de la solution paragonitique dans la muscovite.

Dans la plupart des roches étudiées l'albite est présente, le feldspath potassique est plus rare. La seule présence d'albite ne suffit pas à déterminer la solution solide la plus élevée, mais elle doit normalement s'en approcher. Dans quelques cas la paragonite est présente.

Or on constate souvent la présence de micas dont la substitution phengitique est différente, les micas les plus riches en Si^{4+} étant les plus pauvres en Na^+ . Si l'on considère l'évolution des micas à pression constante, elle représente une forte augmentation de température (pour passer à des phengites où $\text{Si}^{4+} = 3.2$ il faut atteindre 500 à 600°C); cette hypothèse est peu réaliste dans la mesure où l'on dispose d'autres minéraux qui l'infirmement, étant stables à plus basse température. Il faut donc plutôt envisager à température constante ou légèrement croissante une baisse de pression qui nous montre bien que la variation de la substitution paragonitique est sensible à la pression.

D'autre part, il est aisé de remarquer dans les roches détritiques de grandes muscovites réorientées dans la foliation et entourées d'un nuage de petits micas néoformés. Ce fait est courant dans les schistes et arkoses du Carbonifère, les grès éocènes et dans les socles anciens. Le plus souvent ces micas blancs présentent une substitution paragonitique élevée sans qu'on puisse savoir exactement avec quels minéraux ils étaient en équilibre, c'est donc le plus souvent une valeur moyenne de la substitution que l'on peut en attendre.

Je dois signaler que dans le cas des micas néoformés en équilibre avec la paragonite, les analyses sont parfois difficiles à cause de la présence de feuillets paragonitiques alternés avec les feuillets phengitiques. Les analyses, dans un certain nombre de cas, peuvent être suspectées, mais pour les phengites riches en Si^{4+} le rapport $\text{Al} / \text{Fe} + \text{Mg}$ permet de déceler une contamination. Dans le cas des phengites plus proches des muscovites, la contamination est plus délicate à déceler si ce n'est par un léger excès d'Al dans l'analyse.

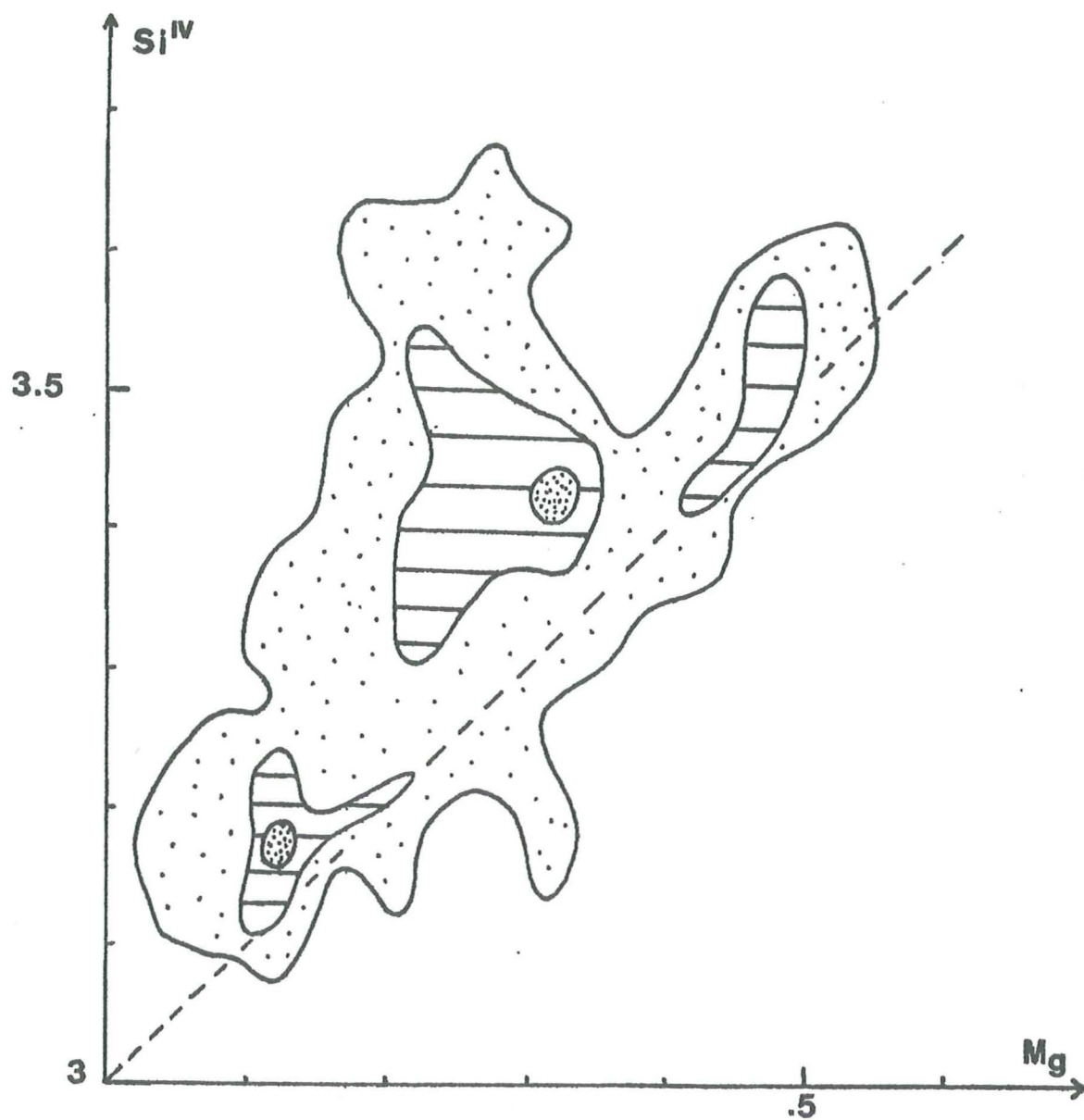
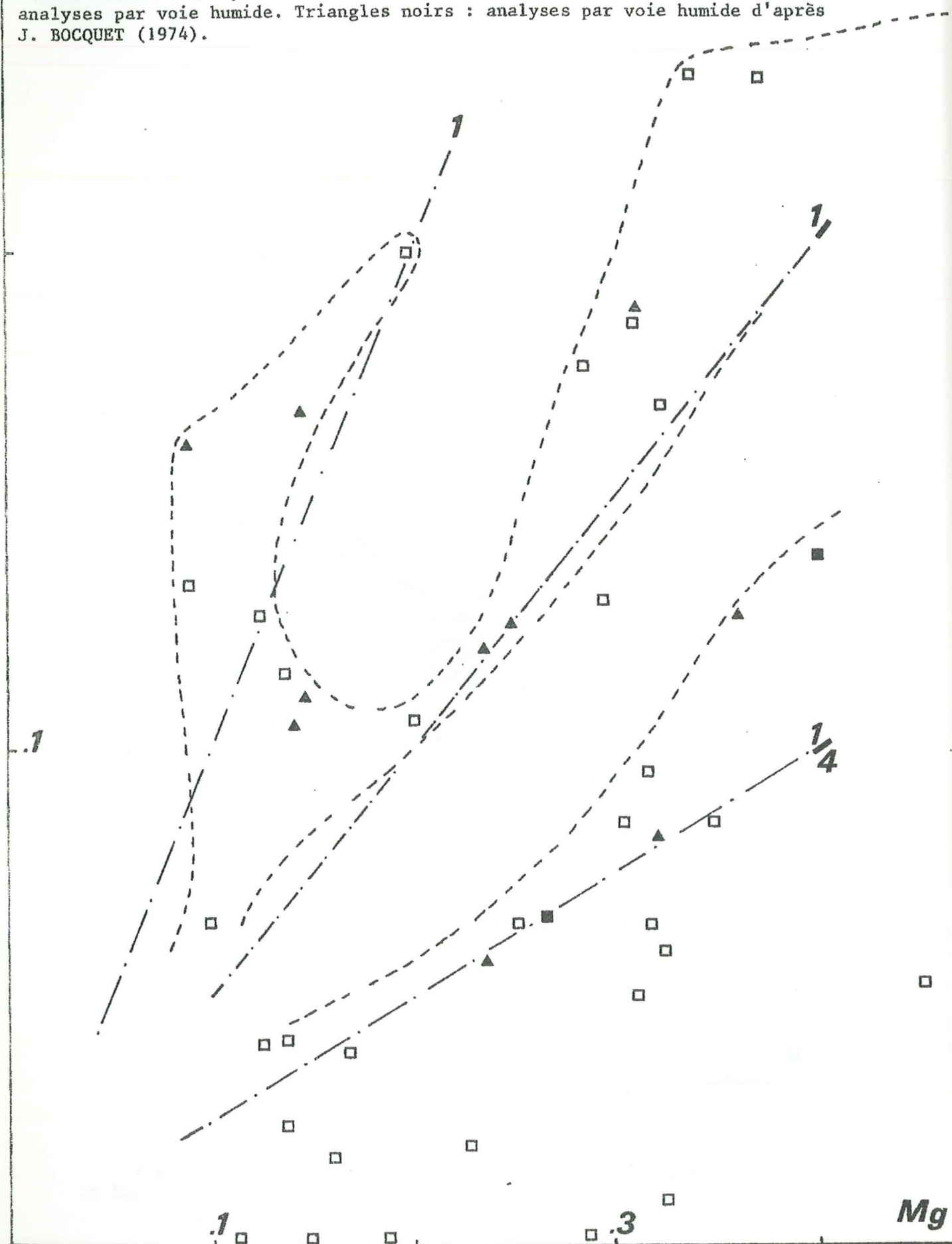


Fig. 16.- Rapport entre la teneur en Si des phengites et leur teneur en Mg.

Fe^{3+}

Fig. 17.- Rapport entre les valeurs en Fe^{3+} et MG de différentes phengites. Carrés blancs : analyses à la microsonde Fe^{3+} étant recalculé. Carrés noirs : analyses par voie humide. Triangles noirs : analyses par voie humide d'après J. BOCQUET (1974).



δ) Le remplacement $Fe^{2+} - Mg^{2+}$.

Il est fort difficile de parler de ce remplacement comme nous l'avons évoqué plus haut pour Fe^{3+} à partir d'analyses à la microsonde, quand les teneurs en Fe total sont faibles. Toutefois, la répartition de Fe et Mg dans les phengites peut être appréciée grâce à la teneur en Mg seul. J'ai reporté sur la Fig. 16 les valeurs de Si^{4+} et Mg^{2+} en cations. On peut remarquer qu'un certain nombre d'analyses sont proches de la droite passant par l'origine et le point $Si^{4+} = 3.5$, $Mg^{2+} = 0.5$. Ce qui correspond à des phengites entièrement magnésiennes du type Al,Mg qui, d'après B. VELDE, est le plus répandu. Mais on peut constater que pour des valeurs moyennes de Mg^{2+} les valeurs de Si^{4+} augmentent alors que Mg^{2+} reste constant. Le plus grand nombre de mesures se situe autour de la valeur $Si^{4+} = 0.42$, $Mg^{2+} = 0.32$. Il y a donc place dans ce groupe de micas pour une certaine substitution par Fe^{2+} qui reste faible.

Des mesures moins abondantes montrent des faibles teneurs en Mg^{2+} associées à des valeurs de Si^{4+} supérieures à 3.5, ce qui laisse une large possibilité de substitution par Fe^{2+} . Or, si l'on se reporte à la Fig. 14, elle nous avait permis de constater que la substitution maximale de Fe^{3+} existait pour des valeurs de Si^{4+} de 3.2 ou 3.5. Ceci confirme le fait que la substitution celadonitique la plus courante est du type Al Mg, et Fe^{3+} Mg, comme l'indique B. VELDE. Mais il faut penser qu'il peut en moindre proportion s'y ajouter les pôles $Fe^{3+} Fe^{2+}$, et Al Fe^{2+} . J'ai reporté sur un diagramme les valeurs de Fe^{3+} et Mg de certaines phengites, en y ajoutant les phengites des Alpes séparées et analysées par voie humide par J. BOCQUET (1974) Fig. 17. Le nuage des points permet toutefois de noter certaines tendances : un type de micas où $Fe^{3+}/Mg = 1$ quelles que soient les valeurs absolues, et qui correspond bien à la molécule celadonitique Fe^{3+}, Mg ; un groupe moyen où plusieurs pôles sont mélangés et un groupe où $Fe^{3+}/Mg = 1/4$, qui correspond à la dominance du pôle Al Mg.

La coloration verte la plus soutenue des phengites est associée aux minéraux les plus riches en fer dans les milieux oxydants (présence d'hématite). C'est vraisemblablement le rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} qui joue un rôle déterminant dans ce phénomène.

Dans les phengites c'est donc essentiellement Fe^{3+} et Mg^{2+} qui ont une grande importance dans la substitution. Ce fait est à retenir lorsqu'on doit considérer le système chimique dans lequel on étudiera ces micas en association avec d'autres minéraux. La composition chimique globale peut exercer un contrôle sur le type de solution celadonitique.

2) LES CHLORITES.

J'ai effectué un certain nombre d'analyses de chlorites dans les roches contenant des phengites. Environ 40 chlorites ont été analysées mais de façon moins précise que les phengites. Le plus souvent, 1 ou 2 chlorites de la roche ont été analysées essentiellement pour obtenir une indication de composition.

En effet, on peut voir sur les différents tableaux, que les chlorites ont des sommes analytiques souvent faibles : de 90 à 100 %. Toutes les chlorites ont été corrigées en considérant une valeur de 12 % de H_2O qui figure donc dans la somme analytique.

Le fer a été corrigé en supposant une moyenne de 30 % de Fe_2O_3 à partir du fer dosé.

On peut remarquer que le plus grand nombre des chlorites analysées montrent un remplissage octaédrique faible depuis 5.500, avec une moyenne à 5.700. On ne peut dans le cas présent tenir le même raisonnement que pour les phengites pour lesquelles les formules structurales pouvaient être satisfaisantes avec une somme analytique faible. Il est clair ici, que dans un certain nombre de cas, ce déficit de remplissage octaédrique traduit une sous-estimation analytique.

Toutefois il est curieux de constater que ce caractère persiste parfois lorsque la somme analytique est proche de 100. Le même phénomène existe dans les chlorites analysées par voie humide et publiées par J. BOCQUET (1974) et celles publiées par B. GOFFE (1974) et analysées à la microsonde.

Dans notre cas on pourrait invoquer le partage entre Fe_2O_3 et FeO , mais la valeur choisie pour Fe_2O_3 dans un grand nombre de cas semble raisonnable et sa conversion en FeO ne suffirait pas à compenser le déficit. Il faut également signaler que le calcul des charges du feuillet montre que l'on est souvent proche de l'équilibre entre la couche octaédrique et tétraédrique.

Un tel défaut peut avoir plusieurs raisons dans la mesure où il est possible de raisonner sur des analyses non répétées dans un même échantillon.

Tout d'abord il faut constater que plusieurs analyses : RC, 7056 a, 7232, 71118 o, 6874, contiennent une quantité non négligeable de K et Na. On peut évidemment attribuer ce fait à la contamination par des feuillets très fins de micas blancs. Le plus souvent cette contamination s'accompagne d'un fort excès de SiO_2 et Al_2O_3 remarquable. On peut également penser que l'on se trouve en présence d'interstratifiés chlorite - montmorillonite. En effet, la présence de muscovite à basse température amènerait une augmentation de K^+ sans augmentation de Na^+ peu abondant dans les muscovites comme nous l'avons vu.

La montmorillonite a été signalée dans le rhetiien de la zone Briançonnaise par G. DUNOYER de SEGONZAC et M. ABBAS (1976). L'échantillon RC provient de dolomies rhetiennes de la zone du Pas du Roc. La présence d'interstratifiés chlorite - montmorillonite est vraisemblable dans les Alpes externes. Ce phénomène est souligné par B. VELDE (1973) dans son étude sur les polymorphes de la chlorite dans le système $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{H}_2\text{O}$. Pour cet auteur, le phénomène est connu avec les chlorites à 7 Å néoformées dans les sédiments en évolution. Je n'ai pas de données sur le réseau des chlorites analysées. D'après J. BOCQUET (1974) les chlorites des Alpes sont surtout des minéraux à 14 Å. La transition se situerait d'après B. VELDE entre 300 et 400°C pour des pressions respectives de 1 et 2 kb. D'après les données sommaires sur les températures que l'on suppose réalisées dans les zones externes des Alpes, on peut penser qu'une bonne partie des chlorites se situe dans des conditions voisines de cette transition.

Dans le cas des chlorites à 14 Å, B. VELDE (1973) propose un type de substitution des chlorites amenant une variation de la teneur en Si dans le domaine de solution solide de ces minéraux aux différentes températures. Cette variation se ferait par le remplacement $1/2 (\text{Mg Al}^{\text{VI}}) \rightleftharpoons 1/2 (\text{Si} \square^{\text{VI}})$ qui assurerait l'équilibre des charges. L'augmentation de la teneur en Si s'accompagnerait de lacunes dans les sites octaédriques.

Dans les milieux riches en silice, c'est aux températures faibles que les teneurs en Si les plus élevées seraient possibles pour des chlorites à 14 Å. Une baisse de température ou une augmentation de pression peuvent favoriser d'après B. VELDE les deux phénomènes envisagés : présence d'interstratifiés gonflants, augmentation de la teneur en Si.

Il est clair que ces considérations appellent un supplément d'information : essentiellement la recherche des interstratifiés gonflants dans les chlorites des zones de basse température et haute pression. D'autre part, des analyses systématiques et multiples devraient être faites pour préciser les compositions de façon à les rendre plus directement interprétables.

Si l'on reporte les analyses des chlorites sur un diagramme de HEY (1954) Fig. 18, on peut voir qu'il s'agit essentiellement de clinocllore, pycnochlorite, ripidolite et brunsvigite, ces deux dernières espèces étant les mieux représentées.

3) BIOTITE VERTE ET PHLOGOPITE.

Ces deux minéraux n'ont été analysés que dans quelques roches. Ils sont pourtant plus habituels qu'on ne le pense.

La biotite verte est fréquente dans les roches très potassiques : granites, granophyres, gneiss, et dans un certain nombre de roches contenant ou ayant contenu de l'amphibole sodique ferrifère. En fait tous les milieux riches en fer présentant une concentration globale ou locale en potassium élevée.

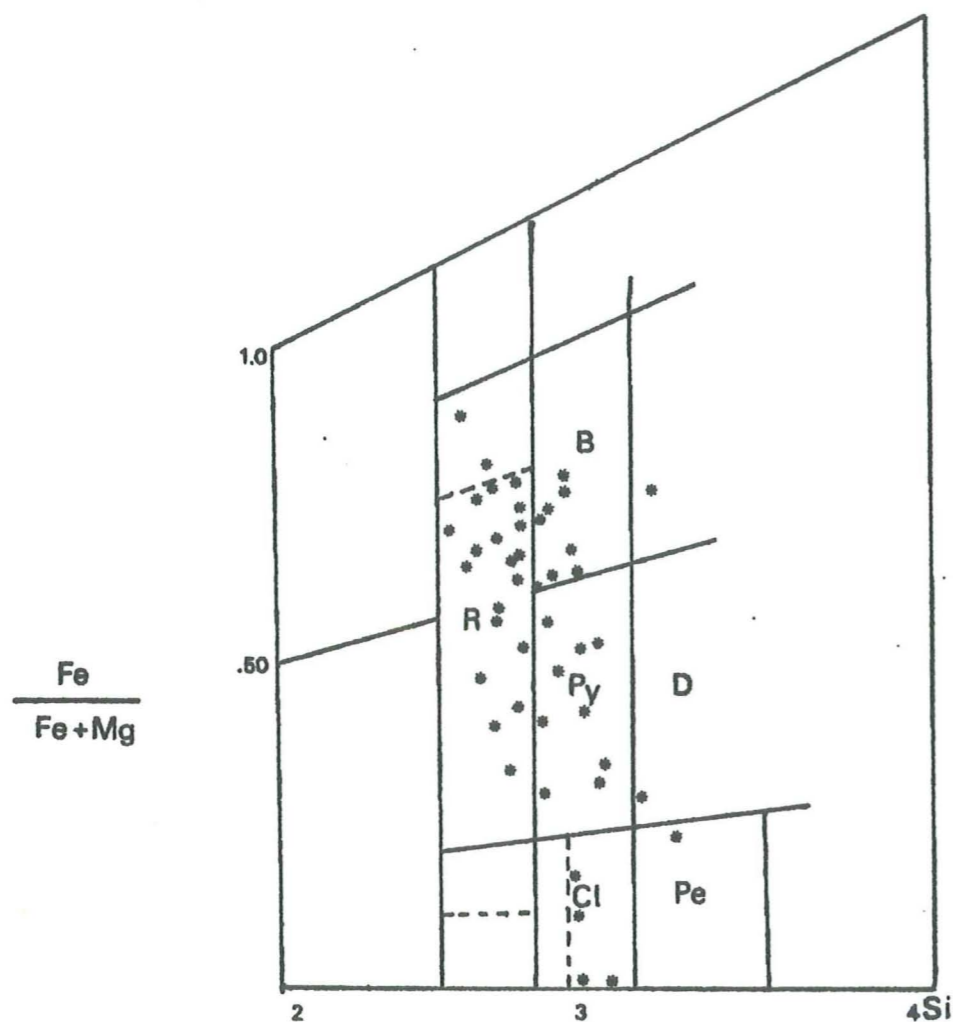


Fig. 18.- Représentation des chlorites (analyses à la microsonde) dans le diagramme Si - Fe/Fe+Mg de HAY (1954).

La phlogopite a été rencontrée dans les inclusions solides des évaporites et dans les carbonates dolomitiques ou les dolomies proches des évaporites. Il est présent dans la "couverture" du Grand Paradis et G. GOFFE - URBANO (inédit) l'a rencontrée dans les niveaux triasiques de la couverture de Vanoise méridionale.

Le petit nombre d'analyses effectuées sur les biotites vertes ne permet pas d'apporter sur ces minéraux des lumières particulières en ce qui concerne leur couleur ou leur teneur en Al en fonction des conditions de cristallisation.

Dans les Alpes, les travaux de D. BAHEZRE, R. MICHEL et P. VIALLON (1965), D. LATTARD (1974), B. GOFFE (1974) ont apporté des précisions sur les biotites vertes et le travail de H. SABATIER (1974) constitue une synthèse sur le sujet.

On peut pourtant faire quelques remarques à propos des biotites : Elles se situent toutes entre $Si = 3$ et $Si = 2.5$, elles auraient donc tendance à se rapprocher des eastonites. De plus leur somme octaédrique est comprise entre 3 et 2.5 ce qui les place sur la solution solide muscovite - biotite. Toutes ces biotites vertes sont riches en Fe et on a choisi de répartir le fer ferrique en 20 ou 30 % du fer total suivant la composition. Cette répartition arbitraire est loin d'être satisfaisante si l'on examine la charge du feuillet très sensible au partage entre Fe^{2+} et Fe^{3+} . Les biotites riches en fer sont certainement plus riches en Fe^{3+} que dans les formules proposées. C'est très vraisemblable dans le cas des roches où l'hématite libre est abondante. La faible teneur en Al^{VI} en est aussi un indice et certaines des biotites vertes se rapprocheraient bien des ferriannites.

Quand au phlogopite analysé dans l'échantillon 72 BR (dolomie albitique incluse dans les évaporites) sa formule est tout à fait comparable à ce que l'on connaît dans les carbonates magnésiens. Il s'agit d'un mica trisilicique et trioctaédrique.

4) AUTRES PHYLLOSILICATES ANALYSES AVEC LES PHENGITES.

Les autres phyllosilicates reconnus et analysés sont essentiellement le talc et le stilpnomélane.

Le talc est le plus souvent associé à la chlorite et quelquefois à une serpentine. Les talcs analysés se trouvent essentiellement dans des carbonates magnésiens le plus souvent associés au Trias. La seule association avec la phengite a été rencontrée près de Bramans (la BR).

Les trois analyses de talc 7609, 7610, la BR sont très semblables; dans un seul cas on rencontre une substitution en Fe^{2+} notable (7610). Les associations du type talc - chlorite - serpentine seraient intéressantes à étudier essentiellement pour tenter de délimiter le domaine des solutions solides de la chlorite afin d'en tirer des indications thermo-barométriques en fonction des solutions solides que propose B. VELDE (1973) à différentes températures. Le cas de l'échantillon 7609 est très intéressant, on y rencontre en effet l'association d'un talc presque purement magnésien et d'une chlorite très magnésienne (Mg : 5.269) Ceci place cette association dans un système simple comprenant $SiO_2 - Al_2O_3 - MgO - H_2O$, comme dans le cas de l'étude expérimentale de B. VELDE. La chlorite associée au talc est encore très magnésienne. La présence de serpentine dans l'échantillon nous permet de considérer que la chlorite représente bien le maximum possible de substitution en Mg. On peut reporter sur le diagramme de B. VELDE Fig. 19 les trois minéraux présents. La serpentine a été analysée :

Si : 4.142 Al : .144 Fe^{2+} : .026 Mg : 5.776 Ca : .004 K : .002 Total : 99.44.

Si l'on considère que l'on peut accepter l'analyse de la chlorite, dont la somme est faible mais dont la formule est cohérente, le point de la chlorite tomberait à la limite d'un domaine de solution solide compris entre 515°C et 540°C pour 2 kb. Mais il est difficile de savoir si la pression était effectivement celle-ci. Si l'on considère une pression plus forte, étant donné que la pression tend à augmenter la teneur en Al de la chlorite à 14 Å, il faut alors considérer que la température était beaucoup plus faible.

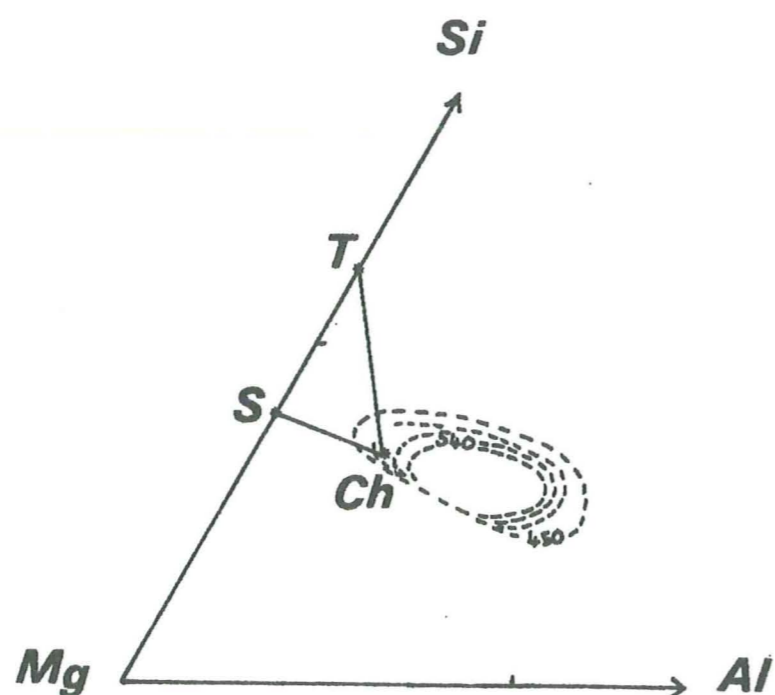


Fig. 19.- Représentation de la composition de la chlorite de l'échantillon 7609, associée au talc et à la serpentine, dans le diagramme de solution solide maximale pour les chlorites à 14 Å d'après B. VELDE (1973).

Le stilpnomélane est un minéral abondant dans nos roches, mais son analyse est souvent délicate car il forme des aggrégats mêlés d'oxydes, de quartz très fin et d'autres phyllosilicates.

Je n'ai analysé que deux stilpnomélanes du domaine le plus externe étudié : les sommes analytiques sont très basses. La correction a été faite en considérant 7 % H₂O ce qui est faible pour un stilpnomélane. La formule structurale a été calculée sur la base de Si : 8.

7241g Si 2.000 Al 1.452 Fe³⁺ 2.273 Fe²⁺ .991 Mg 1.590 Ca .126 Na .233
K .314 (88.78)

7510g Si 8.000 Al 1.840 Fe³⁺ 1.803 Fe²⁺ 1.835 Mg 1.036 - Na .082
K .510 (85.08)

Ces analyses sont indicatives et ne seront utilisées que pour réfléchir sur les associations minéralogiques.

5) AUTRES MINERAUX ANALYSES ASSOCIES AUX PHENGITES.

α) Les feldspaths.

Un certain nombre de feldspaths ont été analysés dans les roches contenant des phyllosilicates. Le plus souvent il s'agit d'albite très pure. Les teneurs en potassium et calcium sont toujours très faibles mais peuvent présenter de petites variations (cf. chapitre Jadéite Fig. 9). Lorsque l'albite est seule associée au mica elle est toujours très pure. Je n'ai pas observé d'augmentation dans la teneur en anorthite des zones les moins métamorphiques vers les zones les plus métamorphiques.

La qualité des analyses est variable, on s'en rend compte facilement au vu des formules structurales; les teneurs en Si sont souvent hautes et les sommes analytiques parfois basses. Le plus souvent 1 ou 2 analyses ont été faites dans chaque échantillon de façon routinière.

Dans les roches sédimentaires je n'ai pas rencontré le feldspath potassique. Ce dernier a été rencontré et analysé par G. GOFFE - URBANO et B. GOFFE (inédit). Je reproduis ici une de leurs analyses d'adulaire

Fig. 20.- Relation entre la composition des roches et celle des chlorites (Fe/Fe+Mg en pourcentage).

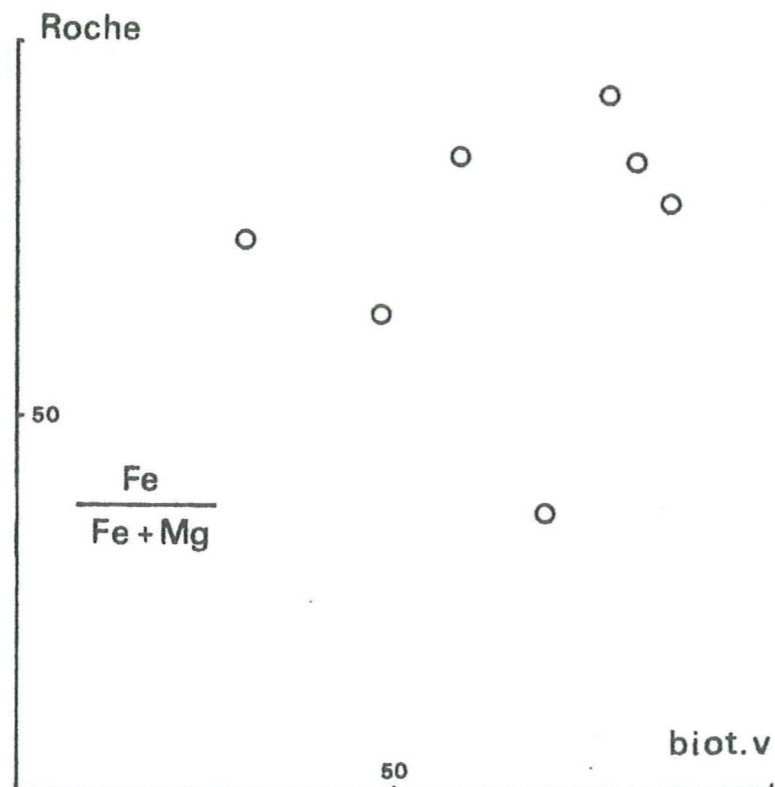
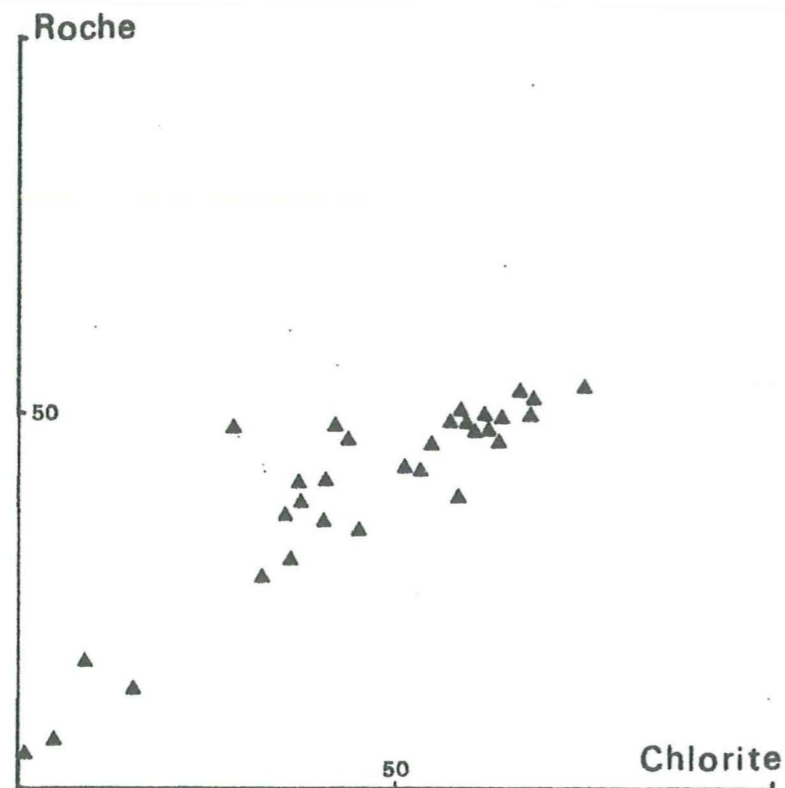


Fig. 22.- Relation entre la composition des roches et celle des biotites vertes (Fe/Fe+Mg en pourcentage).

présent dans les dolomies triasiques en association avec la phengite et le phlogopite.

LB 162 Si 3.002 Al .962 Ca .082 Na .048 K .888

β) Pumpellyite.

On trouvera avec les analyses des phyllosilicates trois analyses de pumpellyite. Dans tous les cas les sommes analytiques sont faibles. Les corrections ont été effectuées en considérant une formule de base : $O_{21} (OH)_7$. Il s'agissait dans un cas du pôle alumineux et magnésien, variété la moins colorée et la moins pléochroïque sous le microscope (7056); dans les autres cas (71132, 69220) il s'agit d'une pumpellyite très colorée associée à la prehnite et la pistacite dans les grès du Champsaur, et à la chlorite dans une microdiorite de la zone houillère. La teneur en fer est alors beaucoup plus forte surtout dans l'échantillon 71132.

Quelques amphiboles et un chloritoïde ont été analysés, leur formule structurale est fournie avec celles des phyllosilicates associés. Ces analyses seront reprises dans l'étude des paragenèses lorsqu'elles présentent un intérêt particulier.

B. LA REPARTITION DES ELEMENTS DANS LES MINERAUX

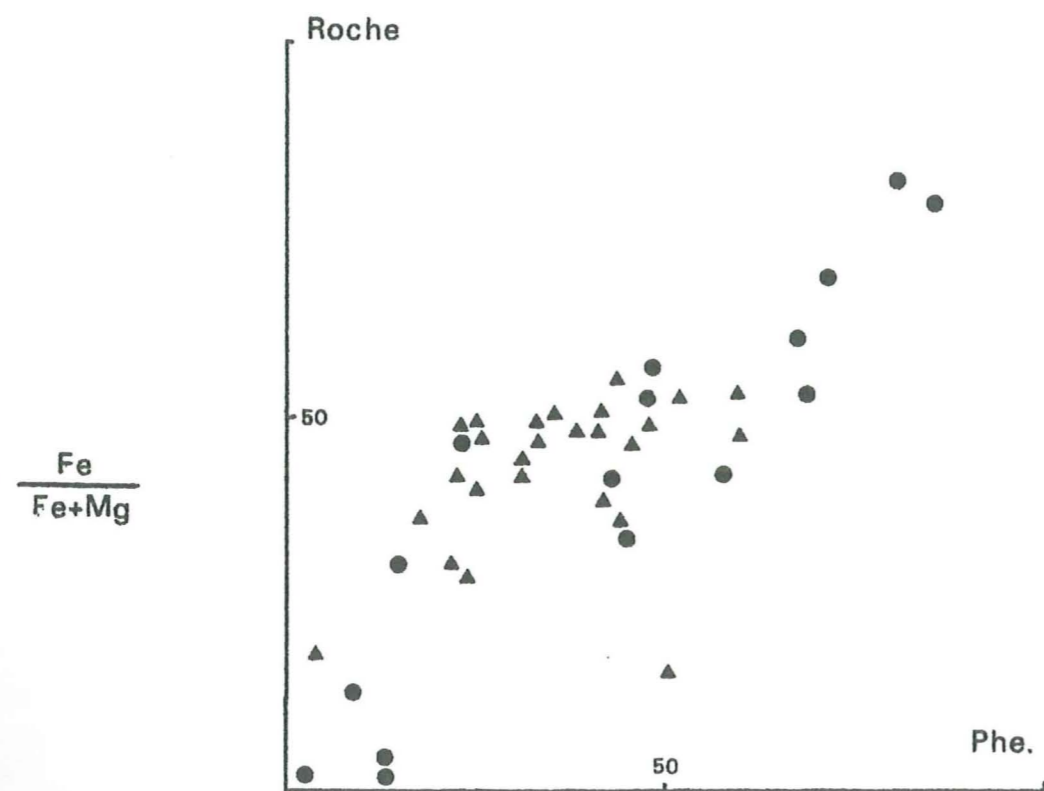
1) Rapports entre les compositions des roches et celles des minéraux.

Il est intéressant d'étudier dans quelle mesure la répartition de certains constituants des roches influence la composition des minéraux. J'ai examiné un certain nombre de minéraux dans des roches analysées.

a) La chlorite

La figure 20 montre la variation de la composition des chlorites dans différentes roches d'après le rapport $Fe^{total}/Fe^{total} + Mg$. On peut remarquer que la corrélation entre le minéral et le milieu est bonne, mais il est intéressant de constater que cette corrélation est particulière. Pour les faibles valeurs du rapport Fe/Fe+Mg, les points, peu

Fig. 21.- Relation entre la composition des roches et celle des phengites.
Fe/Fe+Mg en pourcentage.



nombreux, semblent indiquer un rapport entre minéral et roche voisin de 1. Mais pour les valeurs plus élevées on peut constater que la chlorite a tendance à montrer un rapport Fe/Fe + Mg plus élevé que celui de la roche. La chlorite présente souvent un rapport Fe/Fe + Mg très voisin de celui de la roche comme le signale D. LATTARD (1974) à propos des chlorites de la zone Sesia Lanzo. Il est probable que l'écart présenté Fig. 20 indique que la chlorite est associée à un minéral dont le rapport Fe/Fe + Mg est différent de celui de la roche. C'est la phengite qui est le plus souvent associée à la chlorite, son comportement est donc intéressant à examiner.

b) La phengite

J'ai considéré les rapports Fe/Fe + Mg des phengites associées aux chlorites. Il apparaît assez clairement Fig. 21, que les phengites ont un rapport Fe/Fe + Mg plus faible que celui de la roche. Il faut donc admettre que le fer et le magnésium ne se répartissent pas de la même façon entre ces deux minéraux. On peut toutefois noter que quelques points s'approchent de l'égalité des rapports entre roche et chlorite spécialement dans le cas de valeurs de Fe/Fe + Mg proches de 50 % dans la roche.

Sur la même figure, j'ai reporté un certain nombre de points (cercles) représentant les phengites les plus substituées en Si^{4+} et présentant donc la plus grande substitution octaédrique. Il apparaît que ces phengites qui ne sont pas souvent associées à la chlorite montrent une assez bonne corrélation avec la composition de la roche. Cette corrélation se situe près de la valeur Fe/Fe + Mg Roche / Fe/Fe + Mg phengite = 1, surtout pour les valeurs élevées du fer.

Il est donc difficile de dire que la composition chimique des phengites n'est pas liée à la composition des roches hôtes. Mais il est essentiel de considérer avec quels minéraux est associée la phengite. L'examen des coefficients de partage de ces éléments entre minéraux, nous permettra de préciser ce lien.

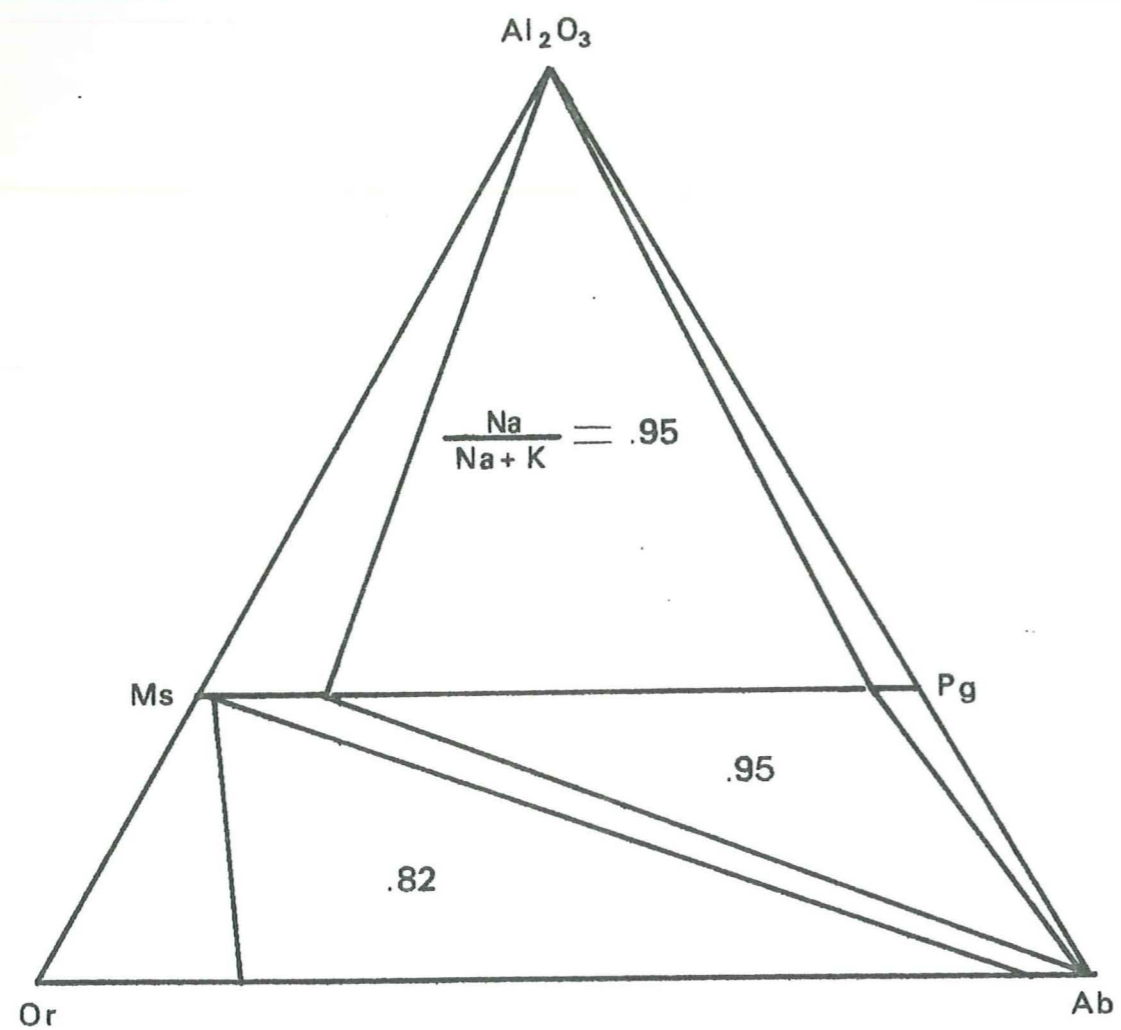


Fig. 23.- Assemblages stables des phases du système $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ à 550°C sous 1000 bars. Pg : paragonite Ms : muscovite. Or : orthose Ab : albite d'après IIYAMA (1964).

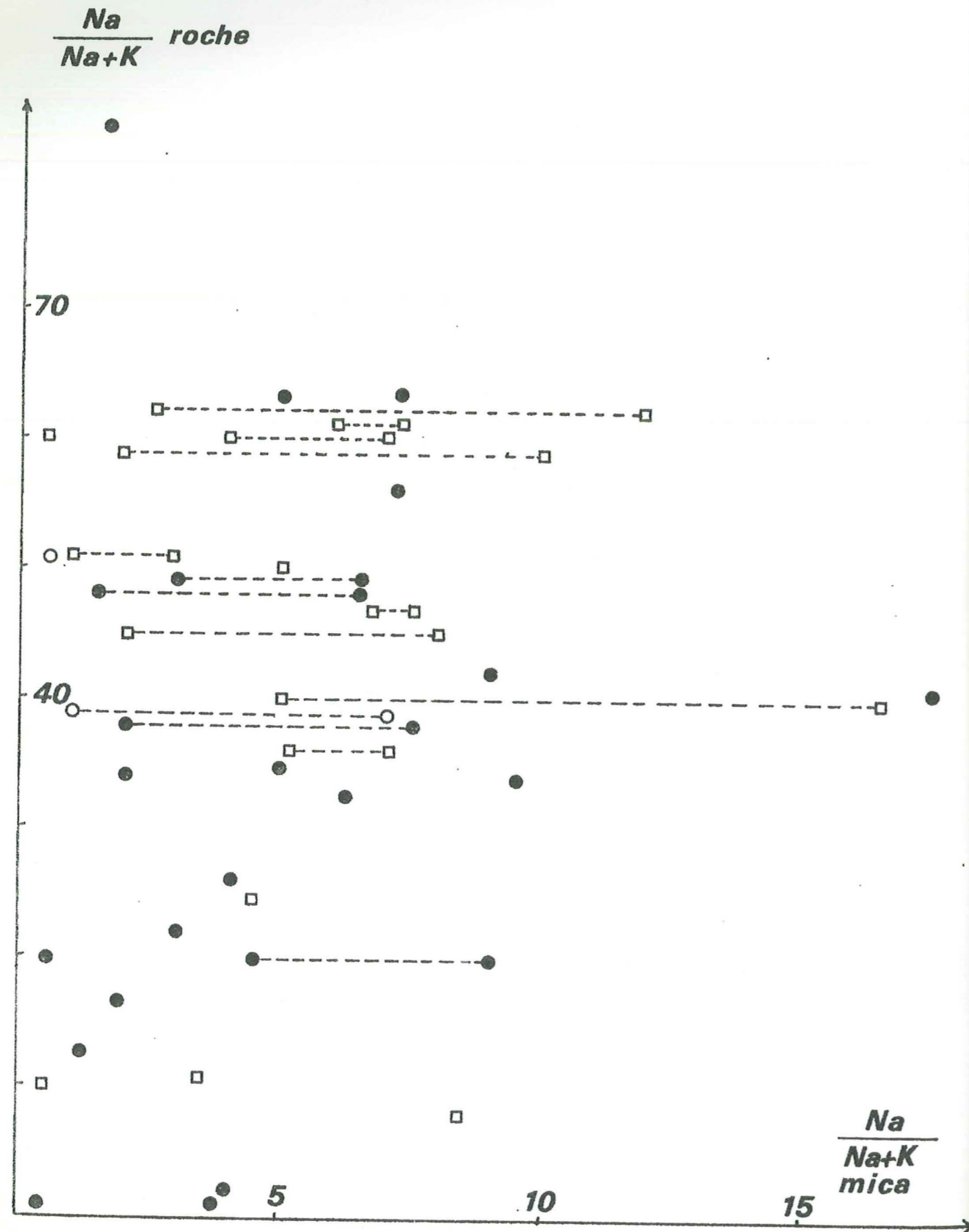


Fig. 24.- Relation entre la composition de la roche et celle du mica. $\text{Na}/\text{Na}+\text{K}$ en pourcentage. Cercle noir : phengite - albite. Cercle blanc : phengite + deux feldspaths. Carré blanc : phengite seule. deux minéraux d'une même roche sont reliés par une ligne en tirets.

c) La biotite verte

J'ai également examiné les rapports entre la biotite verte et les roches, mais les analyses sont peu nombreuses. Fig. 22 quelques points se regroupent dans le cas des roches très riches en fer, mais la corrélation n'apparaît pas.

d) Les alcalins dans les micas

A température et pression données, dans le cas où le mica est la seule phase minérale alcaline d'une roche, le rapport $\text{Na}/\text{K} + \text{Na}$ de ce dernier doit normalement être celui de la roche hôte. Dans le cas où le mica est associé à un feldspath et plus spécialement lorsque ce feldspath est l'albite, sa composition est fixée dans une certaine mesure. Elle dépend de la composition de la roche Fig. 23. Dans ce cas, si la solution alcaline n'est pas tamponnée par des solides présents à l'extérieur du système par circulation des fluides, sa composition sera fixée par la composition des minéraux sodiques et potassiques. La composition de la roche doit donc avoir une influence sur le maximum de substitution sodique dans le mica. En présence de deux feldspaths ou de paragonite, la solution solide dans la muscovite et la composition du fluide à l'équilibre sont déterminées par la température et la pression.

J'ai représenté la relation entre le rapport $\text{Na}/\text{Na} + \text{K}$ dans le mica et la roche hôte Fig. 24. On peut se rendre compte que la teneur relative en Na de la roche exerce une influence sur la substitution paragonitique. Sur cette figure sont représentés les couples des différentes phengites rencontrées dans une même roche. Comme je l'avais souligné précédemment, il existe un lien entre le degré de substitution phengitique et la teneur en Na du mica. L'augmentation de cette teneur paraissant due relativement plus à une baisse de pression qu'à une augmentation de température.

Dans ce cas, si la température reste constante, la composition de la solution ne doit pas varier si le système est fermé. Le mica doit alors perdre du potassium et gagner du sodium pris dans la solution, ce qui se traduira immédiatement par une mise en solution de l'albite dont la composition ne varie pratiquement pas à faible température. Ce type

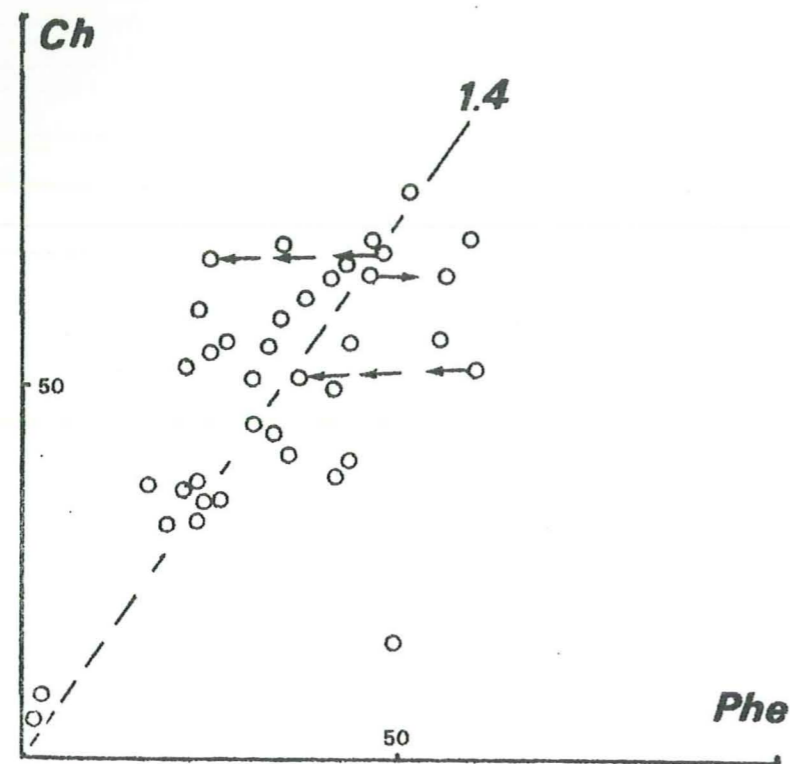
de mécanisme nécessite une variation de la proportion albite-muscovite et se traduit par un enrichissement relatif en aluminium de l'association minéralogique figurée sur la Fig.23 par un déplacement du point représentatif vers le pôle muscovite sur le joint albite - muscovite.

Si l'on considère plus simplement que la baisse de pression élargit le domaine de la solution solide paragonitique notablement comme nous le montrent certains couples de phengites analysées, on peut envisager un mécanisme différent. Il se traduit par la rotation du joint Ab-Mus sur la Fig. 23, cette rotation entraînant, sans changement de la composition de la solution, une augmentation de la teneur en Na du mica et en K de l'albite. Mais comme cette dernière ne peut pas accepter beaucoup de potassium, la substitution sodique du mica se trouvera limitée rapidement. L'amplitude du déplacement du joint Mus-Ab sera déterminé par la position du point représentatif de l'association. Plus le joint sera proche du pôle Ab plus le déplacement de la muscovite vers les fortes teneurs en paragonite sera possible. On voit donc que les fortes valeurs du rapport $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K})$ peuvent plus facilement permettre une augmentation de la substitution sodique dans le mica.

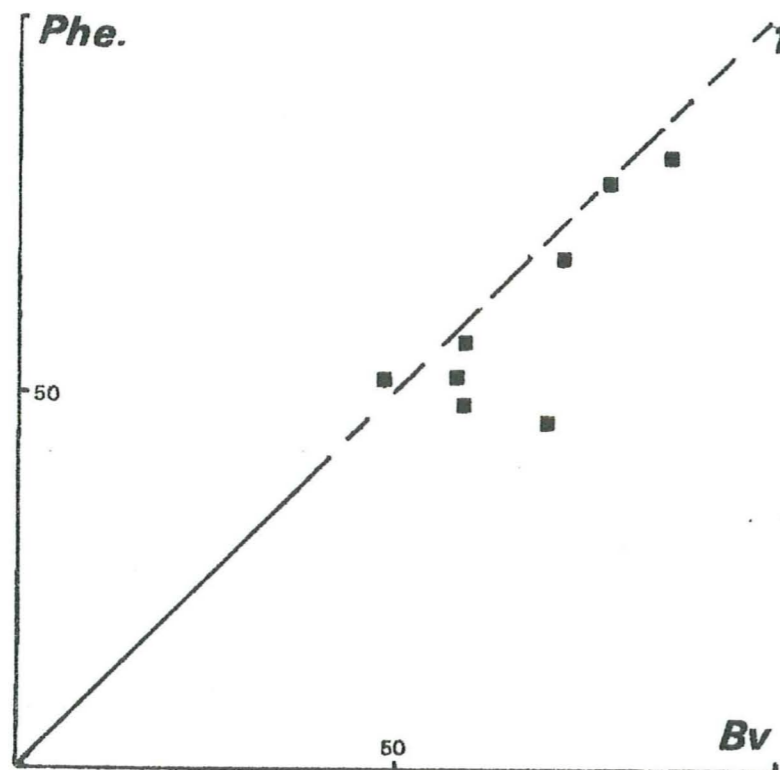
Je pense que ce mécanisme est figuré sur la Fig. 23 par la position des points représentatifs des phengites peu substituées en Si. D'autre part, il est clair que les rapports $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K})$ élevés dans les roches permettent dans le cas de l'association Muscovite-Albite une solution solide maximale.

2) Le partage du fer et du magnésium entre les minéraux.

L'examen des coefficients de partage de $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ dans les minéraux est un moyen classique de se rendre compte, dans des conditions thermo-dynamiques données, de l'état d'équilibre atteint dans une paire minérale. La courbe des rapports $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ entre deux minéraux à l'équilibre doit avoir une pente caractéristique des conditions thermo-dynamiques de formation RAMBERG DE VORE (1951), KRETZ (1959), ERNST (1964), LATTARD (1974).



Mg



25 et 27.- Partage du fer et du magnésium (sous la forme Fe total/Fe Total + Mg) paires phengite-chlorite et phengite biotite verte.

L'absence de corrélation linéaire dans la répartition de ces éléments peut être l'indice de plusieurs phénomènes :

- la solution solide dans les minéraux n'est pas idéale
- les conditions de formation ne sont pas les mêmes pour les différents échantillons
- l'équilibre n'est pas atteint.

Cet examen recoupe en partie celui de la corrélation entre le rapport Fe/Fe + Mg de la roche et de chaque minéral pris isolément. J'ai mis en évidence précédemment les irrégularités de distribution de ces éléments dans les chlorites et les phengites. C'est donc surtout pour comprendre les irrégularités de la distribution de Fe et Mg que nous allons examiner les coefficients de partage entre les minéraux.

Il faut souligner que le fer total a été considéré dans le rapport Fe/Fe + Mg. J'ai déjà évoqué l'inconvénient d'une telle simplification due à la méthode analytique. Pour D. LATTARD (1974) elle ne constitue pas un inconvénient majeur dans l'étude des coefficients de partage entre la plupart des minéraux du faciès schiste vert à l'exception des phengites. En effet, dans les minéraux les plus courants, le remplacement de Al par Fe³⁺ est à peu près identique.

Enfin, l'examen global de toutes les phengites associées à d'autres minéraux représente un regroupement d'associations issues de domaines métamorphiques parfois différents; dans certains cas, deux phengites de compositions éloignées peuvent coexister avec la chlorite.

On peut néanmoins tirer de l'étude des coefficients de partage de Fe/Fe + Mg dans les minéraux un certain nombre de renseignements.

a) La paire phengite - biotite verte

On peut voir sur la Fig. 25 que le coefficient de partage de Fe/Fe + Mg entre la phengite et la biotite verte montre une nette tendance à s'aligner sur une droite de pente 1. Les paires minérales étudiées sont peu nombreuses, mais cette tendance est nette surtout pour les valeurs du rapport supérieures à 50 %. Il faut souligner ici que ces associations intéressent des phengites très riches en Si⁴⁺ fréquemment

associées à la biotite. De plus, ces paires minérales se rencontrent surtout dans des roches riches en fer.

Sur une autre figure j'ai représenté le rapport Mg/Fe^{2+} en considérant les données analytiques non converties c'est à dire un rapport $Fe^{3+}/Fe^{2+}+Fe^{3+}$ de .50 pour les phengites et .20 pour les biotites. Ce rapport Fig. 26 confirme ce qui a été vu précédemment, et, dans la mesure où l'élimination de Fe^{3+} est correcte, il montre que le fer ferrique ne joue pas un rôle déterminant dans la répartition du fer dans les minéraux: ce sont bien les paires les plus magnésiennes qui montrent la plus mauvaise corrélation.

b) La paire phengite - chlorite

Cette association a été rencontrée un grand nombre de fois. Dans la plupart des roches, la phengite et la chlorite sont en contact, mais dans certains cas, lorsque les chlorites sont rares par exemple, on n'observe pas de contact. Il est important pourtant de savoir si ces deux minéraux sont à l'équilibre et si l'on peut considérer que Fe^{2+} et Mg^{2+} peuvent se remplacer de façon isomorphe. Lors de l'étude minéralogique des phengites, nous avons vu que ces minéraux possédaient en fait des substitutions privilégiées.

Sur la Fig. 27, on peut voir un nuage de points qui est grossièrement centré sur une droite de pente 1.4. Les valeurs moyennes du coefficient de partage sont donc bien différentes de 1. L'étalement des points est également un fait caractéristique mais qui présente une nette polarité, les chlorites sont plus riches en Fe que les phengites. Ceci apparaissait bien dans l'examen des rapports du fer et du magnésium dans les roches et les minéraux. On peut donc remarquer que la conclusion faite sur la substitution phengitique dominante Al-Mg est valable et que la chlorite par contre tend à compenser l'irrégularité de la répartition Fe-Mg. Toutefois, la valeur de la pente de 1.4 représentée sur la Fig. 27 ne donne qu'une approximation d'un coefficient de distribution possible entre ces minéraux.

Comme pour la paire phengite - biotite verte, j'ai utilisé une représentation Mg^{2+}/Fe^{2+} d'après les données analytiques non recalculées

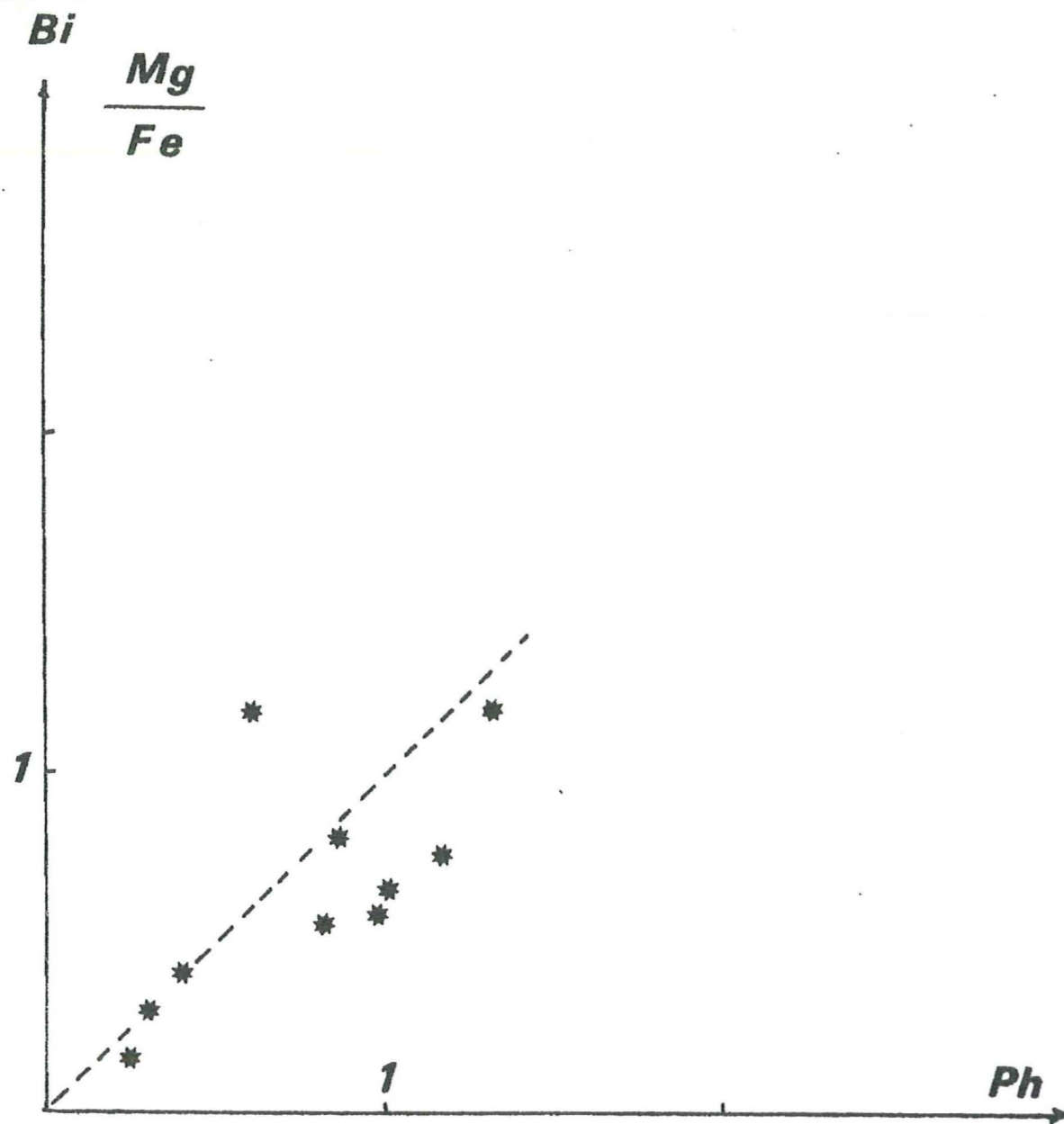


Fig. 26.- Partage du fer et du magnésium (Mg/Fe^{2+}) dans la paire phengite biotite verte.

avec 50 % Fe_2O_3 pour les phengites et 30 % pour les chlorites. On voit alors sur la Fig. 28 que l'étalement des coefficients de distribution est encore plus large. Pourtant, on remarque deux tendances au regroupement des points lorsque le rapport Mg/Fe varie dans les phengites et les chlorites : une droite de pente proche de 1 et une autre proche de 0.5. Sur cette figure, j'ai figuré les matériaux originels carbonates d'une part (cercles pleins) et roches siliceuses (cercles vides). Les carbonates sont le plus souvent riches en Mg et pauvres en Fe, alors que la répartition est inverse en général dans les gneiss et les micaschistes.

Il semble que les milieux très magnésiens favorisent un coefficient de partage faible (0.5) entre la chlorite et la phengite, alors que dans les milieux riches en Fe on se rapproche de 1. Ceci semble en contradiction avec les conclusions faites à propos du rapport $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$ dans les roches et les minéraux où pour les chlorites, les fortes valeurs du pourcentage de Fe dans les roches s'alliaient à un écart entre les compositions des roches et des minéraux. Par contre, pour les phengites, les fortes valeurs de Fe dans les roches coïncident avec les minéraux ferrifères. Il faut tenir compte du fait que le retrait de Fe_2O_3 est en partie arbitraire ici et que dans le cas des roches je n'ai pu considérer que le fer total.

Ce qui semble intéressant dans l'examen du rapport $\text{Mg}^{2+}/\text{Fe}^{2+}$ c'est surtout le fait qu'une vraie substitution en Fe^{2+} permette dans certaines phengites un coefficient de partage avec la chlorite proche de 1. Ceci bien sûr, repose sur l'examen de formules où l'on a partagé arbitrairement le fer des phengites.

Si l'on considère les différentes phengites à l'équilibre avec la chlorite Fig. 27 et 28, on remarque des variations importantes du coefficient de partage du fer et du magnésium. Le plus souvent la phengite perd du Fe et du Mg en se rapprochant du pôle muscovite, mais sa teneur en Fe^{3+} peut rester forte et se traduire par une augmentation du fer total dans le rapport $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$. Dans le rapport $\text{Mg}^{2+}/\text{Fe}^{2+}$ on observe des variations importantes, mais on peut remarquer que ces variations restent au voisinage de la pente du coefficient de partage initial. Il est

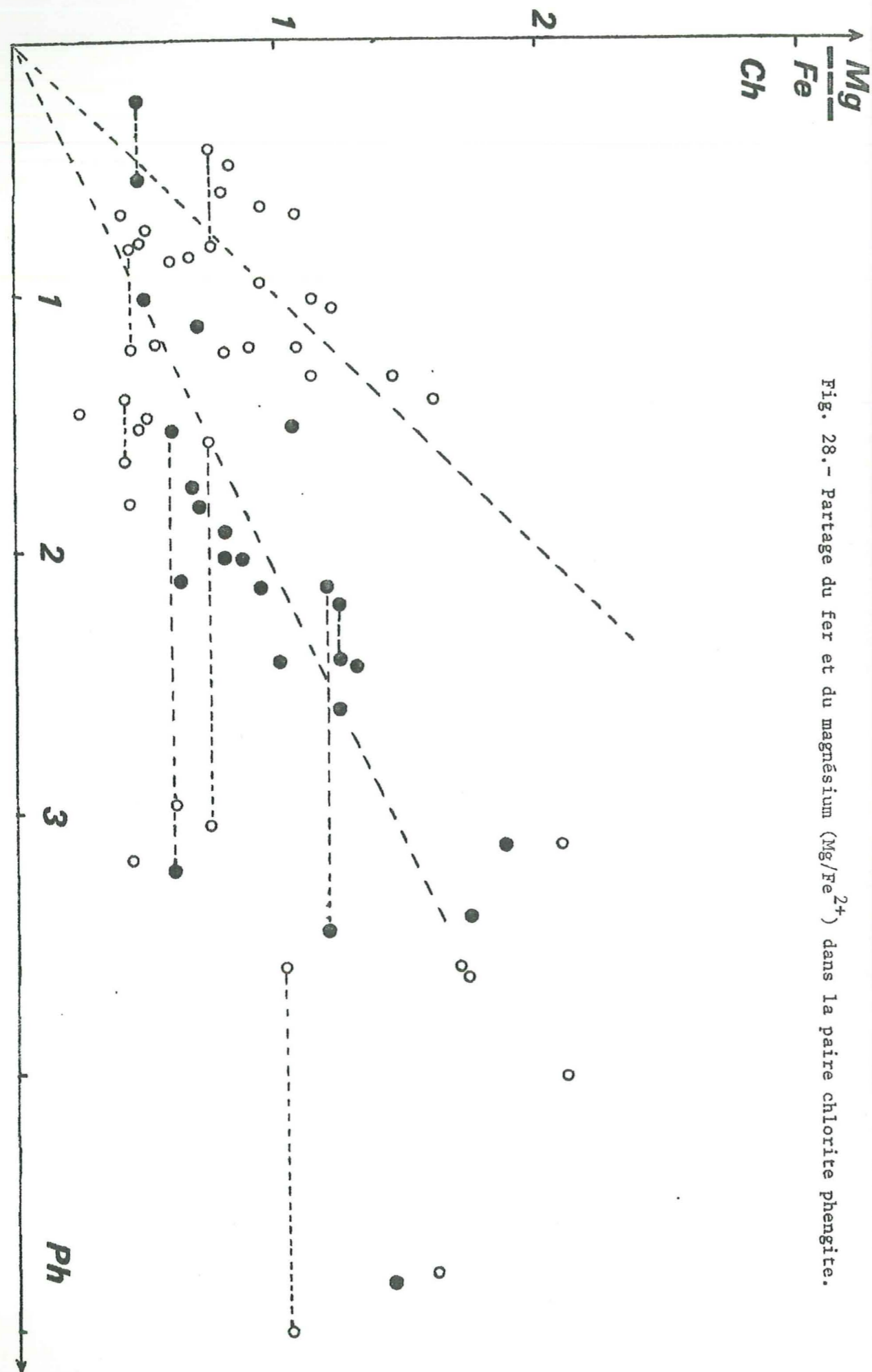


Fig. 28.- Partage du fer et du magnésium (Mg/Fe^{2+}) dans la paire chlorite phengite.

vraisemblable qu'il existe des variations identiques dans la composition des chlorites que je n'ai pas mises en évidence, il faudrait alors faire un travail analytique systématique sur ces minéraux.

La composition chimique de la roche hôte semble exercer une influence importante sur le type de substitution dans les phengites. La paire phengite-chlorite montre des coefficients de distribution du fer et du magnésium variables en fonction du milieu. Le plus souvent une phengite magnésienne est en équilibre avec une chlorite ferrifère. Dans les milieux très riches en fer on pourrait considérer Fe^{2+} et Mg^{2+} comme isomorphes entre ces deux minéraux. Il semble qu'on puisse également le considérer dans la paire biotite verte-phengite.

Il semble donc difficile de considérer le rapport $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$ dans la paire chlorite-phengite comme un test d'équilibre immédiat. La prépondérance de la solution solide céladonitique Al Mg sur les solutions solides Al Fe^{2+} , Fe^{3+} Fe^{2+} joue un rôle déterminant dans l'équilibre avec la chlorite. Comme la phengite montre une sensibilité notable au milieu chimique les compositions particulières pourraient permettre à certaines solutions solides phengitiques de se développer à l'équilibre avec la chlorite ou la biotite verte.

Il faudra donc dans chaque secteur étudier des séquences comparables chimiquement pour en tirer des informations supplémentaires quant à la valeur du coefficient de partage de Fe^{2+} et Mg^{2+} pour des conditions thermodynamiques données.

C. RELATION DES PHASES DANS LES ROCHES SILICEUSES

Après avoir considéré les minéraux phylliteux et leurs relations pour certains éléments, on peut étudier les liens entre plusieurs minéraux dans des systèmes chimiques variés. Je dispose de plusieurs analyses chimiques de roches totales tableau 16 et d'un certain nombre d'analyses de minéraux de ces roches. Il est alors possible de faire une représentation précise des associations minéralogiques dans les roches siliceuses. Ces roches sont essentiellement des micaschistes, des gneiss et des granites.

a) Les associations minéralogiques

Dans la plupart des roches étudiées on rencontre des associations minéralogiques simples et semblables le plus souvent. L'association la plus courante est la suivante :

- quartz - albite - orthose - phengite - chlorite + biotite verte.

dans les micaschistes l'orthose est absente ou peu abondante et n'est pas alors reconnaissable au microscope.

Les minéraux accessoires tels le sphène, l'apatite, le zircon, les oxydes et les sulfures sont souvent présents. Dans les micaschistes, la matière organique est parfois abondante spécialement dans les roches de la zone houillère.

La grande monotonie de ces associations présentait toutefois un intérêt considérable : réunir des minéraux qui, associés, permettent un maximum de solution solide céladonitique dans le mica blanc.

Au cours de l'étude de la représentation des roches dans un subsystème minéralogique, je détaillerai les associations particulières.

b) Le système pétrographique de représentation

J'ai déjà abordé le choix du système chimique de représentation dans le chapitre précédent. L'élimination d'un certain nombre de constituants m'avait conduit à retenir comme constituants inertes déterminants : Na_2O , K_2O , Al_2O_3 , Fe, MgO.

Il est évident que ce système retenu implique des simplifications grossières : à propos de Fe_2O_3 qui se substitue à l'aluminium et que je regroupe avec Fe, MgO ne disposant pas de données sur la répartition de FeO dans les roches. Le fer ferrique entre dans le réseau des phengites des biotites vertes et des chlorites, dans ces minéraux il n'a donc pas été éliminé; il détermine parfois l'apparition de l'hématite et nous aurons alors à en tenir compte.

Après l'examen des coefficients de partage Fe/Fe+Mg dans les phyllosilicates on devrait considérer que ces constituants ne sont pas parfaitement isomorphes, en toute rigueur on devrait alors les séparer. Le même obstacle pour la répartition du fer nous empêche de le faire.

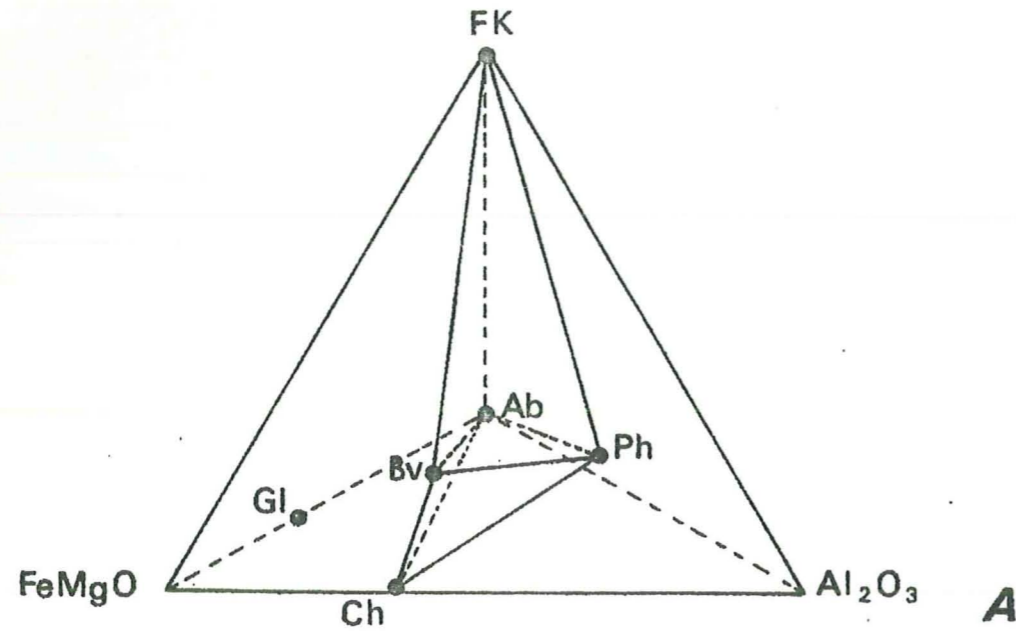
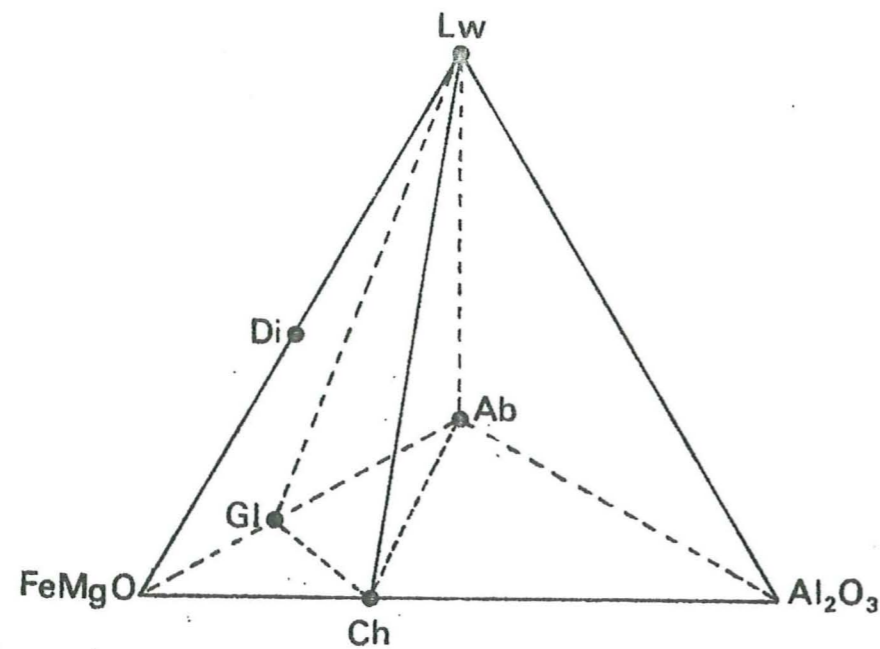


Fig. 29 .- Représentation du système choisi avec pour pôles $Al_2O_3 - K_2O$
 $Al_2O_3 - Fe, MgO - Na_2O, Al_2O_3$



B

Pour représenter les associations des différents subfaciès, j'ai utilisé la méthode exposée par B. COFFE(1977). La représentation a été faite en pourcentage d'atomes ce qui permet une meilleure précision dans le report des minéraux et des roches. Le système de représentation a donc pour pôles Al-K, Al-Na, Al, Fe-Mg; les feldspaths constituant deux pôles du tétraèdre (Fig. 29). Lorsqu'un des constituants du système se trouve représenté dans un minéral déterminé par un constituant éliminé, il est alors déduit d'après les proportions de l'analyse du minéral ou à partir d'une composition chimique estimée. C'est le cas pour quelques épidotes, actinotes.

c) Les différents subfaciès

1) Les roches à biotite verte

Le plus souvent ces roches contiennent les deux feldspaths alcalins une phengite et la biotite verte, dans de rares cas la chlorite est présente. Un certain nombre de roches à jadéite ont été étudiées précédemment avec cette association. Il s'agit dans la plupart des cas de granites, granophyres ou orthogneiss. La représentation du point chimique de la roche dans le subfaciès choisi est donnée en pourcentage de minéraux présents.

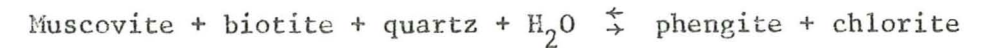
Echantillon	Orthose	Albite	Phengite	Biotite verte
6922	19,6	44	29,7	6,6
68161	30,4	41	23,6	6
68152	8,9	4	85	2,1
6871	2,4	2,3	- 8,5	104,8

L'échantillon 68152 a été représenté en utilisant l'analyse de la biotite verte n°68161. Il contient en effet de la biotite mais l'analyse de cette dernière n'était pas correcte. L'intérêt particulier de cet échantillon réside dans le fait qu'il présente également de la chlorite. Sa représentation dans un subfaciès contenant les feldspaths et la chlorite associée à la phengite est la suivante :

68152	Orthose	Albite	Phengite	Chlorite
	9,8	4	83,6	2,4

Les deux subfaciès sont donc possibles pour cet échantillon, on peut alors penser que notre système de représentation pour rendre

compte de ces 5 minéraux devrait comporter un constituant supplémentaire, ce qui serait le cas si l'on considérait que FeO et MgO ne sont pas parfaitement isomorphes dans tous les minéraux. En fait, dans l'échantillon, chlorite et phengite sont étroitement associées dans la foliation de la roche et la phengite et la biotite se rencontrent plutôt dans des fentes présentant un caractère tardif. On peut envisager une réaction de formation de la biotite à partir de l'assemblage contenant la chlorite comme le propose B. VELDE (1965).



Ceci se traduirait par une substitution phengitique moins forte dans le mica associé à la biotite verte. On remarque en effet que la phengite associée à la chlorite contient 3.48 de Si dans sa formule alors qu'elle n'en contient plus que 3.41 avec la biotite. Il s'agit d'écarts faibles mais qui peuvent être représentatifs d'un déplacement de l'équilibre.

L'échantillon 6871 se place très près du pôle biotite verte à l'extérieur du subfaciès envisagé. En fait, il s'agit d'un grès carbonaté qui aurait mieux trouvé sa place avec les roches carbonatées. Il faut signaler que la biotite verte et un peu d'albite se développent aux dépens de l'amphibole bleue, il s'agit d'un faciès de rétro-morphose présentant l'intérêt d'une phengite très substituée. Sa représentation est rendue très délicate par l'absence de dosage spécifique des carbonates et l'impossibilité de faire le retrait précis de Fe, MgO des reliques d'amphibole bleue. On peut toutefois remarquer sur la Fig. 30 la position particulière du joint phengite biotite verte dans cet échantillon comparé au groupement des joints dans les autres roches.

2) Les roches à chlorite

Ces roches contiennent le plus souvent la phengite et la chlorite associées à un ou deux feldspaths. Ce type d'association est de loin le plus représenté dans la plupart des roches. J'ai reporté les roches présentant cette association dans le système choisi en considérant les différentes phengites présentes dans une même roche et lorsque la chlorite était absente ou son analyse défectueuse, j'ai utilisé une analyse moyenne d'un échantillon voisin.

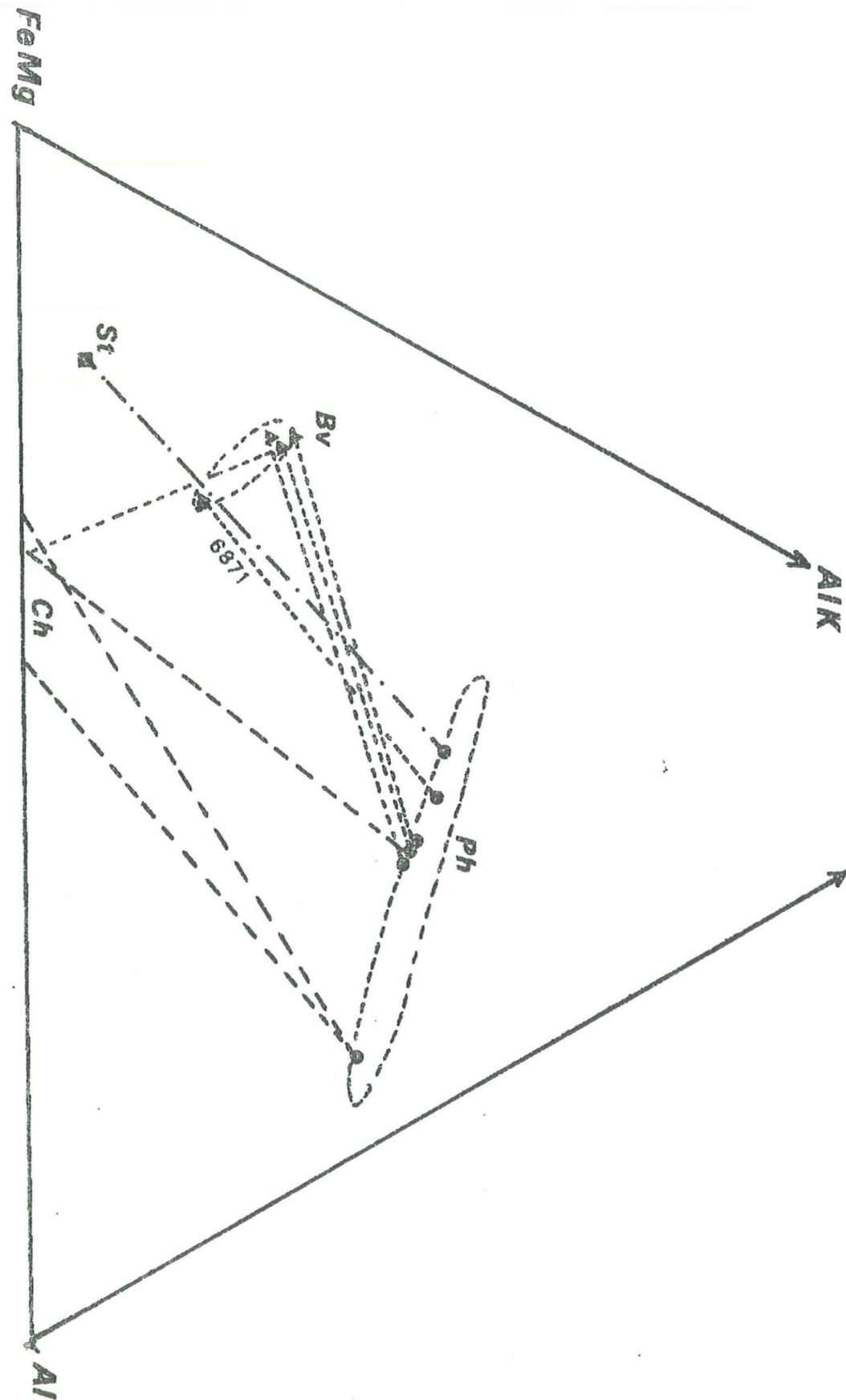


Fig. 30.- Représentation du domaine des phengites (ligne en tirets) dans les roches siliceuses et de quelques minéraux qui leur sont associés dans un système AIK, (Fe, Mg)Al en pourcentages d'atomes.

Echantillon		Orthose	Albite	Phengite	Chlorite
7239	Si 3.5	- 4.6	39	69.3	- 3.6
	Si 3.3	6.1	38.5	45.1	10.2
	Si 3.6	-54.5	35	215.9	-94.3
	Si 3.3	20.1	34.6	38.5	6.6
71114h	Si 3.1	23.3	26.4	25.6	24.5
	Si 3.2	23.1	26.4	26.2	24.1
7056	Si 3.3	3.7	14.5	44.9	36.7
	Si 3.1	25.8	27.8	3.4	42.8
6853		.0	6.	65	26
6850	Si 3.3	2.1	26.5	48.1	24.1
	Si 3.1	8.6	25.6	34.6	32.1
7222		2.	21.3	35.27	41.3
7046a	Si 3.4	-16.1	28.7	109.2	-21.8
	Si 3.1	6.35	31.52	47.2	14.8
7048	Si 3.2	3.	10.9	54.7	30.3
	Si 3.1	8.4	9.4	42.6	38
7240	Si 3.3	- .02	21.6	37.2	41.1
	Si 3.3	2.3	20.5	35.6	41.5
71118	Si 3.3	25.9	4.5	48.6	20.9
	Si 3.1	30.7	4.6	37.4	27.2
7214		- 1.4	1.6	78.2	21.6
71114c		4.7	37	53.6	4.7

La plupart des échantillons se placent fort bien dans ce subfaciès : orthose, albite, phengite, chlorite. Deux phénomènes particuliers méritent d'être examinés : les exceptions situées hors du tétraèdre et les variations de pourcentage dues aux différentes phengites.

- Le plus souvent les exceptions situées clairement hors du subfaciès envisagé montrent un défaut d'orthose et de chlorite, or ces roches contiennent le plus souvent la chlorite. Il s'agit de phengites très

substituées en céladonite. Il y a donc là un déséquilibre entre la phengite très substituée et le reste de la paragenèse. Dans le cas de l'échantillon 7046 le cas est simple : il s'agit d'un micaschiste de la zone houillère riche en mica détritique. De grandes muscovites à Si : 3.1 présentant des interlits chloriteux sont entourées d'un nuage de petits micas plus riches en céladonite. L'équilibre n'est pas atteint dans cette roche entre la chlorite et la phengite.

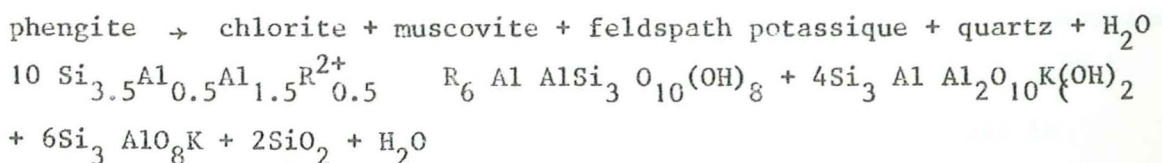
Dans l'échantillon 7239 le problème est plutôt inverse avec des reliques de phengites très substituées dans une association à chlorite - phengite moins substituée.

Il faut pourtant remarquer que la composition des phengites les plus substituées de ces roches ne permet pas à celles-ci d'être représentées par le subfaciès étudié. Il y a un défaut en K_2O et Fe, MgO , ce défaut pourrait amener la présence d'un minéral plus alumineux et sodique comme la paragonite :

	Orthose	Albite	Phengite	paragonite
Serre 3.6	22.3	28.4	28.4	21.1
7046	1.9	25.1	56.3	16.8
	Albite	phengite	chlorite	paragonite
7239	97.1	56.8	.1	6.

Dans ces subfaciès la paragonite est abondante alors qu'elle n'a pas été remarquée dans les roches. C'est donc bien à un déséquilibre entre les différentes phengites qu'est due la représentation extérieure des roches dans ce premier subfaciès considéré.

Si l'on considère à présent le sens général de l'évolution des pourcentages minéraux lors de la diminution de la substitution phengitique du mica on peut noter : que la teneur en orthose augmente, que celle en chlorite augmente également alors que la teneur en phengite diminue. La teneur en albite varie peu. Il semble donc que l'essentiel de la transformation se situe dans le plan du système $Al, Alk, (Fe, Mg)O$. Le bilan serait alors du type :



On peut envisager que cette réaction se produise avec un changement simultané de la composition de la chlorite, comme la réaction que propose B. VELDE (1965) pour la formation de la phengite avec un appauvrissement de la chlorite en cations divalents lorsque se forme la phengite très substituée. Les données dont je dispose sur la chlorite ne me permettent pas de trancher et une étude devrait être faite dans une suite de séquences montrant une progression du métamorphisme monophasé.

On peut constater d'après l'évolution des pourcentages minéraux dans les roches que l'orthose et la chlorite sont bien les constituants dont la quantité augmente proportionnellement dans la paragenèse.

Ce type d'évolution doit correspondre au mécanisme de réajustement des phengites, lorsque le phénomène est continu il passe inaperçu dans les roches; les phengites et les chlorites ne présentant que très rarement des zonations.

On peut alors constater que dans la rétro-morphose des phengites les produits qui en résultent contiendront le plus souvent: l'orthose, la chlorite et une muscovite phengitique. Ce dernier minéral présentera donc à l'équilibre avec les précédents le maximum de solution solide phengitique possible pour ses conditions thermodynamiques de formation. Si l'on considère la réaction invoquée précédemment dans son sens rétrograde, il peut arriver qu'un des produits de la réaction fasse défaut, ce qui empêchera la phengite néoformée d'atteindre le maximum de substitution phengitique.

3) Les roches à phengite et autres minéraux

Dans certains échantillons un autre minéral est présent dans la paragenèse et ce minéral peut être représenté dans le système considéré. C'est le cas des granites à stilpnomélane et phengite en présence des deux feldspaths; cette association a été rencontrée de nombreuses fois dans des arkoses des grès du Champsaur ou du Flysch à helminthoïdes.

	Orthose	Albite	phengite	stilpnomélane
7241	10.4	26.7	42.6	20.8

Ce subfaciès semble exclure la présence de biotite avec le

feldspath potassique de même que l'association de la chlorite au feldspath potassique Fig. 30. Le stilpnomélane est associé dans des régions les plus faiblement métamorphiques à des phengites très substituées. Il est difficile de savoir si cette association définit un subfaciès caractéristique. Il faudrait des données analytiques plus nombreuses sur son association avec la phengite pour savoir comment se répartissent les principaux constituants entre ces minéraux. Dans un grand nombre de cas j'ai pu observer le stilpnomélane croissant sur des chlorites ou des oxydes, et l'association stilpnomélane chlorite est rare.

Dans un échantillon j'ai rencontré la paire phengite chloritoïde, dans l'échantillon la chlorite est présente. J'ai examiné cet échantillon dans deux subfaciès :

	Orthose	Albite	phengite	chloritoïde
7226	2.2	4.6	35.6	58.4
	Albite	phengite	chloritoïde	Chlorite
	4.5	42.	52.7	1.2

Les deux solutions sont possibles, elles ne sont pas satisfaisantes car il faudrait ici envisager un système à 3 constituants mais elles permettent de localiser l'échantillon qui se situe dans les 2 subfaciès pratiquement sur le joint : phengite - chloritoïde.

De cette étude on peut faire ressortir un certain nombre de points.

Il existe un subfaciès à biotite verte - phengite - albite - orthose. Dans ce subfaciès la phengite peut atteindre le maximum de sa substitution pour les températures et pressions de formation. Ce subfaciès peut dériver de subfaciès contenant une phengite plus substituée par différentes réactions produisant de la muscovite, de la biotite verte et du feldspath potassique.

Il existe un autre subfaciès à chlorite, phengite, orthose, albite dans lequel également la phengite peut atteindre sa substitution maximale. La rétro-morphose d'un tel subfaciès produira des phengites obligatoirement substituées à l'équilibre avec le feldspath et la chlorite. Le point le plus délicat restant à déterminer: quelle est la phengite à l'équilibre avec la chlorite lorsque plusieurs phengites coexistent. Si la présence

de chlorite doit être imputée à une phase de rétro-morphose la phengite primaire pourra être suspectée de ne donner qu'une valeur minimale de la substitution phengitique.

Cette constatation est importante dans la mesure où la phengite peut nous donner des valeurs limites inférieures et des indications pour les conditions de formation supérieures.

D'autre part bien que les données dont je dispose soient insuffisantes, on peut constater que les valeurs de la substitution phengitique en présence de chlorite sont plus élevées que celles en présence de biotite verte Fig. 30.

Si l'équilibre entre la biotite verte et la phengite est relativement facile à mettre en évidence dans un subfaciès simple (les coefficients de partage $Fe/Fe+Mg$ sont plus aisément interprétables) il n'en est pas de même avec la chlorite dont une étude plus détaillée serait à faire.

Néanmoins dans ces roches on peut facilement utiliser la valeur de la substitution phengitique pour en tirer des indications thermo-barométriques relatives ou absolues.

D. RELATIONS DES PHASES DANS LES ROCHES CARBONATÉES.

Les roches carbonatées sont très largement réparties dans les Alpes françaises. On peut distinguer un certain nombre de séries dont la répartition m'a permis un échantillonnage sur plusieurs transversales de tous les types : les schistes lustrés au sens large, les séries du Briançonnais externe et interne, les séries dauphinoises. Mon intention était de comparer les phengites des roches carbonatées à celles des roches siliceuses feldspathiques, mais également d'obtenir un catalogue relativement complet des différents milieux de croissance des micas. Une série particulière de schistes lustrés a été choisie pour étudier les relations des micas avec la lawsonite. Les échantillons du Briançonnais ont été prélevés à tous les niveaux en Vanoise et sur la transversale du Guil. La zone dauphinoise et les écaillles Briançonnaises ont été échantillonnées dans la demi-fenêtre d'Embrun et vers le socle du Pelvoux au Nord de Gap.

Pour l'étude des deux premiers groupes de roches les dosages du fer ferreux et des carbonates ont été effectués au Laboratoire de Géologie de l' Ecole Normale Supérieure Tableau 21 . Quelques roches n'ont pas été traitées de cette façon, elles seront examinées en premier.

a) LES ROCHES CARBONATEES DANS LE SYSTEME Al,FeMg,K Al, Na Al

Ce système a été défini précédemment pour les roches siliceuses. Il a été repris ici dans des roches carbonatées dont les carbonates n'ont pas été dosés. Le calcium n'étant pas considéré il ne pose pas de problème, mais il n'en est pas de même du magnésium qui est représenté dans les carbonates, la chlorite, la phengite. Ne disposant pas d'un dosage de CO_2 , il est alors impossible de faire la part du Mg lié aux carbonates. Il en résulte donc un excès de magnésium dans la représentation des compositions de roche. Cet excès est souvent accentué par la présence d'oxydes de fer dans la roche qui ne peuvent pas être déduits.

Les associations minérales sont fort banales, elles contiennent le plus souvent :

chlorite - phengite - calcite \pm dolomite \pm quartz \pm albite \pm paragonite
+ oxydes \pm rutile \pm sphène \pm épidote.

Le quartz n'est pas toujours présent ce qui constitue un inconvénient majeur dans le cas de la substitution phengitique. C'est également afin de vérifier si cette absence de quartz était importante que j'ai choisi d'étudier les phengites en milieu carbonaté.

Si l'on examine les roches dans un premier subfaciès contenant l'orthose, on obtient les résultats suivants :

	orthose	albite	phengite	chlorite
68130	-22.9	5.	96.4	22.5
6874	- 1.9	5.3	55.1	44.5
7620	-21.7	3.5	148.	32.3
6865	- 1.6	41.8	16.	43.7

Il est frappant de constater que toutes les roches montrent un déficit en orthose. La phengite étant la seule phase potassique, on peut en déduire que vis à vis de ce mica le milieu semble sous saturé en potassium. On peut donc également considérer que les phengites n'ont donc

vraisemblablement pas atteint la substitution phengitique maximale correspondant à leurs conditions thermodynamiques de formation.

Il faut pourtant remarquer que l'excès probable de magnésium dans les échantillons présentant la plus* perte au feu (CO_2), déplace sans doute notablement le point, mais ce déplacement ne peut rattrapper le déficit important en potassium de certains échantillons.

Si l'on cherche à représenter les roches dans un autre subfaciès on peut alors considérer la présence d'une autre phase sodique présente dans certains échantillons : la paragonite.

	albite	phengite	chlorite	paragonite
V 2	2.5	37.5	34.	24.9
6865	41.	11.4	44.7	2.8
68130	- 9.6	17.2	40.7	52.7
7620	- 0.6	89.1	- 4.2	15.4

Les échantillons se trouvent alors dans le subfaciès ou s'en rapprochent considérablement. Le plus souvent, il conviendrait de faire apparaître une phase plus alumineuse comme le chloritoïde pour délimiter un subfaciès dans lequel rentrent ces échantillons, l'excès de $(\text{Fe},\text{Mg})\text{O}$ se traduisant relativement par une diminution des alcalins.

Cette première approche des carbonates permet donc de se rendre compte qu'ils constituent un milieu plus sodique que les gneiss, méta-granites et micaschistes.

b) LES ROCHES CARBONATEES DANS UN SYSTEME $\text{Al}, (\text{Fe},\text{Mg}), \text{K Al}, \text{Na Al}, \text{Ca}, \text{CO}_2$.

Dans le cas précédent, j'avais utilisé un système à 4 constituants en considérant $\text{SiO}_2, \text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2$ comme des constituants en excès, ce qui était une grossière simplification. J'ai dit en effet que le quartz n'était pas toujours présent dans la roche. Mais je constate par ailleurs que cette absence de quartz constatée au microscope peut se révéler

* grande

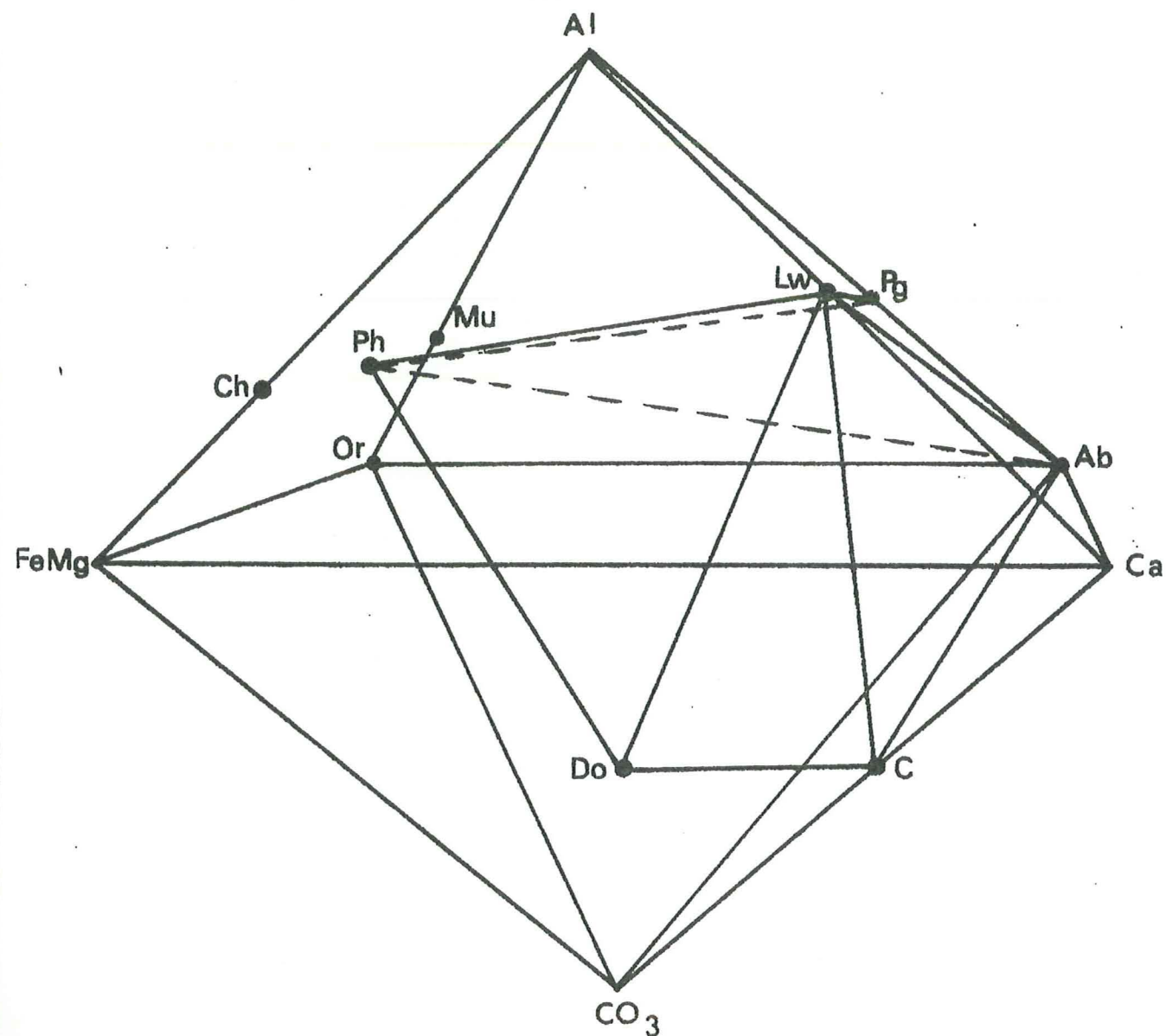


Fig. 31.- Représentation d'un système à 6 constituants. Al, Mg-Fe, AlK, AlNa, Ca, CO_3 pour les roches carbonatées.

fausse en recherchant SiO_2 avec la microsonde; d'autre part cette absence de quartz ne semble pas être un inconvénient majeur à la substitution des phengites, les plus substituées se trouvant dans les roches apparemment les moins siliceuses. Je choisis donc de considérer SiO_2 comme un constituant en excès dans les solutions à l'équilibre avec les minéraux qui cristallisent. Ce choix ne s'étend pas aux dolomies réagissant pour donner des silicates magnésiens.

On peut encore considérer H_2O comme un constituant en excès dans des roches foliées le plus souvent, où l'eau semble avoir circulé facilement, sa seule présence suffisant dans les équilibres entre les minéraux. Il n'en est pas de même pour CO_2 considéré précédemment comme un constituant en excès. En effet, c'est la concentration de cet élément dans les fluides qui sera déterminante dans les équilibres minéraux. Cette concentration dans les fluides peut être fixée de l'extérieur du système ou déterminée en partie par la teneur en Carbone du milieu surtout si cette teneur est élevée. Dans les milieux oxydants la production de CO_2 à partir du carbone des roches peut être non négligeable.

Je dispose d'autre part des valeurs de FeO et je peux considérer que Fe_2O_3 peut se substituer à l'aluminium de façon isomorphe dans les silicates étudiés : essentiellement la chlorite et la phengite.

Je puis donc délimiter un système représenté par 6 constituants : Al - Na - K - Ca - Fe, Mg - CO_3 . J'ai fait de ce système une représentation graphique fig. 31 qui n'a rien à voir avec le volume à plus de trois dimensions calculé pour représenter le système.

Les résultats obtenus pour la représentation des compositions des roches dans ce système sont souvent bien décevants : en effet, les "solutions extérieures au système" se traduisant par une ou plusieurs valeurs négatives sont délicates à interpréter et on a tendance à imaginer un volume simple dont on ne sait pas exactement quelle face déplacer pour réintégrer le point égaré dans la bergerie du subfaciès choisi. Dans d'autres cas j'ai envisagé une grande quantité de subfaciès différents en espérant par cette loterie sortir le subfaciès gagnant. En fait, je me suis rapidement rendu compte que les solutions intérieures sont très rares dans les roches carbonatées. Le dosage de la fraction résiduelle

après perte au feu ou celui des carbonates sont aussi délicats. De plus toutes les déductions qui s'imposent n'ont pas toujours pu être faites.

J'ai fini par considérer que des "solutions extérieures" avec des valeurs négatives de l'ordre de 1 % pouvaient être considérées comme un indice de l'absence d'un des pôles dans le subfaciès choisi.

α) Les carbonates à associations simples.

Il s'agit des roches comme celles qui ont été étudiées en début de chapitre. Les associations minéralogiques qu'elles contiennent sont souvent très simples :

phengite \pm chlorite \pm dolomite + calcite \pm paragonite \pm albite \pm quartz \pm épidote \pm sphène \pm oxydes.

En fait, il s'agit de roches tout à fait banales pour un pétrographe et que l'on a du mal à considérer comme intéressantes. Elles le sont pourtant.

Résultats en % de minéraux des reports d'analyses de roches dans un subfaciès du système :

	dolomite	calcite	albite	phengite	paragonite	chlorite
7206 b	8.	28.	- 7.2	31.	23.6	16.3
7232	- .01	90.	- 6.6	3.9	2.5	3.5
7242	.84	2.	.8	13.7	- 2.4	2.2
7229	4.	86.	- .4	3.4	2.5	3.8
7032	0.	92.	.6	2.9	- 1.9	5.3
6862	-14.1	104.3	1.	2.	- 2.4	9.1
7034	20.	62.	.4	7.	4.6	5.8
68151	52.	44.	- 3.	13.4	15.9	- 9.3
7033	36.	60.	1.4	5.9	- 1.7	.3
6847	13.1	72.4	- 1.2	5.8	8.8	.84
7613 b	38.2	56.3	.3	2.4	1.8	1.4
7206 a	134.7	- 66.3	-11.2	54.6	48.7	-30.7

Comme on peut le voir, un certain nombre d'échantillons présentent des pourcentages négatifs. Il s'agit le plus souvent de la paragonite et de l'albite, mais pratiquement jamais des deux à la fois.

Pour vérifier si ces pourcentages négatifs étaient dûs à un manque de sodium par rapport aux autres constituants et spécialement au potassium, j'ai examiné certains échantillons dans un subfaciès contenant l'orthose et l'albite sans paragonite.

	dolomite	calcite	orthose	albite	phengite	chlorite
7206 b	8.	28.	- 8.7	- .8	61.2	11.8
7206 a	134.7	- 66.3	-15.6	2.8	105.	- 30.7
7232	.01	90.	- .7	.6	6.7	3.4
7242	84.	2.	.9	.2	10.6	2.7
7601 b	84.	10.	2.9	.5	- 6.	9.1
7613 a	92.	2.	- 2.9	.9	10.1	- 1.5
7620 d	32.	58.	- 1.5	-2.	6.9	6.6
7032	0.	92.	1.1	.1	- .2	6.1
7033	36.	60.	.85	.9	3.4	.8

On peut remarquer que lorsque l'albite était absente du subfaciès précédent, l'orthose n'est pas présente dans le nouveau subfaciès, mais l'albite devient positive par disparition de la paragonite. Seuls certains échantillons où manquait la paragonite peuvent contenir l'orthose dans le nouveau subfaciès. Ce fait est important car si l'albite est souvent reconnaissable au microscope, dans les échantillons il n'en est pas de même avec le feldspath potassique. Et pourtant la présence d'une phase potassique est fondamentale pour que la substitution phengitique ne soit pas limitée.

Ce type de traitement des données analytiques en pétrographie est extrêmement utile, mais d'un emploi délicat; il nécessiterait des calculs d'erreurs sur les différents types d'analyses utilisées. D'autre part, les résultats obtenus appellent un certain nombre de réflexions.

Les pourcentages de carbonates ne correspondent pas en général à ce qui a été dosé dans les roches. Le pourcentage de carbonate magnésien est toujours très élevé. Ceci est dû à l'abondance de (Fe, Mg) libre dans les pourcentages de constituants et traduit la présence d'oxydes qui devraient normalement être déduits ou représentés.

Le déficit fréquent en albite des roches par rapport à l'abondance de paragonite traduit un excès d'aluminium. Cet excès peut être dû à la présence de Fe_2O_3 non contenu dans les minéraux. On rencontre quelquefois de l'hématite associée aux minéraux et souvent des traces d'oxydation supergène. La connaissance exacte des différents oxydes présents dans la roche permettrait donc une représentation plus exacte de la composition des roches. Cette représentation à 6 pôles quelquefois peu éloignés les uns des autres est souvent difficile à interpréter, en effet un point peu éloigné d'un plan peut donner d'un pôle éloigné, par tangence à ce plan, des valeurs négatives très fortes.

On peut remarquer après l'examen de ces carbonates, que le plus souvent, la phengite est associée à la chlorite, l'albite, avec ou sans paragonite. Ce type d'association exclut l'équilibre avec une phase potassique permettant un maximum de substitution phengitique dans le mica. Les valeurs de Si^4 seront donc à considérer comme minimales sauf dans les cas où le feldspath potassique pourrait être présent (2ème subfaciès). Dans ce cas, même en l'absence de chlorite qui peut être remplacée par la dolomite si la pression de CO_2 le permet, les valeurs de Si^4 indiqueront les conditions de température et pression qui régnaient lors de la formation du mica.

Il est évident que la présence du feldspath potassique dans les carbonates phengitiques est rare, ce minéral étant utilisé dans les réactions entre les phases ferromagnésiennes et micacées. La probabilité d'en trouver avec des phengites très substituées est alors faible.

Dans les niveaux voisins des évaporites, stratigraphiquement, on trouve les phengites les plus substituées associées dans quelques cas au feldspath potassique.

β) Les carbonates à lawsonite.

La présence de lawsonite dans les calcschistes a toujours suscité un grand intérêt. Je dois avouer que j'ai également été fort intrigué par la présence de ce minéral symptomatique de haute pression et susceptible de fossiliser par sa croissance les plus fines déformations de la roche (J-M. CARON 1974).

En fait, si les mécanismes de croissance de la lawsonite demeurent un peu mystérieux, sa déstabilisation peut être observée facilement. J'ai déjà évoqué dans le premier chapitre la phyllitisation des lawsonites. Les agrégats phylliteux des pseudomorphoses contiennent le plus souvent le mica blanc, la chlorite, la calcite. J'ai analysé les micas de pseudomorphoses à différents degrés de leur évolution afin d'en comprendre le mécanisme. Il est certain que le problème se pose de façon particulière dans le cas de la présence de carbonates. Le calcium libéré par la déstabilisation de la lawsonite est fixé par le CO_2 qui contrôle en partie cette réaction. Reste l'aluminium dont il faut comprendre le devenir. En présence de feldspath potassique, cet aluminium peut donner un mica potassique et en présence d'albite une paragonite. J. BOCQUET évoque cette transformation à partir de K_2O et Na_2O libres. Dans une autre interprétation elle utilise l'aluminium de la lawsonite associé à la molécule céladonitique de la phengite pour former une chlorite. Dans les deux cas le processus invoqué n'est pas vraiment le même. Dans le premier cas il faut trouver une origine à K_2O alors que Na_2O est souvent présent dans l'albite, c'est donc un processus de type métasomatique qui accompagne la déstabilisation de la lawsonite. Dans le deuxième cas, la molécule céladonitique se sépare de la phengite mais en laissant un déséquilibre à combler, il s'agit alors d'un changement des conditions thermodynamiques du métamorphisme avec diminution de la substitution phengitique.

En fait le problème se résume à ceci : la disparition de la lawsonite est-elle due à une variation des conditions thermodynamiques du métamorphisme ou à un simple problème métasomatique avec apport de CO_2 et apport de K_2O , auquel cas on finira par retomber sur une variation dans les conditions du métamorphisme.

1) Mécanismes possibles de déstabilisation de la lawsonite

Les données analytiques concernant les minéraux permettent de mettre en évidence certains faits.

Un certain nombre de pseudomorphoses contiennent des phengites dont le taux de substitution phengitique est faible (3.2). La chlorite

est souvent associée à ces phengites.

Dans les roches contenant des pseudomorphoses de lawsonite la paragonite est souvent présente.

Enfin dans des cas plus rares, les micas associés au carbonate qui altèrent les prismes de lawsonite, montrent une substitution phengitique égale à celle des micas associés à la lawsonite ou légèrement plus faible.

Il est certain que le processus de destruction de la lawsonite est simple, mais qu'il provoque des réactions complexes dans des milieux qui sont variés. La présence d'un excès d'alumine avec la silice se traduit dans les résultats expérimentaux de NITSCHE par l'apparition de silicates d'alumine essentiellement la pyrophyllite. Ce minéral n'a jamais été trouvé dans les calcschistes. La seule association de pyrophyllite + calcite a été rencontrée en Vanoise par B. COFFE (communication orale), dans des milieux hyperalumineux. L'excès d'alumine libéré par la carbonatation va donc réagir avec le milieu et je vais envisager différents cas possibles.

a) La pression et la température sont constantes, phengite et chlorite gardent donc la même composition pour tous leurs constituants. La teneur en CO_3^{2-} diminue dans le fluide, la teneur en H^+ augmente (de l'eau est libérée dans la réaction). Selon que l'albite ou le feldspath potassique est présent il va y avoir muscovitisation ou paragonitisation. Or une muscovite pure ne peut coexister à l'équilibre avec le feldspath potassique en présence de chlorite, il va donc se former une phengite identique à celle qui coexistait avec la lawsonite jusqu'à consommation de tout le feldspath potassique. C'est en général le feldspath potassique qui devrait être le premier affecté par cette transformation, l'apparition de la paragonite nécessitant une plus grande concentration en ions H^+ , J.-J. REMLEY, J.W. MONTOYA (1975). Dans les milieux pauvres en potassium, la paragonite devrait rapidement faire son apparition. La solution à l'équilibre avec ces minéraux devrait alors être tamponnée et la muscovite devrait pouvoir contenir le maximum de solution solide paragonitique pour les conditions thermodynamiques.

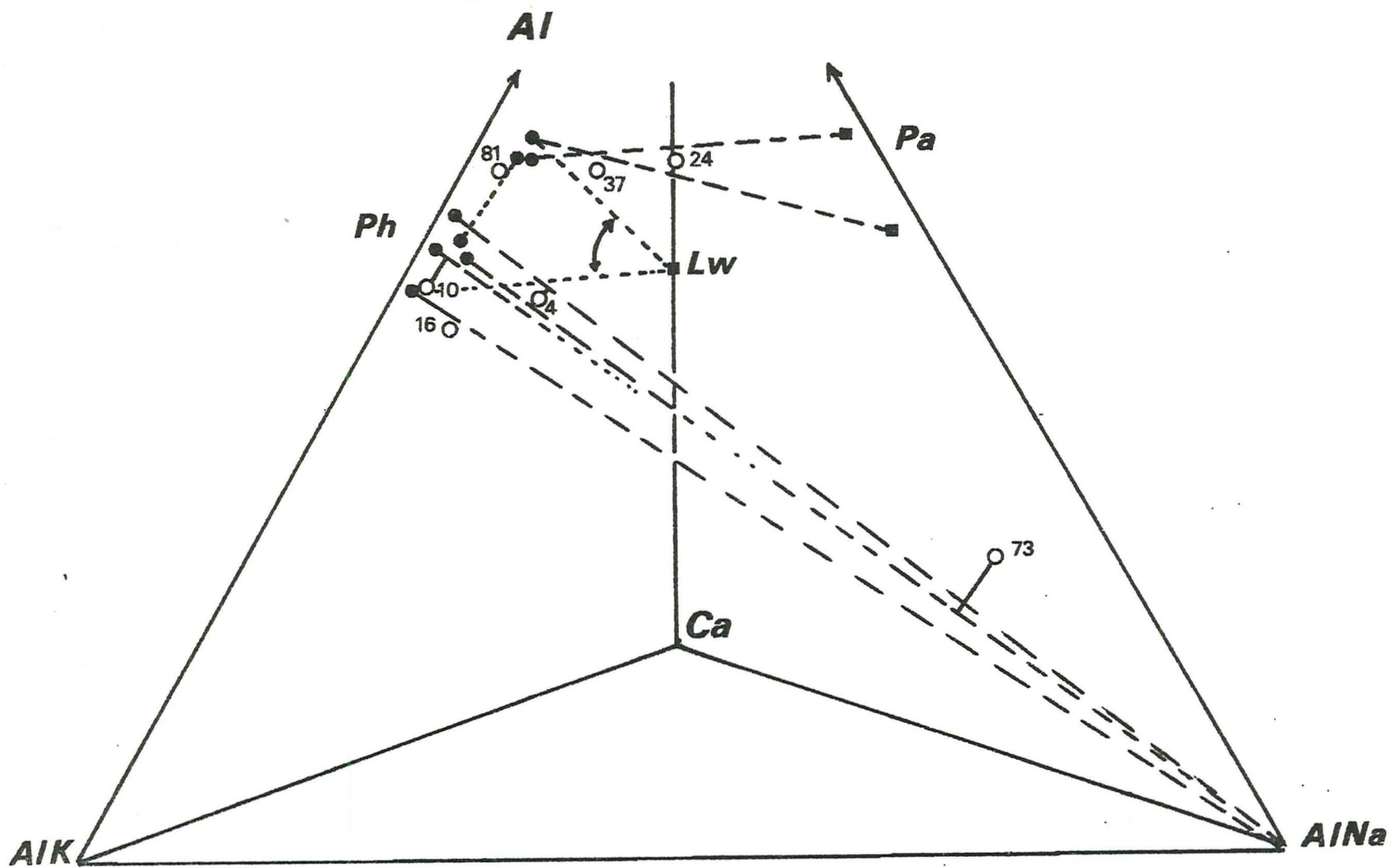


Fig. 32.- Variation de la composition des phengites dans les roches carbonatées
 a) Système Al, AlK, AlNa, Ca. Cercles pleins : composition des roches de la série SV du Queyras. Représentation en % d'atomes.

2) Représentation des roches à pseudomorphoses ou lawsonite dans le système à 6 constituants.

Dans le cas des calcschistes il était intéressant d'examiner dans le système choisi plus haut la représentation dans différents sub-faciès de la composition des roches présentant des pseudomorphoses complètes ou partielles. Je l'ai dit cette méthode est délicate à utiliser sur un calculateur peu rapide et non conversationnel, néanmoins sur certains échantillons j'ai pu faire des constatations intéressantes. C'est le cas de l'échantillon 7073 a. C'est un calcschiste peu carbonaté qui contient de petites pseudomorphoses phengitiques et chloriteuses avec parfois présence de carbonates.

J'ai donc tenté de le représenter dans un subfaciès contenant la lawsonite.

dolomite - calcite - lawsonite - orthose - albite - phengite (de la roche)
 12 82 - 79 - 36 24 134

L'échantillon ne contient pas de lawsonite ce qui entraîne un excès de calcite. Il ne contient pas d'orthose, j'ai donc recherché dans un sub-faciès purement albitique.

dolomite - calcite - lawsonite - albite - phengite - chlorite
 18 6 - 5 27 14 41

La lawsonite est alors proche du subfaciès envisagé, j'ai alors tenté de déplacer la composition de la phengite vers un pôle plus riche en muscovite $Si = 3.15$

dolomite - calcite - lawsonite - albite - phengite - chlorite
 17 15 - 14 27 16 45

J'ai alors choisi une phengite plus substituée $Si = 3.4$

dolomite - calcite - lawsonite - albite - phengite - chlorite
 18 2 - 1.4 28 12 41

J'ai augmenté le taux de substitution de la phengite $Si = 3.5$

dolomite - calcite - lawsonite - albite - phengite - chlorite
 18 -1.9 2.3 28 12 39

La lawsonite était présente, mais la calcite était absente. On voit que la dolomite est en proportion trop abondante comparée aux dosages des carbonates. Mais surtout, il est important de noter que la composition de la phengite pour stabiliser la lawsonite devait être plus substituée que la phengite actuelle. En fait, cet échantillon peut être représenté dans un subfaciès qui est le sien actuellement :

dolomite - calcite - albite - phengite - paragonite - chlorite						
17.5	.9	20.3	15.5	12.6	29.5	

Si l'on considère la faible teneur en K_2O de l'échantillon, la répartition de l'Al des lawsonites s'est bien effectuée en cours de rétro-morphose des phengites entre ces derniers minéraux et la paragonite.

La représentation dans un subfaciès à lawsonite des roches contenant des pseudomorphoses de lawsonite est toujours très difficile. Le subfaciès le plus approprié est le suivant :

dolomite - calcite - lawsonite - albite - phengite - paragonite						
SV 24	36	28	11	-2.7	9	16
SV 37	46	11	21	-1.2	13	7.7

Le caractère général est le défaut d'albite ce qui traduit un excès d'aluminium dans les analyses. La paragonite est présente dans ces roches. On peut alors les représenter dans un subfaciès sans lawsonite

dolomite - calcite - albite - phengite - paragonite - chlorite						
SV 24	24	40	-3.9	9	20	5
SV 37	2	55	.4	13	2	25

On peut remarquer que dans l'échantillon SV 37 la répartition des carbonates correspond à peu près aux dosages des carbonates. Le défaut d'albite subsiste dans l'échantillon SV 24 avec une répartition des carbonates inadaptée.

On peut voir combien il est difficile d'utiliser cette méthode sans avoir en toute rigueur enlevé tous les constituants du système liés à d'autres phases. Dans certains cas pourtant, la méthode permet une réflexion plus complète sur les réactions possibles dans le système choisi.

On peut quand même remarquer combien il est difficile de représenter les échantillons à pseudomorphoses dans un subfaciès à lawsonite stable. En toute rigueur la proportion de CO_3 de ces échantillons ne doit plus correspondre aux proportions du subfaciès initial, on le remarque aisément en considérant les valeurs de CaO et CO_3 de certaines roches. Pour comparer, j'ai étudié un échantillon de calcschiste de Vanoise 6881 qui ne présente pas de pseudomorphoses de lawsonite, mais se trouve dans une zone où la lawsonite a été stable. On peut assez facilement le représenter :

dolomite - calcite - lawsonite - phengite 3.4 - paragonite - chlorite

25 46 10 13 2 1.3

et dans un subfaciès sans lawsonite :

dolomite - calcite - albite - phengite 3.4 - paragonite - chlorite

3 69 - .2 13 .8 14

Il est curieux de remarquer dans ce cas comme dans les précédents que les associations à lawsonite contiennent beaucoup de dolomite et peu de chlorite alors que c'est l'inverse dans les associations sans lawsonite où les proportions dolomite - calcite sont plus proches de celles de la roche.

La dolomite pourrait donc intervenir dans les réactions pour former de la chlorite.

La représentation des roches qui contiennent la lawsonite est souvent décevante.

dolomite - calcite - lawsonite - phengite 3.4 - paragonite - chlorite

SV 4 7 43 7 25 4 11

SV 16 8.7 - .5 40.3 26 2 22

dolomite - calcite - lawsonite - albite - phengite - chlorite

SV 10 26 .1 27 - .3 25 17

calcite - lawsonite - albite - phengite - paragonite - glaucophane

71120a 24 21 3 2 31 17

Dans la plupart de ces représentations, la dolomite est abondante avec la lawsonite. Il faut noter que dans ces roches les pseudomorphoses d'ankérite sont abondantes et que le rôle de ce carbonate a sans doute été important dans les phases métamorphiques précoces. D'autre part c'est souvent la paragonite qui représente le pôle sodique des subfaciès. Or l'albite est présente dans la plupart des échantillons. Ce phénomène est sans doute dû à l'excès d'Al lié au groupement avec Fe^{3+} .

Je ne voudrais pas trop tirer de conclusions de ces représentations que l'on pourra sans doute utiliser dans l'avenir de façon plus utile après quelques précautions préalables. Les conclusions pourraient être issues de situations peu explicites. Néanmoins on a pu dans certains cas précis mettre en évidence

- 1) le rôle de la composition des phengites
- 2) le problème de la représentation des roches à pseudomorphoses calcitiques dû à l'apport de CO_2
- 3) le problème de la présence de carbonate magnésien et ferri-fère dans les paragénèses à lawsonite
- 4) l'absence de phase potassique en présence de la phengite dans les associations à lawsonite.

3) Croissance et déstabilisation de la lawsonite.

Dans les roches carbonatées, la lawsonite est présente dans deux types de gisements : au voisinage des roches basiques dans de véritables Skarns où les zones minéralogiques se succèdent, dans la masse des calcschistes au sein de roches noirâtres. Ce sont ces derniers gisements dont j'ai étudié les minéraux.

D'après la composition de ces roches, il s'agissait de calcaires riches en matière organique et produits détritiques. Le quartz est plus ou moins abondant. La fraction argileuse contenait : illite, chlorite, kaolinite. L'albite était souvent présente, le rutile était abondant. C'est vraisemblablement par réaction entre la calcite et la kaolinite ou la pyrophyllite que la lawsonite s'est développé, ceci implique un piégeage de CO_2 au moment de la mise sous pression. Il est probable que la calcite

et les oxydes de fer ou silicates réagissent pour former la dolomite ou plutôt l'ankérite qui fixe une partie du CO_2 . On peut voir de belles figures de croissance de la lawsonite repoussant ou englobant des aiguilles de rutile. Les phengites cristallisent et leur taux de substitution à l'équilibre avec la chlorite et une phase potassique s'élève jusqu'à disparition d'une des phases à l'équilibre. La teneur en Si^4 des phengites est alors fixée. La pauvreté relative de ces roches en K_2O fait que dans la plupart des roches ces phengites n'atteindront pas une valeur de Si^4 élevée. Je n'ai vu qu'une fois des phengites incluses dans la lawsonite en cours de croissance. Les aiguilles de rutile se transforment en sphère par libération du Ca^{++} .

Dans une étape ultérieure, la pression de CO_2 augmente et la pression totale a tendance à décroître. Les lawsonites sont alors carbonatées, il y a donc un phénomène d'apport de CO_2 à moins qu'il ne soit fabriqué sur place à partir de la matière organique. La lawsonite libère alors Si et Al qui réagissent avec les phases alcalines. Mais ce qui est difficile à comprendre vu la pauvreté en phase feldspathique de certains échantillons c'est que la lawsonite après épuisement de ces phases ne forme pas la pyrophyllite ou un autre silicate alumineux. Peut-être pourrait-on interpréter comme cela les associations à chloritoïde de certains schistes lustrés plus orientaux. Quoiqu'il en soit ce phénomène est troublant dans la zone des pseudomorphoses, et on peut se demander si avec le CO_2 venu de l'extérieur (donc des zones plus profondes soumises à la décarbonatation) ne venaient pas des solutions alcalines en déséquilibre avec celles du milieu et obligées de fixer du potassium pour s'équilibrer. Je manque d'arguments pour soutenir cette concomitance des phénomènes et la réalité du second, mais il me semble évident devant la répartition des pseudomorphoses micacées.

Les produits de déstabilisation ainsi formés ne peuvent plus facilement réagir. La phengite en l'absence de phase potassique ne peut plus livrer son aluminium en cas d'augmentation de la pression, seule la paragonite pourrait réagir. Pour cette raison je ne pense pas que la lawsonite ait pu disparaître et recristalliser de ses cendres en englobant les structures d'une phase métamorphique et tectonique postérieure comme le décrit J-M. CARRON (1974).

La réaction de destruction de la lawsonite ne nous apporte pas grands renseignements en milieu carbonaté. Elle est essentiellement soumise à la pression de CO_2 . Mais il est probable que cette augmentation de la pression de CO_2 n'est pas un phénomène fantaisiste. L'analyse des phengites dans les pseudomorphoses doit permettre de le comprendre et l'étude de la paire muscovite - paragonite peut également apporter des indications supplémentaires sur les fluides et les températures.

Il reste que néanmoins la seule présence de lawsonite et les substitutions phengitiques maximales qui lui sont associées nous donnent des indications sur un état des conditions thermodynamiques à un moment donné.

AUTRES ROCHES CONTENANT DES PHENGITES

A. LES PHENGITES DES SECTEURS PEU METAMORPHIQUES

Il était intéressant comparativement aux données concernant les phengites des zones penniques, de disposer de quelques analyses des phengites des zones plus externes : zone dauphinoise, subbriançonnaise et des unités trainées par le flysch à helmintoïdes, de les comparer d'autre part aux unités peu métamorphiques du briançonnais et aux klippe de flysch à helmintoïdes qui y flottent. On dispose à ce sujet d'un certain nombre de données sur les argiles et en particulier sur la cristallinité de l'illite depuis les travaux de G. DUNOYER de SEGONZAC, P. ARTRU, J. FERRERO (1966) dans les terres noires du pays gapençais. Depuis ces travaux, les méthodes d'analyses ont été poussées dans diverses directions. Analyse thermométrique par l'étude du pouvoir réflecteur de la matière organique dispersée J. BARLIER (1974) et analyse des fractions argileuses pures séparées G. DUNOYER de SEGONZAC et M. ABBAS (1976), cette dernière étude portant exclusivement sur le rhétien des unités autochtones ou paraautochtones des Alpes.

J'ai donc effectué un certain nombre d'analyses à la microsonde dans des roches où le mica est parfois visible au microscope et parfois invisible au sein de la matière organique (comme dans le cas des terres noires jurassiques). Ces analyses ont été effectuées sur des échantillons prélevés sur une coupe qui va du sud du Pelvoux jusqu'aux environs de Guillestre. Les échantillons portent les numéros commençant par 74 et 75.

Les résultats sont variables au point de vue analytique et les sommes incluant l'eau sont parfois très basses. Néanmoins elles permettent de se rendre compte d'un certain nombre de faits. Ces analyses ont toutes été faites suivant le même procédé : recherche du potassium et de la silice; sur chaque comptage fort les autres éléments sont ensuite dosés avec occultation du faisceau entre chaque temps mort pour éviter de déshydrater le minéral.

Il est évident que le problème principal en dehors des problèmes particuliers à certains dosages est celui du volume de matière excitée par les électrons, qui ne peut être inférieur à 5 ou 6 microns dans les conditions de l'analyse et pour les minéraux envisagés. Il en résultera dans les roches les moins recristallisées une probabilité élevée de dosages des mixtes : interstratifiés, illite chlorite par exemple. Ceci devient moins vrai lorsque les roches sont mieux recristallisées. Les matériaux de départ sont déterminants : la taille des minéraux est élevée dans les grès arkosiques et elle se prête bien aux analyses.

1) Discussion des analyses

Il apparaît que la plupart des analyses présentent un défaut de remplissage octaédrique qui peut aller jusqu'à 1.750 et d'autre part une charge totale négative qui s'explique souvent par ce même défaut de remplissage octaédrique. En effet, on peut considérer que dans la plupart des cas les cations divalents en site octaédrique correspondent assez bien à ce que l'on pourrait attendre dans un minéral équilibré pour la substitution $\text{Si}^4 - \text{Al}^{\text{IV}}$; c'est le plus souvent l'aluminium qui paraît mal dosé dans ces phyllosilicates. Dans quelques cas ce caractère n'apparaît pas et ce sont les divalents ou la silice qui paraissent en défaut.

On peut s'interroger sur la présence d'autres minéraux associés finement aux micas analysés. En effet, si l'on compare nos analyses à celles du rhétien de ces régions, G. DUNOYER de SEGONZAC et M. ABBAS, on remarque que les analyses à la microsonde sont systématiquement plus riches en potassium. On peut donc se demander si la présence de feldspath très fin ne contamine pas l'analyse. Dans ce cas l'analyse devrait présenter un défaut d'Al et un excès de Si. Ceci pourrait être le cas d'un certain nombre d'analyses à fortes valeurs de Si^4 comme 7461, 7410.

Dans d'autres cas on peut remarquer la présence de sodium dans les analyses et se poser la même question que précédemment avec la présence de l'albite. Or on remarque au contraire que les analyses en question contiennent peu de silice et beaucoup d'aluminium, ce qui laisserait à penser que c'est la paragonite et non l'albite qui contamine l'analyse comme dans le cas de 756, 7427.

La contamination par la chlorite conduira à un excès de cations divalents octaédrique et un défaut de Si et Al, cette contamination sera alors facilement décelable.

Quant à l'influence du quartz sur les analyses, elle est plus difficile à déceler. Elle se traduit en fait par une diminution de la charge du feuillet, mais dans ce cas elle se traduira par un défaut en potassium et autres éléments. Ces compensations contribuent à fournir une analyse relativement proche de l'équilibre des charges. Le risque de cette contamination est plus grand dans les analyses par extraction de la fraction fine. On peut voir alors que les fortes teneurs en silice sont souvent associées aux faibles teneurs en potassium et au faible remplissage octaédrique. C'est le cas par exemple pour l'analyse de la fraction fine décarbonatée d'une "cinérite" du Trias de Vanoise méridionale (chemin du refuge Pecllet Polset). Analyse par voie humide Labo Géologie E.N.S. N. Picot.

Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Total	Σ.	C Totale
3.777	.223	1.304	.129	.013	.402	-	.175	.819	(99.57)	1.882	-.032

Il s'ajoute pourtant à cette analyse une légère contamination par l'albite.

En conclusion je dirai que l'analyse à la microsonde des fractions fines est une méthode qui doit donner de bons résultats si l'on prend des précautions que je n'ai pas prises. Tout d'abord il faut multiplier les analyses afin de pouvoir éliminer statistiquement les risques de contamination. Il faudrait ensuite pouvoir travailler dans le plan de sédimentation et de croissance des phyllites afin d'avoir des tailles de minéraux plus élevées.

On peut ainsi mettre en évidence des phases qui sont peu abondantes et ne pourraient être reconnues grâce aux rayons X. D'autre part, on peut également mettre en évidence plusieurs pôles d'une même phase minéralogique.

2) Interprétation des résultats

Bien que le plus grand nombre des analyses souffre de contamination par d'autres phases ou de mauvais dosages de certains éléments, on peut se rendre compte que les roches étudiées présentent souvent deux pôles micacés -les illites, d'une part, dont la composition est difficile à cerner d'après nos analyses -les phengites néoformées analysées dans certains cas après un repérage microscopique. Il semble que dans la zone dauphinoise et subbriançonnaise, les phengites ne présentent pas de substitution phengitique dépassant $Si^4 = 3.35$ dans la zone dauphinoise jusqu'à Guillestre. Les valeurs moyennes se situent aux alentours de $Si^4 = 3.20$. Des valeurs plus fortes existent dans le flysch à helminthoïdes au Nord de Gap. Il semble donc que dans cette région, coexistent dans les roches des illites et des phengites issues de la recristallisation des premières. La substitution phengitique peut donc en présence de feldspath potassique, décelé dans la plupart des études effectuées aux rayons X, et de la chlorite atteindre des valeurs représentant les conditions de pression et température régnant lors de leur formation. 10

Ce phénomène coïncide avec une augmentation de la teneur en chlorite des roches dans les zones où la recristallisation est la plus poussée. Cette augmentation de la teneur en chlorite avait été décelée par J. BARLIER et G. DUNOYER de SEGONZAC. Elle correspondrait à la transformation de l'illite perdant de l'eau et de la chlorite en se déplaçant vers le pôle muscovite.

D'après les travaux de J. BARLIER sur le pouvoir réflecteur de la matière organique disséminée, les températures dans la formation des terres noires s'étaleraient de 200°C au niveau de Gap jusqu'à 260°C à l'approche d'Embrun. Si l'on se reporte aux courbes de B. VELDE sur la solution solide phengitique à l'équilibre, dans de telles conditions de température, la pression pourrait varier de 1 kilobar à 1,5 ou 2 kilobars dans la région d'Embrun. De telles valeurs coïncident bien avec le recouvrement de la région par une nappe de flysch à helminthoïdes allant de 3000 à 6000 m de puissance.

Dans les écaïlles de Guillestre la substitution phengitique peut atteindre $S_i = 3.40$. Si l'on considère la même température que le maximum mesuré par J. BARLIER à proximité, la pression est alors au minimum de 3 kilobars c'est à dire un recouvrement de 9000 m d'unités tectoniques.

Ceci nous permet dans une certaine mesure de définir une sorte de biseau tectonique dont l'épaisseur progresse vers l'Est. Dans la mesure de la qualité des analyses, on obtient une approximation des pressions dans ces domaines de la chaîne. Ces pressions sont plus fortes que celles définies par J-C. TOURAY et J. BARLIER (1974) à partir de l'étude des inclusions fluides. Ces auteurs concluent à un gradient géothermique anormalement fort dans cette région. Là encore, il faudrait discuter l'âge respectif des phénomènes de mise en place des nappes de charriage et d'ouverture des fentes contenant les minéraux à l'époque de la culmination thermique.

Quoi qu'il en soit, entre les valeurs que je propose et celles que proposent J-C. TOURAY et J. BARLIER, la fourchette définit un métamorphisme intermédiaire ou de basse pression. Ce phénomène est remarquable et il peut se relier à ce que l'on observe dans les grès du Champsaur au contact du socle du Pelvoux. Les paragénèses à prehnite y sont remplacées par celles à laumontite indiquant une baisse de la pression à température constante. Lorsque se produit le charriage, et par la suite, l'ère du métamorphisme de haute pression est finie.

Par contre, lorsqu'on examine les unités flottant sur le Briançonnais comme le flysch à helminthoïdes de Furfande, on remarque bien que les analyses souffrent d'un déficit en Al (.7510) et que la substitution phengitique est élevée. Elle l'était déjà plus que dans l'autochtone dans la région de Gap. Elle est alors caractéristique d'un métamorphisme de haute pression ou proche de ce type. Il faudrait disposer de plus d'analyses sur le flysch à helminthoïdes pour préciser s'il a pu être affecté dans certaines de ces unités d'un métamorphisme de haute pression, ce qui poserait alors un sérieux problème d'explication géologique.

La paragonite fait son apparition dans la région de Guillestre dans la zone des écailles, elle était signalée par G. DUNOYER de SEGONZAC et al comme faisant son apparition dans les séries prépiémontaises de la Charvie. En fait, l'apparition de ce minéral semble due essentiellement à la composition chimique de la roche et au milieu fluide.

B. LES ROCHES BASIQUES ET INTERMÉDIAIRES.

Seules quelques roches de ce type ont été étudiées dans les zones externes où elles sont les seules à contenir la pumpellyite ou la lawsonite. Une étude des paragénèses avait été entreprise avec G. GUITTARD (1971) sous l'aspect du rôle du CO_2 et de l'eau dans les paragénèses. La constatation de la coexistence au sein d'un même affleurement de roches présentant des associations incompatibles, de l'irrégularité des rétro-morphoses de minéraux primaires, avait conduit à considérer un système à "volume de pores plus ou moins bien défini". L'évolution des roches en général avait été expliquée en trois stades :

- 1) hydratation et carbonatation conduisant à la fermeture du système.
- 2) déshydratation et décarbonatation à température croissante.
- 3) stade hystérogène avec réouverture du système.

Le milieu étudié, les microdiorites de la zone houillère, représentait fort bien un tel système, la porosité de ces roches étant très faible, on y rencontre en effet des gradients de transformation conduisant à des subfaciès différents suivant la place au sein des masses de microdiorites.

Il faut considérer que ces variations de la pression partielle de CO_2 sont extrêmement faibles et correspondent bien à une limitation de la quantité de CO_2 dans le fluide percolant les roches. La lawsonite reste stable quel que soit le rapport $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ envisagé : d'après les données expérimentales de K.H.NITSCH (1971) la teneur en CO_2 serait inférieure à 3 moles % à 4 kb et 350°C pour la stabilité de l'assemblage lawsonite + quartz.

Dans les premiers stades envisagés, il faut donc faire appel à un fluide extrêmement pauvre en CO_2 . Ce CO_2 n'est pas issu de roches carbonatées, il est le plus souvent dû à la réaction entre le graphite et H_2O . Dans les roches du Carbonifère, on peut penser qu'en milieu réducteur (présence de sulfures) la quantité de CO_2 était alors faible dans le fluide. L'augmentation de la température peut provoquer une augmentation de la teneur en CO_2 du fluide, EUGSTER et SKIPPEN (1967).

Les quelques échantillons étudiés se situent encore dans la zone houillère du Briançonnais et les grès du Champsaur contre le bord Sud du massif du Pelvoux. L'étude rapide de ces échantillons cherchait à préciser quel type de phengites on pouvait trouver en association avec la lawsonite et la pumpellyite dans les zones occidentales de la chaîne. En fait, le plus souvent, les taux de substitutions phengitiques sont peu élevés et ceci pour deux raisons essentielles:

- comme dans la plupart des roches basiques, la teneur en potassium est faible et la substitution phengitique à l'équilibre entre une phase potassique et la chlorite sera rapidement limitée.

- dans certains cas, les phengites sont manifestement des produits secondaires de rétro-morphose. Dans un certain nombre d'échantillons du Briançonnais, on rencontre des pseudomorphoses micacées des lawsonites, c'est le cas de l'échantillon 6532 et de la plupart des microdiorites entre Briançon et le col du Galibier.

Mais par contre, dans d'autres cas, la substitution phengitique est élevée, c'est le cas de l'échantillon 71103e déjà examiné avec les roches à jadéite car il contient un pyroxène jadéitique, et de l'échantillon Guil. Ce dernier échantillon est tout à fait extraordinaire. C'est une découverte commune avec R. CABY dans les gorges du Guil, de fentes à quartz contenant des gerbes de lawsonite très fines mais atteignant parfois 1 centimètre de long au sein des "andésites" rouges du Guil. Dans quelques fentes, le centre est occupé par des cristaux de calcite parfois en contact direct avec la lawsonite.

L'étude de cet échantillon à la microsonde m'a permis d'y découvrir la présence outre de la chlorite et de la phengite, du feldspath potassique émettant des pseudopodes dans des directions variées.

Dans les "andésites" encaissantes, la lawsonite est encore présente lorsque de petites fissures sont repérables, mais dans la masse de la roche on rencontre exclusivement l'épidote et la pumpellyite.

Il y a donc là un singulier phénomène de ségrégation de la lawsonite et du quartz ainsi que du feldspath potassique. Dans quelques cas on peut observer le remplacement des agrégats de lawsonite par un assemblage de phengite et de calcite.

D'après des données thermométriques obtenues sur les fluides des inclusions de quartz, la température de l'assemblage serait de $300 \pm 25^\circ\text{C}$. J. JOLY, B. POTY, P. SALIOT (en préparation). Si l'on considère la substitution phengitique d'après les courbes de B. VELDE, la pression serait alors de 4,5 à 5,5 kb soit un recouvrement de 12 à 16 km de matériaux. Ces conditions sont largement compatibles avec celles qui ont été déterminées expérimentalement pour l'assemblage lawsonite - quartz. NITSCH.

Dans aucun des autres cas de telles conditions n'ont pu être rassemblées : présence d'une phase potassique et de chlorite avec la phengite et la lawsonite, thermométrie par une autre méthode.

Les analyses chimiques de quelques roches permettaient d'étudier les relations des phases dans un système qu'il faut définir. En reprenant les considérations faites précédemment dans la définition des systèmes, j'élimine SiO_2 , H_2O comme constituants en excès. Il aurait été intéressant en présence de plus nombreuses données analytiques de vérifier si H_2O et CO_2 se comportent bien comme des constituants déterminés par leur seul volume dans le système. La rareté de la calcite dans nos roches fait que l'on peut considérer ici CO_2 comme un constituant en trace. Les mêmes raisonnements que précédemment nous font considérer FeO et MgO comme isomorphes. TiO_2 détermine le rutile et joue le rôle d'un constituant disséminé, c'est aussi le cas pour MnO .

Le système considéré a donc pour pôles $Al_2O_3 - K_2O - Na_2O - (Fe,Mg)O - CaO$.

Ne disposant pas dans les roches des dosages de FeO, le fer a été considéré entièrement comme FeO après conversion de Fe_2O_3 .

Les trois échantillons étudiés présentent des compositions chimiques différentes et des origines différentes.

a) 7056 d est une diorite de la zone Pecllet Polset. Elle présente des pseudomorphoses de lawsonite. Son association est la suivante :

albite - mica blanc - chlorite - actinote - pumpellyite

4 24 16 63 -3

La première représentation montre un pourcentage négatif de pumpellyite, ce qui est étonnant pour l'association décrite. Or on observe que dans la roche, l'actinote n'est pas en contact avec la pumpellyite; l'actinote est toujours entourée d'une frange de chlorite. On peut alors tenter une représentation avec pumpellyite - chlorite sans actinote en choisissant le feldspath potassique comme dernier pôle afin de noter si la phengite est associée ou non à ce minéral.

albite - mica blanc - chlorite - pumpellyite - orthose

4 326 -259 36 -95

En fait, il apparaît que c'est la chlorite qui joue un rôle essentiel dans cette association. En tentant le même mode de représentation que précédemment avec l'actinote à la place de la pumpellyite la représentation est encore négative.

Ce n'est qu'en faisant varier la composition de la chlorite vers un pôle un peu plus ferromagnésien que l'on obtient l'assemblage de tous les minéraux présents dans la roche. Il doit donc y avoir une différence de composition entre les chlorites au contact des amphiboles et au contact des anciens plagioclases où se trouve la pumpellyite. L'équilibre chimique n'apparaît donc pas très bien réalisé entre la pumpellyite et l'actinote.

albite - mica blanc - chlorite (+Mg) - pumpellyite - actinote

4 24 18 10 41

b) L'échantillon 69220 est une microdiorite de la pointe Renod étudié avec G. GUITARD. Son association est la suivante

albite - phengite - chlorite - pumpellyite - lawsonite

33 12 36 15 2

L'échantillon est bien représenté dans le subfaciès qui est le sien. Il est alors intéressant de considérer s'il peut être représenté par d'autres subfaciès sans lawsonite ou sans pumpellyite. J'ai alors utilisé comme pôle de remplacement le feldspath potassique dont le pourcentage devrait être nul dans ces roches.

albite - phengite - chlorite - pumpellyite - orthose

33 13 35 17 - .5

Le passage du premier au deuxième subfaciès se fait donc par une légère augmentation de la teneur en pumpellyite et une légère diminution de la chlorite

albite - phengite(Si^4) - chlorite - lawsonite - orthose

33 -.15 (3.3) 41.56 4.09 21

33 -.26 (3.5) 41.62 4.12 21

Dans la représentation dans le subfaciès à lawsonite seule, on peut remarquer que la phengite n'est pratiquement pas représentée, et que orthose et albite coexistent. Le fait de faire varier la composition de la phengite ne change absolument pas la représentation. Ceci montre bien qu'il y a un problème de répartition de l'aluminium dans les milieux relativement alcalins contenant la lawsonite. Il faut alors envisager un lessivage de la silice des feldspaths ou une réaction entre l'aluminium que libère la lawsonite en réagissant pour former d'autres phases calciques, l'orthose et la chlorite.

D'après les deux subfaciès envisagés plus haut, on peut écrire une réaction du type :

chlorite + lawsonite + orthose \rightleftharpoons pumpellyite + phengite

Dans l'échantillon étudié, la phengite n'est vraisemblablement pas celle qui aurait pu être à l'équilibre avec la lawsonite seule.

c) Le 71132 est un grès provenant du contact avec la bordure méridionale du massif du Pelvoux. Cet échantillon contient les minéraux suivants albite - orthose - chlorite - prehnite - pumpellyite - épidote - calcite. La calcite et l'épidote sont rares et le calcium qu'elles représentent n'a pu être déduit par manque de données, mais cela n'a sans doute pas une grande influence. La prehnite est présente dans quelques fentes et lorsque ces fentes traversent un plagioclase, elle forme des taches isolées; elle a souvent un caractère tardif par rapport aux autres minéraux.

Si l'on cherche à représenter l'association globale sans l'orthose, on obtient les résultats suivants :

albite - phengite - chlorite - pumpellyite - prehnite
18 35 -28 273 -199

La coexistence des trois minéraux ferromagnésiens et calciques est impossible. Par contre en association avec la chlorite, chacun des deux minéraux typiques est stable.

albite - phengite - chlorite - pumpellyite - orthose
21 12 27 31 7

albite - phengite - chlorite - prehnite - orthose
21 9 34 26 8

Les associations à prehnite - chlorite sont classiquement remplacées par celles à pumpellyite - chlorite comme nous l'avons vu dans le chapitre 1. Il est intéressant de remarquer que la phengite peu abondante est associée à une phase potassique. La substitution phengitique pourra, dans cet échantillon, être maximale. Elle est en fait très faible comme ce que nous avons constaté des zones occidentales peu métamorphiques.

Les associations à pumpellyite - chlorite sont relayées par celles à prehnite - chlorite, celles à lawsonite par l'association lawsonite - pumpellyite puis par la pumpellyite seule.

Les zones les moins métamorphiques de la chaîne ont une histoire thermodynamique compliquée, mais qui tend à indiquer partout une rétro-morphose progressive après les paragénèses typomorphes.

Comme on peut le voir, les roches basiques et intermédiaires nous apportent le secours de leurs minéraux typomorphes, mais les domaines de stabilité de ces derniers sont souvent mal connus. Par ailleurs, ces milieux se prêtent mal à l'étude de la substitution phengitique par défaut de potassium.

C. LES EVAPORITES, LEURS EPONTES, LEURS INCLUSIONS

Bien que ce titre paraisse faire le tour du sujet, je n'ai abordé qu'une petite partie du problème et je compte poursuivre ce travail. Il faut distinguer plusieurs types de roches que l'on désigne sous le nom d'évaporites, classiquement.

- les roches sulfatées essentiellement riches en anhydrite et carbonate dans des proportions variables. Les carbonates inclus sont souvent des dolomies fragmentées en granules qui s'étirent sur des longueurs importantes. On peut obtenir un aspect stratifié puis plissé par ce processus. On trouve dans ces roches quelques silicates, essentiellement l'albite, le quartz, la phengite, j'y ai également rencontré le talc.
- les cargneules vraies à distinguer des tufs de source souvent alignés suivant un niveau géologique. Ces cargneules sont des brèches à éléments de roches de toute sorte déjà fabriqués dans un ciment calcarodolomitique contenant parfois des sulfates. On peut y rencontrer la plupart des minéraux des édifices sur lesquels reposent les cargneules. On y rencontre également des minéraux propres : micas, amphiboles, quartz, souvent automorphes et non orientés. Ces minéraux se développent dans le ciment.
- les carbonates vacuolaires à proximité des cargneules typiques dans des séries carbonatées; on peut remarquer des lits affectés de transformations qui les rendent vacuolaires et souvent riches en oxydes de fer.
- les blocs inclus dans un quelconque des deux premiers faciès décrits. Leur taille est variable, depuis le centimètre jusqu'à l'hectomètre. Le plus souvent, il s'agit de lambeaux de formations sédimentaires supérieurs ou inférieurs au contact anormal. C'est dans de tels blocs de micaschistes que la jadéite abonde en Vanoise.
- les épontes des évaporites au S.L. Ce peuvent être des terrains triasiques, mais ce sont souvent des formations d'âge différents. Les néoformations minérales y sont parfois abondantes (albite à faciès Roc Tourné des blocs et épontes de Vanoise).

Souvent les cargneules contiennent en brèche des éléments qui sont déjà des brèches. Il n'est pas rare de rencontrer trois successions de brèches dans le même affleurement.

J'étais donc intéressé à rechercher d'une part une sorte de chronologie reposant sur les associations métamorphiques des éléments et celles du ciment, d'autre part les caractères des minéralisations dans les épontes et les inclusions des évaporites.

La découverte de la jadéite dans les blocs de micaschistes au voisinage de Bramans en Savoie, a servi de point de départ à une étude entreprise par C. GRAPPIN en collaboration avec J-C. TOURAY et C. SABOURAUD sur les inclusions fluides de quartz des évaporites de ce secteur. Nous y reviendrons un peu plus loin.

Les échantillons étudiés proviennent de 3 zones différentes :

- 1) le Col de l'Izoard, dans le petit sommet de Clot la Cime
- 2) la région de Bramans - Termignon (Vanoise méridionale)
- 3) la région de Bonneval sur Arc près du massif du Grand Paradis.

1) La région de l'Izoard

C'est dans cette région que j'ai regroupé le moins d'échantillons. Toutefois, dans la coupe du massif de Clot la Cime, on rencontre un niveau de grès Carniens associés à un niveau cargneulisé. C'est peut-être un des seuls cas où l'on rencontre les épontes des évaporites du Carnien présumées avoir le plus voyagé. Il s'agit des échantillons 7620 et 7620cg. Dans ce dernier, de petits éléments bréchiqques de micaschiste fin m'ont permis de faire des analyses. Entre les épontes et la cargneule la concordance des analyses est correcte. Il faut noter que dans les cargneules, les analyses des phengites donnent des valeurs de Mg très élevées. J'ai d'abord suspecté une interstratification chloriteuse, mais celle-ci ferait alors tomber la teneur en silice; la présence de dolomite agirait dans le même sens et pourtant il s'agit de phengites très riches en Si. Des cas semblables sont connus où le remplissage octaédrique est élevé même dans des phengites très substituées. J'ai rencontré de telles phengites dans les dolomies de Cap-rock des diapirs tunisiens V. PERTHUISOT et P. SALIOT (1976). Elles

traduisent une certaine possibilité de solution solide trioctaédrique dans la phengite.

Dans aucune de ces roches le feldspath potassique n'est présent. La représentation de la cargneule dans le système à 6 constituants a montré que ce minéral ne peut être présent dans la roche. Et pourtant on peut remarquer que la substitution phengitique est élevée. On peut alors se demander si cette substitution a été limitée dans ce milieu. Si l'on considère les phengites les plus substituées des roches voisines qui contiennent la chlorite et le feldspath potassique, on remarque que les valeurs de Si^4 ne sont pas très différentes. C'est un argument mais qui peut être discuté si l'on considère que les croissances ne sont pas synchrones et peuvent s'être déroulées dans des conditions différentes.

2) La région de Bramans

C'est dans cette région que l'échantillonnage est le plus abondant et le plus varié.

Dans les sulfates on rencontre souvent de petits agrégats de micas qui se révèlent presque toujours être un mélange de chlorite et phengite lorsqu'on les étudie aux rayons X.

Il faut s'adresser à des roches où l'anhydrite est bien compactée pour pouvoir en obtenir des lames minces.

L'échantillon 504 contient outre l'anhydrite dominante, des granules de dolomite où j'ai pu analyser des phengites associées à l'albite. Le taux de substitution phengitique atteint $Si^4 = 3.48$. Le quartz est présent mais la chlorite n'a pas été rencontrée.

L'échantillon la Br est un faciès de cargneules où j'ai rencontré l'association de la phengite avec le talc. Cette association est rare dans les Alpes où l'on connaît surtout le talc dans les roches ultrabasiqes ou les carbonates qui les cotoient. Le plus souvent la présence de potassium déterminera l'apparition du phlogopite ou d'une phengite magnésienne. Pour K. ABRAHAM et W.S. SCHREYER (1976) l'association de la muscovite et du talc est l'indice de pressions très élevées comparables à

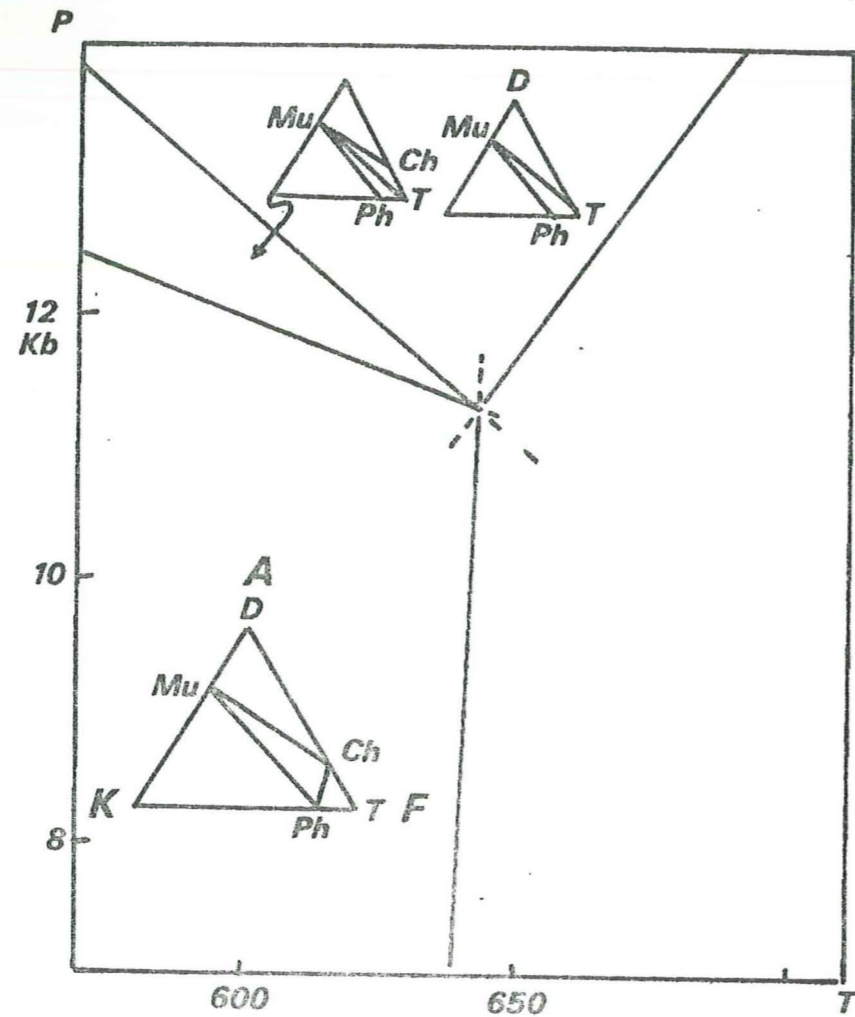


Fig. 33.- Domaines de stabilité de quelques phyllosilicates dans le système : A, K, F d'après K. ABRAHAM et W. SCHREYER. D : disthène T : talc Mu : Muscovite Ph : phlogopite ch : chlorite. On remarque en particulier le domaine de l'association Muscovite - talc en présence de phlogopite ou de disthène à des pressions supérieures à 11 Kb.

celles pour lesquelles serait stable la paire disthène-talc rencontrée dans les roches éclogitiques de la zone Zermatt Saas Fee par J-R. KIENAST (1976). Cette association serait due à une réaction entre chlorite et phlogopite à partir d'un subfaciès à chlorite - muscovite - phlogopite (Fig. 33, le talc devenant stable avec la muscovite.

On peut faire plusieurs remarques à propos de la signification de ces données thermodynamiques sur le talc et la muscovite.

Tout d'abord on ne peut exactement extrapoler la courbe de la réaction produisant le talc vers les températures les plus basses, domaine de stabilité de la phengite. La réaction est en effet différente car il faut considérer que la phengite devient de plus en plus magnésienne. Elle devient également de plus en plus dense et l'aluminium y devient moins abondant. Ceci fait varier les proportions stoechiométriques de la réaction, spécialement la quantité de chlorite nécessaire, et par le fait même le dégagement de H_2O avec la paire phengite-talc. La pente de la courbe peut donc s'inverser dans le domaine des phengites. Cette courbe deviendrait donc un indicateur de pression : les domaines à basse pression contenant la paire phlogopite-chlorite, alors qu'à plus haute pression la paire talc-phengite peut exister. Bien que peu de gisements de phlogopite soient encore connus dans les Alpes françaises, il faut signaler que dans la région de Vanoise, G. GOFFE-URBANO (inédit) a rencontré deux gisements de phlogopite associé à la phengite sans chlorite. Par contre, J. BOCQUET signale dans le Trias helvétique au Sud de Grenoble une association à phlogopite - chlorite - dolomite.

On peut donc accorder à l'association talc - phengite une signification barométrique dans les zones de faible degré, mais sans pouvoir préciser les valeurs de température et pression auxquelles cet assemblage est stable. Le point invariant déterminé par K. ABRAHAM et W. SCHREYER repose sur la précision des résultats expérimentaux de l'équilibre chlorite + quartz \rightleftharpoons talc + disthène. Il serait donc intéressant d'étudier l'équilibre chlorite - phlogopite à faible température et pression croissante afin d'obtenir un autre point concernant la réaction envisagée, ce qui permettrait de recalculer la courbe dans d'autres domaines de pression et température.

L'échantillon 72 Br est une dolomie emballée dans les évaporites. Elle contient la phengite la plus substituée ($Si^4 = 3.50$) analysée dans ce contexte associée au phlogopite. De telles associations sont connues également dans les dolomies de base du Trias où l'adulaire a également été rencontré G. GOFFE-URBANO (documents inédits) dans la couverture de Vanoise méridionale.

Dans l'échantillon le feldspath potassique n'a pas été rencontré et il semble extrêmement rare dans les évaporites S.L.

Les masses de micaschistes qui sont englobés dans les évaporites et qui contiennent souvent la jadéite, présentent des phengites associées aux chlorites. La substitution phengitique est du même ordre ou plus faible que dans les inclusions carbonatées. Le feldspath potassique est absent de ces roches.

Il reste à examiner les grands blocs inclus dans les évaporites tel le rocher de Sollières. La lawsonite y est présente, dans de nombreux blocs de ce type et dans les épontes des évaporites. F. ELLENBERGER a décrit des pseudomorphoses attribuables à la lawsonite. Des reliques existent dans certains carbonates, elles nous permettent alors de situer les conditions ayant régné dans ces évaporites. La phengite qui lui est associée présente une substitution voisine de celle des autres roches $Si^4 = 3.47$. La représentation de cet échantillon 7033 dans un subfaciès à calcite - dolomite - orthose - albite - phengite - chlorite indique qu'il pourrait contenir l'orthose (cf. Chapitre 3).

Il y a donc dans cette région de Bramans une certaine homogénéité en ce qui concerne les phengites de milieux différents lawsonite et jadéite sont présentes. Les évaporites constituent donc un milieu où les phases de haute pression sont bien représentées. Il n'y a pas semble-t-il de mélange de matériaux formés dans des situations incompatibles. Cette appréciation globale repose essentiellement sur les caractères voisins des phengites. La lawsonite est présente dans les unités qui reposent sur ces évaporites, elle ne l'est pas au-dessous ; la jadéite est présente dans les unités qui sont au-dessous des évaporites et pas celles qui sont au-dessus. Il y a là une curieuse disposition assurée par ces évaporites si l'on se place dans un même gradient métamorphique d'après la disposition structurale actuelle.

3) La région de Bonneval sur Arc.

Les évaporites de la région de Bonneval sur Arc occupent une disposition presque analogue à celles de Bramans. Elles séparent des unités carbonatées, essentiellement les schistes lustrés, d'un socle cristallin. Leur disposition est moins régulière et les roches sont surtout des cargneules. Celles-ci sont souvent très riches en minéraux. On peut les séparer en deux groupes distincts dont je n'ai malheureusement pas assez développé l'étude.

- les cargneules de la digitation de l'Iseran
- les cargneules au-dessus du socle du Grand Paradis.

Les premières 7613 et 7613a contiennent des micas disséminés et des fragments de roches micacées. Les blocs inclus sont nombreux et semblables à ce que l'on rencontre près de Bramans. Il y a essentiellement des phengites dont le taux de substitution est élevé jusqu'à $Si^4 = 3.61$.

La bréchification de ces roches est importante et les sulfates sont souvent présents. Ce sont encore des cargneules peu minéralisées possédant de nombreuses inclusions de sédiment attribuables à une couverture de type Vanoise.

Les secondes ne contiennent pratiquement plus que des fragments de schistes lustrés déjà foliés et des boules minérales souvent diopsidiques et des minéraux isolés. Ces roches présentent parfois des contacts métasomatiques avec les schistes lustrés encaissants que l'on voit envahis de trémolite ou de diopside. C'est à dire que l'on quitte le domaine où la dolomite restait stable en présence de quartz pour rentrer dans celui où ces deux minéraux réagissent pour donner la trémolite ou le diopside.

Dans un niveau dolomitique supérieur, proche des cargneules du socle, on rencontre l'association de phengites et de chlorites; c'est dans ce niveau (7601) qu'ont été rencontrées les plus fortes substitutions phengitiques avec $Si^4 = 3.70$.

Dans un des échantillons issus d'un mélange entre cargneules et schistes lustrés, j'ai analysé plusieurs minéraux (7610). Outre le talc et la chlorite on rencontre aussi :

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	total oxydes
diopside	2.006		.043	.118	.120	.748	.769	.217	-	98.76
trémolite	7.932	.068	.129	.158	.374	4.553	1.648	.190	-	97.37

Ces deux minéraux contiennent une quantité non négligeable de sodium. Dans le cas du pyroxène c'est surtout sous la forme aegyrinique plutôt que jadéitique que se fait la substitution sodique.

L'examen de l'échantillon montre que le pyroxène est inclus sous forme de relique avec des grains dolomitiques dans les amphiboles, lesquelles sont bordées d'une frange de talc quelquefois associée au quartz et au carbonate.

Ce type de disposition traduit une variation de température ou une variation de la pression de CO₂ qui aurait tendance à augmenter dans le cas de chaque transformation. Il faudrait une étude plus détaillée de ces associations pour préciser le facteur déterminant dans ces différentes réactions.

Ce qui m'intéressait surtout dans ces échantillons était le fait que les carbonates magnésiens des cargneules puissent réagir avec leurs épontes. Il semble que ces réactions deviennent importantes avec l'élévation de la température dans les zones plus métamorphiques. Les cargneules sous le faciès habituel peuvent alors devenir difficiles à identifier lorsqu'elles ne forment plus des masses importantes. D'autre part, il faut signaler que les sulfates ont tendance à disparaître dans ces zones.

Les évaporites constituent donc un milieu particulier susceptible de livrer des fluides et des éléments chimiques à ses épontes proches ou lointaines. Ce milieu peut varier en fonction des éléments qu'il capture lors de son histoire mécanique. Les minéraux qui y sont présents ne montrent pas en général une différence importante par rapport à ceux des épontes proches et lointaines. Il semble que l'on puisse différencier deux groupes

de cargneules : les cargneules sulfatées bréchiques des zones les moins métamorphiques, les cargneules calcaro-dolomitiques à silicates magnésiens des zones de degré plus élevé. Dans les deux cas, les conditions sont différentes et les mécanismes doivent l'être aussi. Je tenterai de présenter ce problème en examinant le rôle des fluides dans les évaporites.

LES PHENGITES DANS LE METAMORPHISME ALPIN

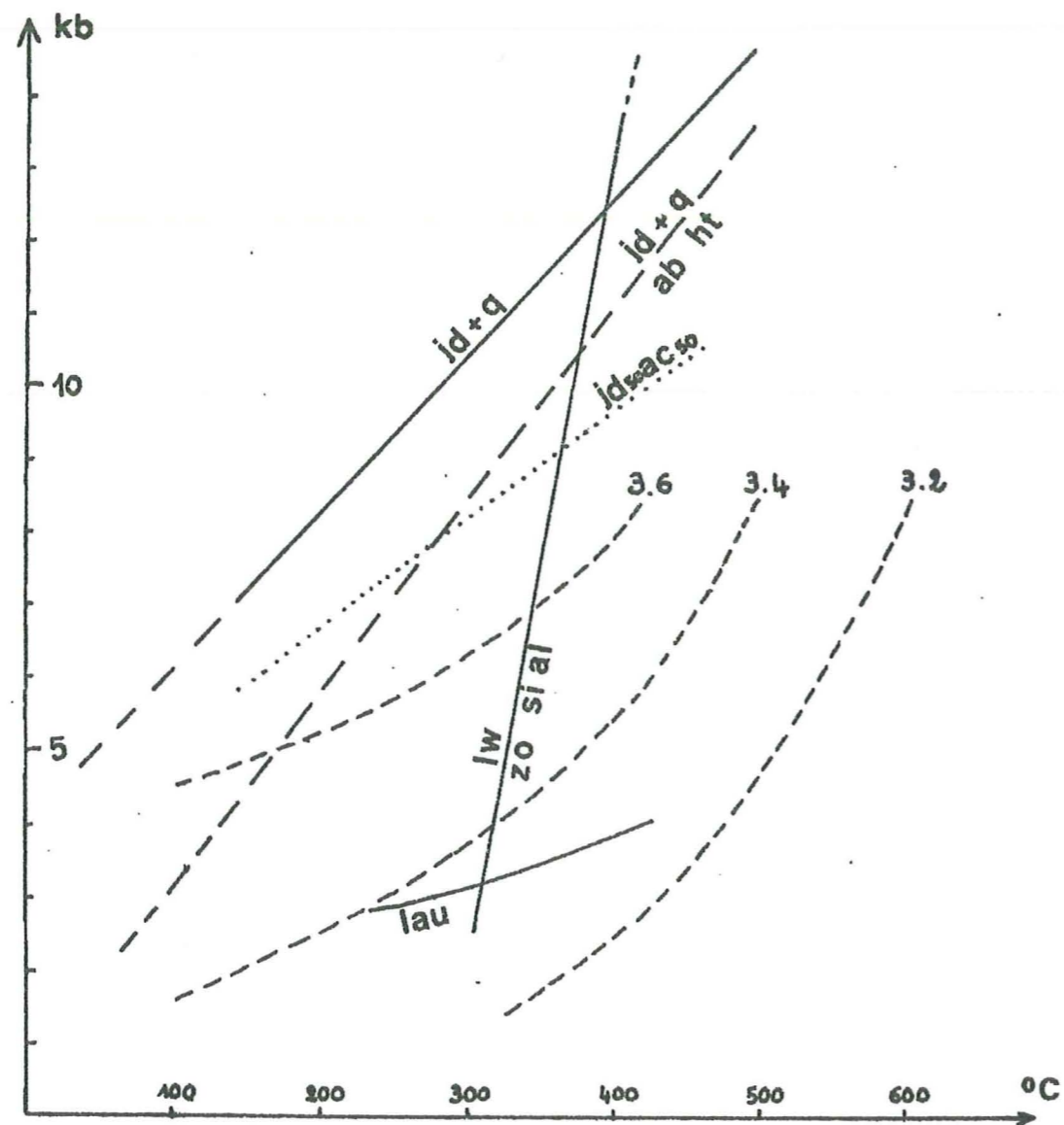


Fig. 34 a - Même légende que la fig. 3

Il importe à présent après l'étude des phengites dans leurs diverses substitutions et dans leurs relations avec d'autres minéraux de considérer quels renseignements ces phyllites peuvent nous apporter sur leurs conditions thermodynamiques de formation. Nous avons vu que les phengites sont présentes dans tous les milieux et associées à presque tous les autres silicates du métamorphisme. Elles participent également à de nombreuses réactions importantes dont certaines constituent des isogrades du métamorphisme alpin.

1. LA SUBSTITUTION PHENGITIQUE, UN MARQUEUR DU TYPE METAMORPHIQUE

On dispose sur la solution solide céladonitique dans la muscovite des données expérimentales de B. VELDE (1965 et 1967). Cet auteur a étudié la variation de la composition de différents types de phengites à l'équilibre avec une phase ferromagnésienne et le feldspath potassique et délimité un certain nombre de courbes correspondant à une composition phengitique définie. Pour une composition donnée du mica on peut donc, si l'on connaît l'un des paramètres P et T fixer les conditions exactes de formation. Fig. 34 a.

Or dans l'étude de ces différentes phengites examinées précédemment j'ai mis en évidence le fait que certaines d'entre elles répondaient aux conditions nécessaires à l'équilibre alors que d'autres ne se trouvaient pas dans cette situation. Il semble donc que l'on puisse distinguer deux types de milieux dans lesquels les possibilités de substitution phengitique soient fort différentes.

a) Les milieux favorables

Ce sont essentiellement les milieux où le feldspath potassique et la chlorite ou la biotite sont abondants. Le milieu idéal est représenté

par les métagranites ou les gneiss et leurs dérivés sédimentaires. Mais on peut étendre ces compositions favorables aux roches carbonatées magnésiennes contenant le feldspath potassique qui sont rares mais représentées dans le Trias alpin.

Dans ces roches la substitution phengitique doit donc représenter les conditions exactes de formation de l'assemblage à l'équilibre avec le mica. C'est en fait le plus souvent la teneur en potassium du milieu qui est déterminante. Dans quelques cas le défaut de chlorite ou de biotite pourrait limiter la solution solide, dans certains niveaux du Permien on connaît des roches riches en phengite et en feldspath potassique sans ferromagnésien.

b) Les milieux défavorables

Ils le sont le plus souvent par manque d'une phase potassique associée à la chlorite et la phengite. C'est le cas de la plupart des roches basiques, de nombreux carbonates et micaschistes. En fait, il s'agit de la part la plus grande des échantillons. Si l'albite est toujours présente il n'en est pas de même du feldspath potassique. Dans ces milieux la solution solide devrait donc être limitée et nous donner les indications d'un thermo-baromètre à minimum. Or dans bien des cas les phengites analysées dans ces roches peuvent être très substituées. Doit on alors considérer les valeurs analysées comme des valeurs minimales ou maximales de la substitution phengitique. Ceci appelle un certain nombre de réflexions.

Tout d'abord, malgré les imperfections de la méthode de représentation par les matrices d'un échantillon dans son subfaciès, on peut se rendre compte pour certains échantillons qu'elle fait apparaître une quantité faible ou infime de feldspath potassique qu'il faudrait alors rechercher systématiquement dans la roche. Le moyen le plus sûr de recherche étant alors le microanalyse. J'ai pu, dans quelques cas, mettre en évidence de très petites quantités de feldspath potassique par ce moyen.

D'autre part, il faut considérer que dans un grand nombre de cas les phengites se sont développées à partir d'un assemblage minéralogique argileux contenant le plus souvent l'illite, la chlorite ou la vermiculite et la montmorillonite. Comme le montrent les travaux effectués sur la fraction fine des sédiments dans la zone dauphinoise G. DUNOYER de SEGONZAC et

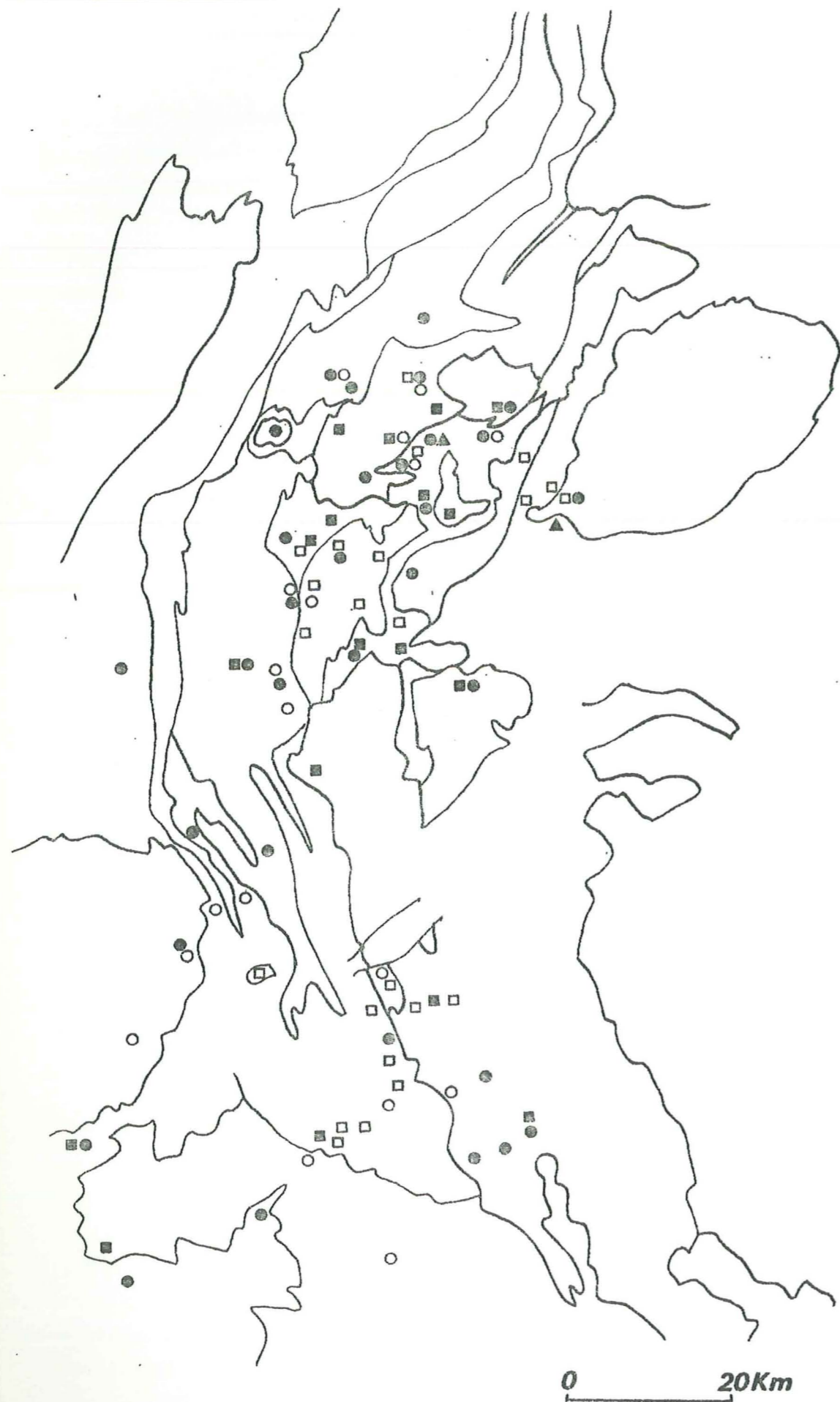


Fig. 34.- Carte de répartition des phengites étudiées.
 Cercle noir : $Si \leq 3.30$ cercle blanc : $3.30 < Si \leq 3.40$ Carré noir : $3.40 \leq Si \leq 3.50$
 Carré blanc : $3.50 \leq Si > 3.60$.

M. ABBAS, le feldspath potassique est souvent présent. Dans ce cas l'illite présente souvent une substitution proche de la substitution phengitique, l'équilibre sera donc rapidement atteint surtout si la substitution phengitique est inférieure à celle de l'illite. C'est le cas dans la région d'Embrun et ceci^{se} traduit alors par une augmentation de la fraction chloriteuse comme cela a été constaté.

Enfin, au cours de la croissance des phengites à l'équilibre avec des phases alcalines essentiellement feldspathiques, le potassium est disponible dans la solution tamponnée par la présence de deux feldspaths. Si le feldspath potassique vient à manquer la solution n'est plus tamponnée, on devrait alors noter une augmentation de la teneur en Na de la phengite voire même l'apparition de la paragonite. Ce dernier minéral exclut en fait la présence du feldspath potassique. On peut alors constater que les phengites associées à des paragonites sont loin d'atteindre les valeurs rencontrées dans les échantillons voisins. Ceci constitue un milieu particulièrement défavorable à la substitution phengitique maximale. C'est donc essentiellement le rapport de l'aluminium avec les alcalins et l'eau qui vont jouer un rôle déterminant, de ce fait la plupart des roches hyperalumineuses ou très alumineuses ne présenteront pas la substitution phengitique maximale. C'est le cas des roches hyperalumineuses de Vanoise et des roches carbonatées à lawsonite qui contenaient au départ la kaolinite.

On peut donc considérer que dans la majorité des cas les phengites présentent une solution solide céladonitique proche de celle qui est caractéristique de leurs conditions de formation ou égale. D'autre part la phengite fonctionnant comme un thermo-baromètre à minimum, il est intéressant de considérer de toute façon son degré de substitution dans l'édifice alpin.

c) La répartition des différents types de phengites

J'ai reporté sur une carte les différents types de phengites étudiées dans ce travail. D'après cette carte on peut faire un certain nombre de constatations. Fig. 34.

Les phengites les plus substituées ($Si > 3.60$) se situent au voisinage du massif du Grand Paradis dans des carbonates magnésiens et dans certains niveaux de la couverture de Vanoise. De telles phengites doivent égale-

Légende Fig. 35 et 36

- 1 : socles cristallins internes.
- 2 : évaporites s.l.
- 3 : Schistes lustrés s.l.
- 4 : séries prépiémontaises. Grande Motte - Gondran.
- 5 : quartzites triasiques.
- 6 : andésites du Guil.
- 7 : roches basiques des Schistes lustrés.
- 8 : séries carbonatées du Briançonnais et de Vanoise
- 9 : flysch à helminthoïdes.
- 10 : socles cristallins externes

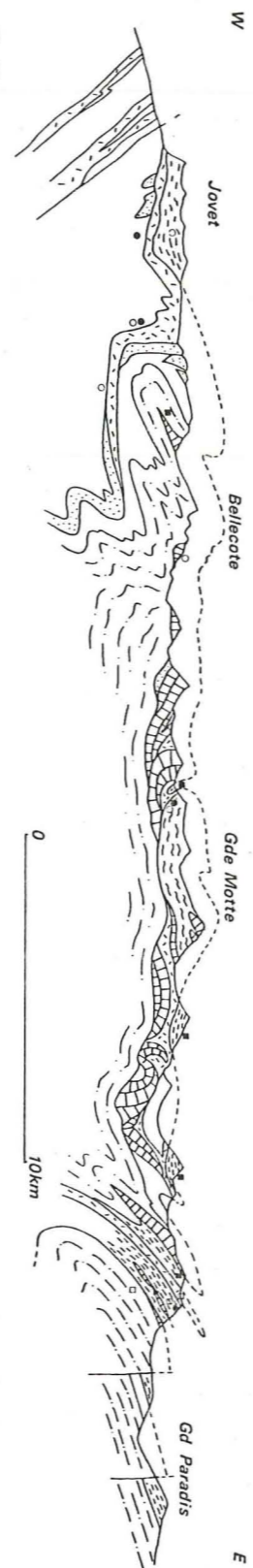


Fig. 35

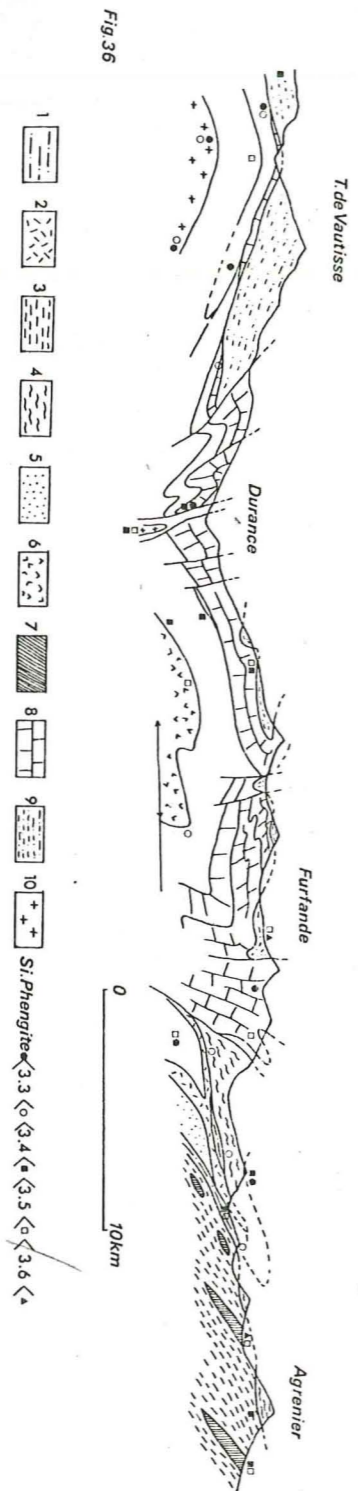


Fig. 36

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- Si. Phengite 3.3
- 3.4
- 3.5
- 3.6

ment exister dans les secteurs plus métamorphiques de la chaîne mais leur conservation devient sans doute difficile.

Les phengites très substituées ($3,6 > Si > 3,5$), sont nombreuses dans le domaine du Briançonnais s.l. En Vanoise, elles se situent de préférence dans les socles ou dans la couverture proche des socles. On ne les rencontre pas dans la zone houillère et les lambeaux tectoniques qui la recouvrent. Dans la région de Briançon et de Guillestre ces phengites sont plus abondantes dans la couverture.

Les phengites bien substituées ($3,5 > Si > 3,4$), sont très largement réparties dans toutes les unités tectoniques jusque dans la zone houillère. Ce sont ces phengites qui sont les plus courantes dans les schistes lustrés.

Les phengites moyennement substituées ($3,4 > Si > 3,3$) occupent une position particulière; peu nombreuses, elles sont souvent à la bordure occidentale du domaine Briançonnais. Dans quelques cas elles sont associées à des phengites plus substituées et en constituent la rétro-morphose.

Les phengites peu substituées ($Si < 3,3$) sont seules associées à l'illite dans le domaine occidental de la chaîne et associées à des phengites plus substituées de différents types vers l'Est. Ce sont les phengites de rétro-morphose les plus courantes.

Cette disposition des phengites ne nous apprend pas grand chose si l'on considère un métamorphisme progressif avec augmentation de la pression et de la température. Cette observation rejoint celle de la relative cohérence de la disposition des zones minéralogiques de haute pression dans la chaîne. Mais en fait le développement des phengites dans le domaine occidental de la chaîne ne correspond pas du tout à un gradient de forte pression comme nous l'avons vu précédemment et d'autre part, la cristallisation de ces phengites est beaucoup plus récente que celle des phengites orientales.

Il est alors intéressant d'examiner la disposition des phengites dans des coupes géologiques. On peut alors mieux repérer les différents types de phengites dans une même unité structurale. Fig. 35 et 36.

On peut alors remarquer des phénomènes intéressants :

Sur une coupe verticale, la substitution phengitique maximale reste relativement constante. Ceci est visible dans l'empilement tectonique de

l'anticlinal du Guil, sur les massifs cristallins du Grand Paradis et de Vanoise. Dans quelques cas, il semble que l'on puisse noter dans les niveaux structuraux les plus profonds une légère augmentation de la substitution phengitique. Ce serait le cas dans l'empilement tectonique autour du Grand Paradis. En fait, il faudrait une analyse un peu plus poussée, c'est-à-dire un plus grand nombre d'échantillons pour confirmer une telle augmentation. Ceci tend à démontrer que lors du métamorphisme affectant un empilement réalisé les conditions de pression et température ont varié en suivant la pente de l'équilibre univariant correspondant à la substitution phengitique.

D'autre part, au sein d'une même coupe, des valeurs notablement plus fortes de la substitution phengitique peuvent apparaître. On peut alors les interpréter comme des reliques de l'établissement d'un gradient géothermique homogène sur la coupe ou bien comme des reliques d'un stade métamorphique précédant l'empilement tectonique. Ce phénomène s'observe surtout dans les schistes lustrés du Grand Paradis et du Queyras.

Lorsqu'on examine le type des phengites dans une même unité structurale d'Ouest en Est, on peut remarquer que bien souvent les phengites orientales sont plus substituées que les phengites occidentales. Ceci s'observe dans les schistes lustrés reposant sur la Vanoise, dans le Briançonnais sur la coupe de la Durance et c'est probablement le cas dans le flysch à helminthoïdes.

d) Les phengites et le gradient métamorphique

Finalement si l'on compare les phengites dans la coupe du Massif du Grand Paradis et celle de l'anticlinal de nappes du Guil, on ne trouve pas de différences essentielles dans la composition des phengites. Et pourtant ces deux domaines métamorphiques, on le sait par les autres minéraux qu'ils contiennent, ont été soumis à des températures différentes. La constance de la composition des phengites sur une coupe indique donc des gradients géothermiques correspondant aux courbes univariantes de la substitution phengitique. D'après les pentes générales de ces courbes d'après B. VELDE, elles indiqueront des gradients de haute pression par rapport à la température pour les températures les plus fortes et des gradients de pression intermédiaires pour les températures plus faibles. Ceci est relatif bien entendu si l'on considère que le domaine des phengites se situe essentiellement dans le type métamorphique de haute pression et basse température.

L'homogénéité des phengites dans un ensemble structural permet donc de définir un gradient caractéristique pour peu que l'on ait une idée approximative de la température régnant dans cet ensemble.

S'il existe dans cet ensemble des reliques de substitution plus forte, elles peuvent être interprétées comme des reliques de gradient antérieur, ce gradient pouvant être de plus faible pression si la température a augmenté entre l'établissement des deux gradients. L'interprétation est alors délicate car il faudrait alors connaître la température de formation de la première phengite.

En ce qui concerne les phénomènes de rétro-morphose, on pourra faire la même constatation. Les phengites ou $Si = 3,2$ des domaines occidentaux indiquent vraisemblablement un gradient de plus faible pression/température que celles que l'on rencontre à température plus élevée dans le massif du Grand Paradis.

On peut alors se demander comment concevoir un gradient dont l'origine devrait se situer dans les conditions de la surface et atteindre progressivement la pente de la substitution phengitique. C'est facilement concevable pour les faibles teneurs en Si_4 , mais on ne comprend pas pourquoi dans le cas des fortes substitutions on ne trouve pas de reliques du passage par les différents types de phengites. Chaque fois que cela a été possible, j'ai recherché des zonations dans les phengites et je n'en ai jamais trouvé de façon sûre. Tout se passe comme si la phengite cristallisait en bloc. A cela je peux proposer deux explications. En fait, dans beaucoup de cas, on ne part pas directement d'une muscovite mais d'illite possédant déjà une certaine substitution. D'autre part, l'assemblage des minéraux susceptibles de former la phengite, minéraux argileux, phyllosilicates et feldspaths, ne réagissent pas avant qu'une certaine température ait été atteinte. Dans les terres noires de la région de Gap J. BARLIER (1974) note une frontière correspondant à une température de 200°C environ à partir de laquelle vers l'Est un certain nombre de phénomènes de transformations minéralogiques se déroulent, augmentation de la cristallinité de l'illite, disparition de la kaolinite, augmentation de la teneur en chlorite. Dans cette région pénéplanée, c'est l'arrivée des unités structurales qui crée une surcharge avant qu'un régime géothermique ne s'installe dans l'ensemble de l'édifice et y évolue. Cet aspect du phénomène métamorphique dans les Alpes me paraît déterminant et j'y reviendrai plus loin.

La substitution phengitique est donc un marqueur du type de gradient géothermique lorsqu'elle est homogène sur une coupe importante ou dans une portion d'un assemblage tectonique. La superposition d'ensembles où les phengites seraient différentes refléterait donc un rapprochement mécanique de deux unités métamorphiques distinctes. La présence de phengites différentes sur la transversale d'une unité ou d'un ensemble tectonique pourrait alors signifier une variation des conditions métamorphiques dans cette unité.

On peut alors chercher à préciser les renseignements déjà apportés par les phengites en recherchant des points de repères thermométriques ou barométriques afin d'obtenir des approximations sur les conditions exactes de formation des micas.

2. LA SUBSTITUTION PARAGONITIQUE DANS LES PHENGITES

J'ai abordé les problèmes que soulève ce type de substitution dans le chapitre 3. Des données expérimentales existent à propos de ce type de substitution mais elles sont souvent inadaptées à la situation. J.I. IYAMA (1964) J.J. HEMLEY (1959 - 1967) H.P. EUGSTER et H.S. YODER (1955). Il s'agit le plus souvent d'études à basse pression et température relativement forte (1 à 2 kb et 400 ou 500°C). La pression a un rôle important dans cette substitution, elle limite en effet de façon importante le taux paragonitique dans la muscovite.

Ainsi on pourrait utiliser les données expérimentales existantes dans le cas des phengites les moins substituées afin d'en tirer des indications thermométriques. Le groupe des phengites $Si^4 = 3.2$ semble se prêter assez bien à un tel procédé, mais si l'on considère la courbe de substitution $Si = 3.2$ on remarque que rapidement la pression augmente avec la température et l'on risque alors de trouver des températures inférieures aux températures réelles.

D'autre part, le taux maximum de paragonite correspondant à la température ne peut être rencontré que dans le cas où la paragonite est présente dans certaines associations phengite-albite. La présence de feldspath potassique et d'albite limitant considérablement la substitution paragonitique.

En fait, ce n'est qu'en présence de paragonite que l'on peut être sûr de la substitution paragonitique maximale qui peut alors nous servir de repère.

Si l'on examine les phengites des zones occidentales qui sont peu substituées on se rend compte que deux groupes de valeurs se dégagent : un groupe de phengite contenant jusqu'à 4,5% de paragonite et un groupe contenant de 10 à 30% de paragonite. Il est évident que le second groupe correspond à des analyses contaminées par la paragonite ou l'albite. Les valeurs significatives seraient alors de 4,5% environ. Les premières valeurs de IYAMA indiquent 15% de paragonite pour 500°C et 1000 bars. Les valeurs rencontrées sont alors cohérentes avec les températures de 250 à 270°C proposées par J. BARLIER.

Vers les zones plus orientales pour les phengites où $Si = 3.2$, dans le Briançonnais et la zone houillère on rencontre encore deux groupes de valeurs : un premier groupe montre un étalement entre 5 et 11%, un second groupe étalé entre 15 et 30%. Dans ce second groupe deux types de minéraux prennent place : les grands micas détritiques du Carbonifère et des socles formés à plus haute température et les micas associés à la paragonite. On peut alors suspecter ces dernières analyses de présenter une contamination par la paragonite qui forme souvent de très fines lamelles au sein de la phengite. Les teneurs en Na des phengites associées à la paragonite sont souvent très variables, il est alors difficile d'en retenir une plutôt qu'une autre. De plus, comme je l'ai exposé précédemment les milieux contenant la paragonite sont peu favorables à la substitution phengitique; des micas où $Si = 3.2$ ne seront pas obligatoirement des micas de basse pression ce qui expliquerait l'étalement des valeurs analytiques en Na. Les valeurs maximales de 11% de paragonite indiquent alors probablement le maximum de solution solide pour les conditions de température et pression dans ce domaine métamorphique. En extrapolant les données expérimentales, pour 1000 bars, on peut proposer une température de 450°C environ pour les points les plus chauds. Il est souvent bien difficile de savoir si l'on a ou non contamination par la paragonite qui peut croître en sandwich avec les phengites peu substituées surtout si celles-ci sont dues à une limitation de la substitution phengitique en milieu peu magnésien et sodique.

Si l'on examine à présent les phengites plus substituées, on remarque que dans les échantillons que j'ai étudiés, l'association à la paragonite est rare. Les phengites $Si = 3.5$ montrent un maximum de substitution

paragonitique de 5% environ. Mais une telle valeur est bien difficile à interpréter lorsqu'on se trouve à des pressions variables éloignées des conditions expérimentales de référence. On ne peut guère en tirer d'information.

Nous avons vu que la substitution paragonitique dans les phengites peut apporter quelques renseignements. Mais ces renseignements sont sommaires dans la mesure où les précautions à prendre pour les obtenir sont nombreuses. La contamination par la paragonite ou l'albite est un élément important, les analyses de relation des phases font apparaître souvent la paragonite dans des roches où elle n'a pas été rencontrée, il faudrait alors rechercher ce minéral systématiquement et s'assurer de la pureté des phases potassiques. D'autre part, dans les phengites de rétro-morphose l'apparition du feldspath potassique comme produit de déstabilisation peut provoquer l'apparition de micas très pauvres en Na.

3. LES PHENGITES ET LE DOMAINE DE STABILITE DES AUTRES MINERAUX

J'ai déjà évoqué dans le chapitre 2 le problème de la jadéite et des phengites. On peut également considérer le domaine de stabilité de la lawsonite. On remarque que la lawsonite ne peut être présente que dans des domaines où la substitution phengitique est supérieure à 3.4 ou 3.5. Ceci se vérifie bien sur le terrain. Les valeurs inférieures seront le domaine à température croissante de la laumontite, la prehnite, puis la zoisite. Si l'on considère les courbes présentées fig. 33 on peut remarquer que le domaine de la lawsonite est bien limité en pression par une horizontale à 3 kb la séparant des minéraux du métamorphisme dit d'enfouissement. En température quelles que soient les courbes envisagées, la lawsonite disparaît entre 350° C et 400°C. D'après K.H. NITSCH (1977) la margarite serait le produit de déstabilisation stable de la lawsonite. On peut remarquer que dans un gradient métamorphique contenant des phengites $S_i = 3.30$, la lawsonite pourrait faire son apparition sur un court intervalle de température et pression. Ce gradient particulier me paraît représenté également dans les zones occidentales des Alpes. On pourrait le qualifier de métamorphisme de type enfouissement de haute pression. Il caractérise la zone houillère à l'aplomb de la Vanoise. Vers le Nord de cette région (Mont Jovet) la lawsonite disparaît. Il semble donc y avoir une bonne coïncidence de fait entre la nature des phengites et le gradient métamorphique d'après la répartition de la lawsonite.

On peut également remarquer que plus le taux de substitution des phengites est élevé lors de la disparition de la lawsonite, plus le gradient métamorphique est élevé en pression. On peut alors remarquer que dans les Alpes et en particulier dans les schistes lustrés la lawsonite disparaît dans deux types de gradients. L'un est prograde dans le même type lorsque le taux des phengites reste constant, l'autre est rétrograde avec changement de type lorsque l'on constate une chute du taux des phengites.

Le domaine du métamorphisme à prehnite pumpellyite est associé à des phengites à faible taux de substitution. C'est l'indice d'un gradient de faible pression.

La coïncidence entre les phengites et la répartition des minéraux index sur le terrain est donc bonne. Elle confirme l'hypothèse faite que la substitution phengitique est bien l'indice du gradient métamorphique. Dans ce cas le mélange de différents types de phengites dans les roches indique alors que des gradients différents se sont superposés, ont été transportés parfois. L'ordonnance métamorphique de la chaîne est alors due à un phénomène logique de variation des gradients au cours de la translation des unités de l'Est vers l'Ouest.

Je n'ai évoqué ici que quelques minéraux typiques de la zone étudiée il faudrait étendre et préciser ce type d'analyse afin d'obtenir des repères précis pour la substitution phengitique.

Enfin, on peut constater que les courbes de B. VELDE donnent des valeurs compatibles avec les résultats expérimentaux sur d'autres minéraux. Il serait alors très intéressant de confirmer ces courbes ou l'une d'entre elles avec d'autres moyens analytiques pour les produits formés afin d'augmenter la précision qu'elles nous donnent.

4. LA POSITION STRUCTURALE DES PHENGITES

Je n'ai eu ni la science ni le courage de mener de front l'analyse structurale fine des roches et celle des minéraux. Un tel travail serait pourtant bien utile. Je puis pourtant apporter quelques observations d'ordre structural sur les minéraux que j'ai étudiés. Je savais reconnaître la foliation et la schistosité, j'en ai donc profité.

Les phengites de la foliation sont souvent des phengites très substituées mais aussi souvent des phengites de rétro-morphose. Souvent la foliation est un mélange de deux types de phengites étroitement associées sans grandes différences de taille ou de caractère. Cette observation débouche sur la mise en évidence du danger à utiliser une roche ne possédant qu'une foliation bien marquée et à en extraire les micas pour datation.

Des phengites de même nature peuvent occuper des positions structurales très différentes, elles ne diffèrent alors que par la taille. Leur séparation serait alors bien intéressante.

Dans les carbonates la fossilisation des phengites très substituées se fait particulièrement bien dans la calcite, spécialement lorsque la roche n'est pas foliée.

Il me semble que les micas pourraient servir à dater les phases tectoniques mais que l'étude des phases tectoniques ne permet pas forcément de dater les micas.

Ce qui paraît déterminant c'est le lien entre l'intensité de la déformation pénétrative et la bonne cristallisation ou recristallisation des micas. La présence d'une foliation dans les milieux carbonatés constitue un guide mécanique pour la circulation des fluides et la recristallisation des minéraux.

Tous ces caractères seront déterminants lorsque l'on cherchera à connaître l'âge des micas.

CHRONOLOGIE DE LA CRISTALLISATION DES PHENGITES

Les arguments tectonique employés pour établir une chronologie des cristallisations dans les roches peuvent fournir une échelle relative. Mais l'application d'une telle méthode au niveau d'une chaîne entraîne des postulats tectoniques d'une part et de grandes incertitudes quant à la durée des phénomènes.

On dispose malheureusement de peu d'âges radiométriques sur les minéraux alpins. Les meilleures sources depuis peu sont les travaux de J.C. HONZIKER (1974) J. BOCQUET et al. (1974) M. DELALOYE et J. DESMONS (1976). Ce sont surtout des âges obtenus par la méthode K-Ar sur des minéraux variés du métamorphisme alpin.

D'après les travaux de ces auteurs, il faut distinguer une suite de 2 ou 3 phases :

- Eoalpine au Crétacé supérieur (bien représentée dans les zones orientales des Alpes).

- Alpine (ou Lépontine) à l'Eocène-Oligocène représentée surtout dans les zones occidentales.

- Tardi alpine, encore mal connue, intéressant surtout les zones occidentales.

La première phase serait de haute pression et la seconde de pression intermédiaire ou plus basse (greenschist facies).

Une certaine partie des âges obtenus l'ont été sur des micas, ce qui représente un grand intérêt pour la compréhension des périodes de cristallisation des différents types.

D'autre part des datations ont été effectuées à l'initiative de M. LEMOINE sur la fraction fine du Rhétien des Alpes occidentales dans le domaine Dauphinois, ainsi que sur certains échantillons des terres noires. M. BONHOMME, Y. PINAULT, P. SALIOT (sous presse). J'ai contribué à ce travail en étudiant les micas de certains échantillons. Il y a donc là quelques

échantillons inédits qui permettent une discussion sur la signification des âges radiométriques K - Ar des micas.

1) Rappel des âges actuellement connus sur les micas des régions étudiées.

Ces âges proviennent essentiellement de travaux de : HUNZIKER, DELALOYE, BOCQUET-DESMONS.

- Région du Queyras - Schistes lustrés

Calcschistes à lawsonite - Phengites (de 2 à 6% de paragonite) 41 à 43 m.a.
 - Paragonite (10% de phengite) 73 m.a.

- Vanoise - Schistes lustrés

Calcschiste à lawsonite - Phengite (8% paragonite) 62 m.a.
 Schiste à chloritoïde " (7% paragonite) 67 m.a.
 Calcschiste à grenat " 39 m.a.
 Calcschiste " $Si^4=3.55$ (anal. BOCQUET) . . . 49 m.a.
 Roche basique " $Si^4=3.33$ " " . . . 92 m.a.

- Couverture et socles Vanoise

Micaschiste " $Si = 3.38$ 40 m.a.
 Micaschiste " $Si = 3.35$ (- âge Rb-Sr 35 m.a.)
 " " " " 44 m.a.
 " " " " (- âge Rb-Sr 36 m.a.)
 Micaschiste " $Si = 3.33$ 40 m.a.
 Gneiss " 62 m.a.

Ces résultats me semblent importants dans la mesure où ils montrent un étalement d'une valeur de 40 à 90 m.a.

D'autre part, les analyses des phengites existent dans certains cas. Ce sont des analyses par voie humide et il n'est malheureusement pas possible de savoir s'il s'agit de phases pures d'un seul type phengitique. Un des échantillons montrant une substitution élevée il est fort probable qu'il ne s'agit pas d'un mélange ou bien faiblement contaminé.

Il est, en tout cas, très vraisemblable que dans les phengites $Si = 3.35$ le risque de contamination est élevé. Ces valeurs sont en effet rares bien qu'elles soient parfois associées en Vanoise à des valeurs de substitution plus fortes.

Dans ces résultats il est intéressant de remarquer que l'on a affaire à plusieurs types de milieux caractéristiques.

a) Une roche basique avec une phengite $Si = 3.30$. C'est le gabbro de Villarodin qui contient la lawsonite, la zoisite et l'amphibole bleue. Nous avons vu que dans ces roches la faible teneur en potassium de la roche limitait très vite la substitution phengitique. Tout le potassium disponible rentrant alors dans la phengite et une faible partie dans l'amphibole bleue. Il s'agit alors de réactions d'hydratation à forte pression et dans ce cas l'héritage d'argon radiogénique est très probable. La phengite ainsi cristallisée est stable même si la pression diminue. Les pertes d'argon ne seront possibles que dans le cas de rétro-morphose poussée. L'âge obtenu est donc sans doute trop élevé.

b) Des roches à lawsonite. Nous manquons de données analytiques sur les phengites datées. Mais comme nous l'avons vu précédemment avec la lawsonite, on rencontre le plus souvent (dans le Queyras d'où viennent les échantillons) des phengites avec $Si = 3.4$. Ce milieu très alumineux est également défavorable à la substitution phengitique. Tout le potassium de la roche va donc rentrer dans la phengite. Ceci implique une redistribution du potassium présent auparavant dans l'illite, sans pouvoir exclure un héritage d'argon radiogénique associé à cette phase. Là encore l'âge risque d'être trop élevé. D'autre part nous l'avons vu, des rétro-morphoses micacées affectent les lawsonites, et peuvent donc apporter une contamination. Dans le cas présent nous atteignons la limite hydratation-déshydratation dans la roche : perte d'eau dans l'illite, gain de H_2O pour former la lawsonite. Le bilan est délicat à cerner, mais au cours de sa croissance la lawsonite emprisonne de petites inclusions fluides aqueuses sans libelle mobile. Il y a donc un excès d'eau dans le milieu qui a peut-être pu s'ouvrir. Dans ce cas précis le dégazage de l'argon aurait été facilité.

c) Les micaschistes nous indiquent des âges identiques. Mais on peut remarquer que la méthode Rb/Sr fournit des âges plus récents. Les auteurs de ces travaux admettent dans ces tranches d'âges la possibilité de piégeage d'argon hérité. Ceci se remarque dans les rapports Ar^{40}/Ar^{36} et K^{40}/Ar^{36} . Les pentes des isochrones 50 et 35 m.a. indiquent un rapport initial Ar^{40}/Ar^{36} supérieur à 295.

Il ressort donc de ces travaux que chaque âge doit être discuté en détail. La présence de plusieurs phases phengitiques doit être décelée et

l'évolution de la répartition du potassium doit être étudiée en détail. Si possible le rapport Ar^{40}/Ar^{36} des minéraux non potassiques doit être déterminé afin de contrôler l'héritage d'argon. La méthode est donc bien délicate.

D'autre part lorsqu'on examine les réactions de formations des principaux silicates du métamorphisme alpin, on remarque qu'il s'agit le plus souvent de réactions d'hydratation ou de couples hydratation - déshydratation avec diminution du volume. Ceci va avoir des conséquences importantes sur le dégazage de l'argon radiogénique qui se fera mal. La notion de température critique n'intervenant pas de façon très importante dans la mesure où un équilibre s'établira très vite (par diffusion) entre le minéral et le fluide prisonnier.

En règle générale le risque d'âges apparents plus anciens que les âges réels est important. On peut alors remarquer que la plupart des cristallisations de phengite semblent débiter à l'Eocène jusque dans l'Oligocène. Ces âges peuvent recouvrir une ou plusieurs générations de phengites de types différents.

2) Datations dans les secteurs peu métamorphiques des Alpes occidentales.

Un certain nombre de datations ont été effectuées sur les fractions fines ($< 2\mu$) de plusieurs niveaux sédimentaires répartis dans le domaine dauphinois et briançonnais. BONHOMME - PINAULT - SALIOT. Il s'agit surtout du Rhétien bien reconnaissable jusque dans les unités dites prépiémontaises (Gondran), et de quelques terres noires.

L'échantillonnage du Rhétien a été fait depuis les Corbières. Il montre tout d'abord un phénomène d'équilibrage isotopique vers 155 m.a. L'examen de l'ordonnée à l'origine de l'isochrone montre des valeurs de Ar^{40}/Ar^{36} voisines du rapport initial atmosphérique. Il y a donc là un réel phénomène de diagenèse qui affecte cet étage de façon précoce.

Dans le cas des terres noires un âge de 163 m.a. a été trouvé, mais des valeurs supérieures (jusqu'à 230 m.a.) ont également été rencontrées. L'ordonnée à l'origine du rapport Ar^{40}/Ar^{36} est de 655 pour les âges de 163 m.a. Il y a donc très nettement un héritage d'argon radiogénique dû à la fraction illitique des argiles détritiques. Dans cette région la kaolinite est abon-

dante alors qu'elle disparaît dès que l'influence alpine se fait sentir.

Ces deux formations sont ensuite étudiées lorsqu'on se rapproche des régions ayant subi une influence tectonique ou métamorphique alpine. On voit alors les âges décroître progressivement jusqu'à une valeur de 37 m.a. Il y a donc progressivement un rajeunissement par homogénéisation isotopique.

Mais comme nous l'avons vu précédemment, il est vraisemblable que dans ces roches l'équilibre minéralogique n'est pas atteint. Des illites coexistent encore avec des micas néoformés. Les âges obtenus sont donc surtout des âges intermédiaires dûs au déséquilibre minéralogique. Mais il est important de constater que la perte d'argon radiogénique est notable.

Dans ce secteur la pression n'a pas été considérable, due à la seule surcharge des nappes. La transformation d'illite en phengite se traduit donc surtout par l'exsudation des cations divalents en site octaédrique et perte de H_2O . Elle implique une réelle recristallisation à l'équilibre avec le feldspath potassique. Une partie de l'eau émise doit permettre aux ions divalents (Fe, Mg) de réagir avec la kaolinite pour former la chlorite, une autre partie de l'eau peut migrer.

Deux échantillons du Rhétien proviennent également de la région de Sestrières, dans la formation du Gondran. J'ai étudié les micas des échantillons datés. Dans un cas on est en présence de phengites d'un seul type avec $Si = 3.50$, dans l'autre cas l'échantillon présente des pseudomorphoses de lawsonite et une phengite de foliation avec $Si = 3.52$ et une phengite dans les pseudomorphoses avec $Si = 3.31$. Dans le premier échantillon l'âge obtenu est de 47 m.a. Cet âge peut être l'âge réel du minéral. Il est peu probable dans cet échantillon qu'une forte perte d'argon radiogénique se soit produite, il n'est pas schistosé et l'on se trouve dans une région où la température n'a pas atteint des valeurs supérieures à $350^\circ C$. On ne peut que suspecter la présence d'argon hérité comme on l'a fait dans les cas précédents pour les minéraux formés à haute pression. Malheureusement nous manquons de données sur le rapport Ar^{40}/Ar^{36} des minéraux non potassiques.

Dans la suite de ce travail nous espérons pouvoir obtenir par décrépitation des inclusions des carbonates des informations sur le rapport Ar^{40}/Ar^{36} des fluides.

L'autre échantillon donne donc un âge mixte. Si l'on considère que l'âge précédent est légèrement trop vieux, ceci implique que la formation des phengites $Si = 3.30$ se situe après l'Oligocène.

Tous les micas des roches carbonatées présentent donc une tendance nette à se situer autour de l'Oligocène. Et c'est malheureusement dans cette tranche d'âge que nous avons besoin de plus de précision. On ne peut discuter la réalité de l'abondance des âges éoalpins et alpins, mais il serait essentiel de savoir si les cristallisations sont limitées à deux seuls paroxysmes. Je considère que des âges nombreux sur les micas pourraient aussi être rapportés à l'Eocène.

Comme on le voit, la méthode est bien délicate à utiliser, mais elle apporte aussi des renseignements sur le comportement des isotopes au cours du métamorphisme. Il faudrait obtenir des renseignements sur les fluides associés aux minéraux et s'intéresser également aux minéraux des fentes lesquelles représentent un milieu de plus grande mobilité du fluide. Le couplage avec d'autres méthodes serait bien sûr fructueux.

3) Radiolarites et roches basiques

Les radiolarites représentent un milieu très particulier pour les phengites. La substitution y est souvent élevée et la phengite donne rarement des produits de rétro-morphose étant souvent emballée dans le quartz.

Des radiolarites du Gondran ont donné des âges compris entre 49 et 70 m.a. D'autre part dans un échantillon prélevé dans le conglomérat oligocène de Barrême, j'ai analysé une phengite avec $Si = 3.61$. Le rapport initial Ar^{40}/Ar^{36} de plusieurs échantillons de fractions fines est de 281. Il n'y a donc pas de présence d'argon radiogénique hérité. Ces cristallisations phengitiques sont donc à rattacher à une phase éoalpine.

Un certain nombre de roches basiques accompagnant les radiolarites sont présentes dans les conglomérats de Barrême. P.C. de GRACIANSKY, M. LEMOINE, P. SALIOT (1971). Leur étude montre que tous les minéraux du métamorphisme de haute pression s'y trouvent (lawsonite, jadéite, glaucophane, éclogites). L'âge sur les roches totales obtenu est proche de 35 à 40 m.a. Dans certains échantillons on note la présence d'une rétro-morphose des minéraux de haute pression. Dans le cas de ces roches il est vraisemblable que l'excès d'argon n'est pas en cause, elles ont subi jusqu'à la surface, du fait de la tectonique, une chute de pression. On peut également incriminer la contamination de ces échantillons par des fluides superficiels ou de diagenèse dans le cas des échantillons poreux. Mais ceci ne peut être valable pour tous les échantillons puisque les radiolarites y ont échappé.

Si l'on considère l'âge du conglomérat Rupélien à 28 ou 30 m.a. et l'âge des échantillons, ceci ne laisse que peu de temps entre la fermeture radiogénique des échantillons et leur dépôt. Mais il est vraisemblable que cette fermeture radiogénique s'est faite à proximité de la surface si l'on en juge par la très faible rétro-morphose affectant certains échantillons datés à 35 m.a.

Tous ces faits nous apportent des arguments pour penser que des unités piémontaises, affectées d'un métamorphisme à haute pression, s'avançaient vers l'Ouest à une période voisine de l'Eocène, en position structurale élevée.

Pour ce qui est de la cristallisation des phengites on peut noter que les phengites très substituées donnent des âges qui s'étalent du Crétacé à l'Oligocène dans la région étudiée. Cet étalement peut être le fait du comportement inégal des systèmes pour ce qui est de la rétention de l'argon radiogénique ou bien une réalité.

Vers les zones occidentales peu métamorphiques on ne dispose pas encore de données suffisantes. Dans les massifs cristallins externes on rencontre des muscovites dans les fentes qui donnent des âges mio-pliocène. Cet âge recoupe la datation du métamorphisme à prehnite - pumpellyite affectant les grès du Taveyannaz après la mise en place et le plissement des Préalpes.

Peut-on réellement définir des phases. Bien souvent plusieurs minéraux dans une roche pourront s'être développés avec des écarts notables dans le temps. Des convergences de faciès minéralogiques pourront recouvrir des cristallisations largement espacées dans le temps et rapprochées mécaniquement. En fait, l'important c'est le début et la fin du phénomène, on ne peut espérer actuellement une précision susceptible de distinguer avec finesse les écarts des cristallisations peu espacées dans le temps. Il serait préférable de dater par convergence de méthodes des zones reconnues pour représenter un gradient métamorphique bien défini.

CHAPITRE VII

LES FLUIDES DANS LE METAMORPHISME DE HAUTE PRESSION BASSE TEMPERATURE

La nature des fluides associés aux transformations métamorphiques a toujours suscité un grand intérêt aux yeux des pétrographes. Leur comportement au cours d'une phase métamorphique a souvent fait l'objet d'hypothèses variées tendant à montrer que ces fluides ont ou n'ont pas circulé librement dans les roches. Les moyens d'accéder à la connaissance de la nature des fluides à l'équilibre avec les silicates étudiés, et de vérifier s'il s'agit bien de fluides connus, sont souvent limités.

Le développement de l'étude des fluides inclus dans les cavités des cristaux a permis une première et importante approche dans ce sens. Je me suis souvent associé avec les spécialistes de cette technique d'étude intéressés aux problèmes alpins. Je pense qu'il est intéressant, bien que cette partie de mon travail ne soit pas issue d'analyses et de mesures personnelles, de regrouper un certain nombre de données sur les inclusions fluides des cristaux alpins.

I. INFORMATIONS OBTENUES PAR L'ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES DES CRISTAUX

A. LES RESULTATS DES OBSERVATIONS ET DES MESURES MICROTHERMOMETRIQUES.

Dans plusieurs parties des Alpes françaises, des travaux régionaux ont été effectués par divers auteurs.

1) Dans le Massif du Mont Blanc.

Les premières études effectuées sont dues à G. DEICHA (1949), qui mit en évidence la présence de CO_2 et de sels dans certaines inclusions.

Par la suite, B. POTY (1967) entreprend une étude détaillée des inclusions du quartz dans le massif du Mont Blanc et dans le filon de la Gardette au Nord du Massif du Pelvoux.

Dans ce travail, un certain nombre de faits sont dégagés avec précision :

- l'association de certains fluides caractéristiques à certaines paragenèses minérales.
- une tentative de thermométrie et barométrie des inclusions en utilisant l'intersection d'un gradient géothermique supposé et les isochores des inclusions fluides.

Le problème de l'origine et du comportement des fluides est également abordé surtout pour le CO_2 .

Pour B. POTY, les inclusions fluides du filon de la Gardette indiqueraient en utilisant un gradient géothermique de $50^\circ\text{C}/\text{km}$ des conditions de formation proches de 330°C et 1700 bars.

Dans le massif du Mont Blanc, la présence de fluides plus denses, conduit l'auteur à utiliser un gradient de $35^\circ\text{C}/\text{km}$, ce qui permet d'estimer les conditions de formation à 450°C et 3300 bars.

Les inclusions sont le plus souvent sous saturées en NaCl (de 2 à 11 moles %).

Les teneurs en CO_2 sont variables, certains échantillons peuvent contenir des teneurs élevées et l'on peut rencontrer des solutions inhomogènes dans leur rapport $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$. B. POTY explique ce phénomène par une baisse de pression amenant l'ébullition du mélange CO_2 et H_2O , susceptibles d'être piégés séparément dans des inclusions.

Les fortes teneurs en CO_2 semblent restreintes à certaines grandes fractures profondes et l'auteur aborde le problème de la mobilité différente de CO_2 et H_2O dont le rôle doit être déterminant dans les équilibres pétrographiques.

2) Dans le Massif de la Vanoise.

Un certain nombre de travaux ont été entrepris avec J-C. TOURAY.

Les albites du Roc Tourné étudiées par J. YAJIMA, J-C. TOURAY, J. IYAMA (1967) présentent des inclusions contenant des cubes de halite. En faisant l'hypothèse que ces cubes de halite ne sont pas piégés à l'état solide et que la solution n'était pas sursaturée lors de son piégeage, les auteurs proposent des conditions de formation de 300°C et 1500 bars. La forte salinité des inclusions fluides est attribuée à la présence des évaporites proches.

Par la suite, C. SABOURAUD-ROSSET et J-C. TOURAY (1970) entreprennent l'étude des inclusions fluides des quartz englobés dans les évaporites (cargneules et anhydrites). Ce sont là encore des inclusions triphasées présentant des cubes de halite. Les températures d'homogénéisation des inclusions indiquent clairement que les cristaux de quartz se sont formés à des températures supérieures à 200°C . Souvent ces inclusions présentent une bulle gazeuse très petite; dans quelques cas cette bulle est absente. Il s'agit souvent de fluides denses. Les auteurs indiquent que la solution pourrait avoir été saturée au moment de son piégeage sans qu'il soit possible de l'affirmer, des étranglements dans les inclusions pouvant conduire à l'impression d'inclusions de halite solide.

En appliquant à ces observations et ces mesures le même type de raisonnement que dans le cas des albites du Roc Tourné, on obtient des valeurs de pression et température s'étalant de 250°C et 1800 bars à 300°C et 2500 bars environ.

C'est cet ensemble d'observations qui a permis le travail de C. GRAPPIN (1977) sur les fluides des inclusions du quartz de la région de Bramans au Sud de la Vanoise. Ce travail comporte un certain nombre d'études microthermométriques et des analyses de fluides inclus par activation neutronique.

Les résultats des analyses thermooptiques des inclusions fluides des quartz, P. SALIOT, C. GRAPPIN, N. GUILHAUMOU, J-C. TOURAY (1977), confirment et précisent ce qui avait été observé par les auteurs précédents.

Un des cas est extrêmement intéressant, il s'agit en effet de quartz associé à des cristaux de jadéite dans une fente. La jadéite subit un processus de phengitisation où le mica est une phengite avec $S_i = 3.39$.

Pour la plupart des inclusions à trois phases, on obtient un écart relativement important entre la température de disparition de la bulle gazeuse et celle de disparition du cube de halite. D'après J-C. TOURAY (1970) la température de disparition de la halite est celle de formation de l'inclusion. La différence entre T_s (température de disparition de la halite) et T_b (température de disparition de la bulle gazeuse) peut être utilisée, lorsqu'elle n'est pas très importante, comme correction de pression J-C. TOURAY, F. TONA (1974). L'évolution du système entre T_s et T_b peut être considérée comme isochore. Mais lorsque cette différence est importante, il faut alors considérer que la dissolution de la halite s'effectue avec une contraction de volume. L'estimation de la variation du volume du système étant délicate, surtout dans un système ne contenant pas seulement Na^+ , Cl^- , H_2O , l'utilisation de cette méthode donnera des valeurs approximatives de la correction de la pression.

Pour beaucoup d'échantillons, on obtient des valeurs de l'ordre de 225°C et 1000 bars.

Dans le cas de l'échantillon contenant la jadéite, on remarque un grand étalement des valeurs de T_s . On peut alors se demander si cet étalement n'est pas dû à l'imprécision de la valeur de T_s en raison de la variation du volume des solides. On peut également s'interroger sur l'homogénéité des solutions piégées, et, bien que l'on n'ait pas observé d'inclusion solide de halite dans cet échantillon, on pourrait supposer que l'on ait affaire dans certaines inclusions à des solutions sursaturées en NaCl.

En outre, il est également possible de considérer que cet étalement représente une variation des conditions de température et pression au cours du piégeage d'une solution saturée en NaCl. En effet, les valeurs de

Tb sont également étalées dans cet échantillon. Si l'on considère les valeurs minimales de l'écart $T_s - T_b$ on obtient des valeurs de l'ordre de 200°C et 1000 bars. Si l'on considère les valeurs maximales on obtient alors 350°C et 3000 bars environ. Si l'on considère que les phengites ne nous donnent qu'une valeur minimale du rapport P/T° , la substitution étant limitée par le manque de phase potassique, on s'aperçoit que les valeurs de température et de pression obtenues par les inclusions fluides sont faibles pour expliquer la présence de phengites à $Si > 3.40$.

Il faut alors considérer que la capture des fluides est légèrement postérieure à la formation des micas ou que les inclusions fluides ne nous donnent que des valeurs minimales de la pression et de la température si l'on considère l'écart des valeurs de T_s et T_b . Il est en effet difficile d'admettre que les quartz se soient formés après les muscovites alors que ces mêmes quartz sont en contact avec la jadéite sans déséquilibre apparent à d'autres endroits.

3) Les inclusions fluides dans les minéraux du métamorphisme.

Je me suis intéressé souvent aux inclusions fluides associées aux minéraux caractéristiques des hautes pressions, essentiellement la jadéite et la lawsonite. C'est dans ce premier minéral que j'ai rencontré le plus grand nombre d'inclusions. Ce sont toujours des inclusions de très petite taille sans bulle gazeuse. L'étude microthermométrique est presque toujours impossible à cause de la taille des inclusions et du manque de limpidité de la jadéite. Mais ces fluides étaient présents lors de la cristallisation de la jadéite. Or jusqu'à présent aucune synthèse de jadéite n'a pu être effectuée en présence d'eau pure, la présence d'un autre constituant étant nécessaire afin de diminuer l'activité de H_2O A. WEISBROD (communication orale).

Les caractères des inclusions fluides des lawsonites sont très souvent les mêmes que pour la jadéite et l'on se heurte aux mêmes difficultés d'étude.

Ainsi les études thermo-optiques sur les inclusions fluides, permettent d'approcher les conditions de formation de certains minéraux des fentes et des roches. Il reste toutefois une certaine imprécision que l'on peut tenter d'éliminer en utilisant des repères thermométriques ou barométriques afin de fixer les deux paramètres ensemble.

B. ETUDES MICROTHERMOMETRIQUES DES INCLUSIONS FLUIDES ASSOCIEES
A UNE AUTRE METHODE THERMOBAROMETRIQUE.

1) Le dosage des fluides inclus par lessivage.

Cette méthode repose sur le dosage des fluides, en considérant que ces fluides étaient tamponnés par la présence de solides à l'équilibre. Elle a été utilisée pour la première fois par B. POTY, H. STALDER, A. WEISBROD (1976) dans le cas de l'équilibre : orthose + Na^+ \rightleftharpoons albite + K^+ . Moyennant certaines précautions, ces auteurs considèrent que le rapport $k = m_{\text{KCl}} / m_{\text{NaCl}}$ dans la solution en équilibre avec deux feldspaths dépend essentiellement de la température. Le rôle de la pression sur k a été estimé négligeable, ce qui a été confirmé par les travaux expérimentaux de M. LAGACHE et A. WEISBROD (1977) dans un domaine de pression supérieur à 1 kb. L'une des conditions importantes est le fait que l'albite soit sous la forme structurale de haute température. Les restrictions apportées à l'utilisation de la méthode semblent la limiter à l'étude des transformations à relativement faible pression. Quant à l'état structural de l'albite, il est bien difficile de préciser si cette condition était remplie lors de la capture des fluides.

L'étude des cristaux de quartz des massifs cristallins externes des Alpes, par lessivage et dosage des fluides inclus, a conduit aux résultats suivants :

Pelvoux	335°C	1,7 kb
M ^t Blanc	410°C	2,8 kb
Aar Nord	400°C	2,8 kb

Ces chiffres confirment en fait ce qui avait été proposé par B. POTY dans ses estimations antérieures, pour le Pelvoux et le Mont Blanc.

Si l'on compare ces valeurs à celles de B. VELDE pour la substitution phengitique, on remarque qu'il s'agit de phengites avec $\text{Si} = 3.2$, comme celles que l'on rencontre dans les zones les plus occidentales du domaine étudié.

Les gradients géothermiques de l'ordre de 40°C/km proposés par B. POTY (1967) sont donc vraisemblablement responsables du métamorphisme à prehnite-pumpellyite affectant les massifs cristallins externes et leur couverture.

Cette technique d'analyse a été appliquée aux inclusions fluides des fentes à lawsonite du Guil P. JOLY, B. POTY, P. SALIOT (en préparation). Les premiers résultats obtenus indiquent une température de $300 \pm 25^\circ\text{C}$. D'après l'intersection entre l'isochore de la solution et la température, on peut obtenir une pression de 4 200 bars pour la formation des inclusions. J'ai déjà évoqué la bonne concordance entre la substitution des phengites dans l'anticlinal du Guil ($\text{Si} = 3.5$) et ces valeurs. Le gradient géothermique serait alors de 20 à $25^\circ\text{C}/\text{km}$. Ce gradient est compatible avec la présence de lawsonite dans une zone relativement réduite.

2) Le dosage des fluides inclus par activation neutronique.

C'est à C. SABOURAUD (1974) que l'on doit les premiers travaux de dosage des rapports Cl/Br dans les inclusions fluides des évaporites. C. GRAPPIN (1977) a ensuite appliqué cette technique aux quartz inclus dans les évaporites de Vanoise. De nombreuses mesures effectuées sur les quartz ont montré que les solutions piégées avaient des rapports Cl/Br s'étalant entre 100 et 900. Ceci est interprété comme la dilution progressive de solutions diagénétiques à forte teneur en Br par des solutions riches en Cl. L'origine du Cl est à rechercher dans la mise en solution des chlorures présents lors de la déshydratation du gypse. Ces faits sont importants dans la mesure où ils nous apportent la preuve que la déshydratation du gypse s'est effectuée dans un milieu relativement fermé, les fluides qui en sont issus ayant conservés dans les conditions de développement des minéraux du métamorphisme.

D'autre part, C. GRAPPIN a également obtenu des valeurs des rapports Na/Br, K/Br et Na/Cl, K/Cl, dans les fluides inclus. L'examen des rapports Cl/Br, Na/Br indique un enrichissement en Na suivi d'une perte au cours de la dilution du brome. A l'inverse, les rapports Cl/Br, K/Br indiquent un enrichissement en potassium. Bien que l'auteur émette des doutes sur la précision des dosages de potassium, le phénomène est intéressant. Le rapport atomique moyen de K/Na dans les solutions pauvres en Br ($\text{Cl}/\text{Br} < 500$) est de 0.027, il est de 0.033 dans les solutions plus riches en Br ($\text{Cl}/\text{Br} > 500$). Les valeurs maximales du rapport K/Na peuvent atteindre 0.083, cette valeur est très proche du rapport molaire $m_{\text{KCl}} / m_{\text{NaCl}}$

calculé par M. LAGACHE et A. WEISBROD (1977) pour une température de 300°C. Toutes les autres valeurs sont plus faibles et indiqueraient alors des températures plus faibles, dans la mesure où tous ces fluides sont tamponnés par 2 feldspaths.

Mais il faut signaler que l'on ne se trouve pas dans les conditions de l'équilibre. Le plus souvent seule l'albite est en présence d'un mica. Les valeurs du rapport K/Na dans la solution sont donc différentes, la teneur en potassium y est plus faible, à moins que cet équilibre ne soit dû à une plus forte concentration en ions H^+ . Dans ce cas, la température la plus forte rencontrée en considérant l'équilibre entre les deux feldspaths est une température trop faible pour un fluide à l'équilibre entre l'albite et la phengite.

Les valeurs de température et de pression maximales obtenues d'après l'étude thermooptique des inclusions sont de 350°C pour 3000 bars.

Il y a donc malgré les données dont nous disposons dans cette région une fourchette d'incertitude non négligeable. La température a pu s'étaler entre 250 et 350°C. Si l'on considère la substitution phengitique maximale dans les évaporites ($Si = 3.5$), selon que l'on considère ces valeurs extrêmes de température, la pression a pu varier de 4 à 6 kb.

C. LA NATURE DES FLUIDES INCLUS DANS LES MINERAUX.

Si toutes les méthodes n'ont pas donné de renseignements thermobarométriques dont on puisse être rigoureusement sûr, elles apportent des renseignements précieux sur la nature des fluides présents dans les systèmes métamorphiques.

L'eau est toujours le constituant le plus abondant des inclusions.

Les seuls constituants susceptibles de devenir très abondants associés à l'eau sont le CO_2 , le chlore et les alcalins, éventuellement le calcium.

Dans l'étude analytique des solutions incluses, B. POTY, H.A. STALLER, A. WEISBROD, ont mis en évidence un certain nombre d'ions : K, Na, Mg, Ca, Cl, SO_4 .

Dans le milieu évaporitique le Brome a été mis en évidence par C. GRAPPIN.

On sait que dans les fluides inclus, Si peut être un constituant non négligeable, A. WEISBROD, B. POTY (1975).

D'autres ions sont présents mais n'ont pas encore été dosés, bien que dans des cas particuliers, on remarque les traces de leur rôle minéralisateur : FeO , Fe_2O_3 , Li, F, B...

La concentration ou les rapports de certains éléments peuvent varier en réponse à des variations des conditions de température et de pression.

D'autre part, on peut considérer que certaines solutions possèdent des caractéristiques bien précises et peuvent être rapportées à un milieu originel ou un stade particulier des transformations.

L'étude des fluides inclus est donc un aspect indispensable d'une étude pétrographique. Je ne dispose pas d'un grand nombre de données personnelles, elles se résument le plus souvent à des observations et à quelques mesures microthermométriques. Mais des études détaillées dans certaines régions permettent de mieux poser le problème des fluides dans le métamorphisme alpin. Il semble que l'on puisse reconnaître plusieurs milieux où les fluides possèdent des caractères particuliers et une évolution remarquable.

1) Les fluides des socles.

Il s'agit le plus souvent de fluides peu salés (5 à 10% NaCl). Leur teneur en CO_2 est variable mais peut être forte. Un modèle de comportement pour ces fluides a été envisagé par B. POTY et B. POTY, H.A. STALDER et A. WEISBROD.

- Variation de la teneur en CO_2 : des fluides précoces sont légèrement enrichis en CO_2 par le métamorphisme des carbonates; la teneur en CO_2 croît ensuite avec l'ouverture des fissures et la baisse de température; enfin, dans un stade tardif, elle augmente à nouveau dans les fissures profondes par un phénomène de démixtion du mélange homogène $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$.

- Le rapport K/Na est directement lié à la variation de la température dans les milieux contenant les deux feldspaths. D'autre part, les auteurs signalent le rôle important de HCO_3^- dans les variations du rapport K/Na; cet ion peut en effet abaisser le rapport des alcalins; ce rapport peut également être modifié par la nature des anions présents dans la solution J.T. IIYAMA (1965).

- Le rapport Ca/Mg est directement lié à l'équilibre entre les carbonates. La présence de silicates calciques et magnésiens intervenant dans le rapport pour certains milieux.

Ces fluides sont considérés comme des fluides météoriques ou supergènes, infiltrés dans les roches où ils évoluent en fonction de l'histoire thermodynamique.

On peut envisager ce type d'évolution pour tous les fluides des différents socles alpins. En effet, l'érosion les a tous atteints à un moment donné de leur histoire ou même plusieurs fois. Il y a en général un processus d'hydratation des socles qui semble s'étaler le long de leur histoire métamorphique. Et il paraît difficile de faire venir l'eau de zones plus profondes dans ces socles.

On peut alors tenter de schématiser le mécanisme d'action des fluides :

a) Stade d'inhibition des socles avec percolation per descensum.

L'importance de ce stade dépend du degré de fracturation du socle. La nature des fluides dépend des milieux traversés : en effet tous ces socles ont été à un moment donné recouvert par du trias salifère et des carbonates, ce qui peut engendrer un apport de K, Na, Ca, Cl, CO_2 . Cet apport peut être très sensible à proximité des zones où les concentrations sont maximales.

b) Stade tectonique.

La plupart des socles sont soumis à des compressions ou des recouvrements tectoniques engendrant des cisaillements dans leur masse. La percolation est alors favorisée par la fracturation : la surface à l'équilibre avec les fluides est alors multipliée. La recharge fluide à partir de la surface est alors considérablement augmentée par la compaction des niveaux supérieurs, que ce soit "per descensum" ou par migration latérale.

Dans les deux stades précédents, la nature de la solution originelle est peu modifiée si la température est faible, ce que l'on peut supposer pour des socles érodés en surface et enfouis sous des sédiments autochtones peu épais. Néanmoins on pourrait attendre une première évolution diagenétique dans le sédiment, et hydrothermale dans le socle, lorsque les distensions affectent ces ensembles au Jurassique.

c) Stade métamorphique à température croissante.

Au cours de ce stade, le fluide piégé va s'équilibrer avec les solides et provoquer un certain nombre de transformations.

L'eau se fixe sur les réseaux silicatés anhydres (chloritisation par exemple). Ceci augmente la concentration de CO_2 et des autres ions.

La concentration en CO_2 et Cl tend donc à augmenter par perte d'eau. La température augmente d'autant plus vite dans le fluide que les réactions d'hydratation sont le plus souvent exothermiques. CO_2 et Cl vont donc contribuer à modifier l'activité de la solution par dissociation du mélange $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ et de HCl. Ceci augmente les vitesses des réactions métamorphiques et détermine les équilibres entre les tectosilicates et phyllosilicates alcalins.

C'est à ce stade que les réactions de carbonatation et de muscovitisation se déroulent.

d) Stade de dépression.

Les bâtis surchargés tectoniquement tendent alors à se soulever. Ceci peut se faire au cours d'une phase tectonique plicative ou cisailante. La diminution de la pression peut engendrer plusieurs modifications dans l'équilibre avec les fluides. La richesse du fluide en CO_2 à ce stade ne permet en général plus à l'orthose de subsister et l'on rencontre alors un milieu acide où la muscovite coexiste seule avec l'albite. Ce stade décrit par E. POTY dans le massif du Mont Blanc correspond à une évolution avancée. Dans les autres massifs anciens, il ne semble pas que ce stade soit marqué autrement que par des fissures tardives à muscovite et chlorite ou ankérite.

2) Les fluides sursalés.

Il s'agit surtout des fluides saturés ou sursaturés en NaCl. On les trouve dans les évaporites, les épontes des évaporites, et les filons dans les sédiments.

Ces fluides sont riches en Br, Cl, Na, K, C. GRAPPIN. On peut penser qu'ils contiennent également Mg en grande quantité et dans une plus faible proportion Ca.

La déshydratation du gypse met en solution des chlorures, essentiellement NaCl, ce qui provoque une dilution du Br.

Au cours de l'évolution, le rapport K/Na a tendance à augmenter. Dans quelques cas de faibles quantités de CO₂ sont présentes (1 mole %).

On pourrait presque attribuer à ces fluides une valeur stratigraphique tant la présence des saumures est liée aux évaporites. On peut considérer que les filons présentant des inclusions fluides de ce type sont dus à la migration des fluides des évaporites.

D'autre part, certains niveaux du trias carbonaté contenant des adulaires et des albites à inclusions saturées en chlorures, et séparés actuellement des évaporites par la tectonique, ont certainement été le siège de percolation par les solutions précoces.

Dans le cas de ces solutions, on a donc affaire à un fluide particulier dont l'essentiel des caractères est dû à la composition initiale, et à la libération d'eau du gypse en présence de chlorures.

Une hypothèse sur la composition initiale du fluide a été faite par C. GRAPPIN en considérant le rapport Cl/Br le plus faible rencontré dans les inclusions. Plus qu'à une solution en équilibre avec les chlorures en voie de précipitation, on peut assimiler les fluides rencontrés à ceux qui percolent certains niveaux des bassins évaporitiques actuels. La comparaison est faite avec les couches halitiques, gypseuses et des carbonates hypermagnésiens d'une Sebka d'après J-P. PERTHUISOT (1975). Ces solutions sont riches en Mg, K, Na, Br. Ces caractères géochimiques vont marquer les sédiments percolés et les épontes proches. L'évolution des solutions et leur rôle peut être schématiquement envisagé.

a) Stade de diagénèse.

Avant le développement du métamorphisme, certains niveaux seront marqués par la présence des solutions de diagénèse des évaporites. Il s'agit des niveaux dolomitisés où se fixent les phases potassiques. On rencontre ainsi des niveaux triasiques où se trouvent l'adulaire, le phlogopite, la phengite, la dolomite. Ce sont pratiquement les seuls niveaux où se forme le feldspath potassique. Ils présentent une analogie troublante de minéralogie avec les éléments de Cap Rock des diapirs étudiés avec V. PERTHUISOT (1976), les silicates magnésiens n'étant pas formés par réaction de carbonates magnésiens mais plutôt par équilibre avec des solutions hypermagnésiennes.

b) Stade de déshydratation du gypse.

A ce stade il est difficile de préciser si les recouvrements tectoniques sont seuls à l'origine de la déshydratation ou si une certaine augmentation de la température avait mis en route le phénomène. L'eau libérée va donc jouer un rôle de solvant. Mais la solution va s'enrichir en chlore et ce phénomène n'est possible que si des chlorures solides sont présents. C. GRAPPIN a constaté que lorsque Cl/Br augmente Na/Br augmente proportionnellement alors que K/Br reste constant. C'est donc que la halite était probablement le seul chlorure associé au gypse, ce qui est, dans une série saline, l'association dont la probabilité d'existence est la plus forte.

c) Stade métamorphique.

Il faut alors attendre que la température augmente pour que les néoformations du métamorphisme alpin aient lieu. La quantité importante de NaCl mis en solution crée un milieu où le rapport K/Na diminue. A un certain stade le sodium se fixe dans les silicates. Il est probable que c'est l'albite qui cristallise dans les milieux qui contiennent suffisamment d'aluminium. On peut en effet remarquer des croissances albitiques dans les carbonates, les albites néoformées englobent parfois des grains arrondis de carbonates et des micas. De telles solutions pourraient entraîner la dissolution et l'albitisation des feldspaths potassiques. Ce phénomène n'a pas été observé dans les roches étudiées mais pourrait expliquer certains processus d'albitisation des feldspaths potassiques dans les roches du permien. R. LEFEVRE, A. MICHARD (1965). C'est peut-être au cours de ce stade d'albitisation que

se développe la jadéite sur un réseau désordonné de feldspath potassique en voie de remplacement. J'ai observé, dans un des gisements de jadéite de la région de Bramans, des cubes de sel dans les inclusions du quartz au contact de la jadéite.

La fixation du sodium n'entraîne pas pour autant la dilution de la solution. Avec l'augmentation de la température on atteindra progressivement un équilibre entre l'albite et le mica. L'étude des fluides révèle une légère augmentation du rapport K/Na avec la dilution du brome. Mais comme il est vraisemblable que l'échantillonnage des solutions par les inclusions s'est déroulé au cours de l'évolution du système; le dosage global des fluides dans un cristal indique une valeur moyenne pour tous les rapports. Il est d'autre part peu vraisemblable que les fluides aient été parfaitement homogènes dans un tel milieu.

A ce stade le potassium peut alors participer à la formation de certains minéraux, la transformation de la jadéite en assemblage contenant l'albite et la phengite en est sans doute un exemple.

d) Stade de relaxation des fluides à pression décroissante.

Je ne dispose que de quelques observations sur ce mécanisme. Il faut d'ailleurs penser que les fluides n'ont pas attendu ce stade pour migrer à la faveur des fentes dues à la tectonique. C'est la signification que l'on pourrait donner aux injections de cargneules sécantes sur les foliations des schistes lustrés reposant sur les évaporites. Ces fluides peuvent alors provoquer des ravages dans les milieux pauvres en alcalins et riches en aluminium. L'acidité du milieu due à HCl et CO₂ augmente alors et permet le développement de paragonite B. GOFFE, P. SALIOT (1977). On peut se demander si de telles solutions ne sont pas capables de déplacer une certaine quantité d'Al permettant la formation des fentes albitiques tardives si abondantes dans ces régions. L'étude de ces phénomènes de fuite des fluides pourrait être menée à bien en étudiant les inclusions et leur rapport Br/Cl.

3) Les fluides associés aux sédiments.

On ne dispose que de quelques données sur ces fluides. L'étude de J. BARLIER (1974) met en évidence deux faits importants dans les inclusions du quartz des "terres noires" de la Drôme à l'Embrunais. On y rencontre des

hydrocarbures associés à des fluides aqueux dont la salinité peut atteindre 23 % équivalent NaCl. De tels fluides proches de ceux que l'on a décrit précédemment vont entraîner la formation de phases sodiques qui seront, en fonction de la teneur en Si et Al et de l'acidité du milieu, l'albite ou la paragonite. On ne dispose pas de données sur les rapports Na/K dans ces solutions, aussi est-il difficile de savoir si le feldspath potassique pourrait être stable dans ce milieu.

Mais il est important de considérer que si de tels fluides sont emprisonnés dans ces roches, après un recouvrement tectonique, ils peuvent déterminer l'évolution du milieu.

Dans la plupart des cas, ces fluides contribuent à former des silicates sodiques. On peut en effet constater que dans les régions plus métamorphiques, la salinité des fluides dans les calcschistes a tendance à décroître. On rencontre dans les roches l'albite et la phengite avec ou sans paragonite.

A faible température, en présence de graphite, la teneur en CO_2 du milieu ne pourra pas s'élever. Les fluides contiendront surtout CH_4 et H_2O Fig. 37. C'est à ce stade de très faible pression de CO_2 que peuvent se développer les silicates calciques : prehnite, lawsonite. Il faut néanmoins trouver une source de calcium qui peut provenir du remplacement de Ca par Fe Mg dans les carbonates avec l'augmentation de la température M.J. BICKLE, R. POWELL (1977). Une certaine quantité de Ca peut également être disponible dans la solution.

L'évolution ultérieure des assemblages minéraux formés va dépendre alors étroitement de la température, de la pression, de la teneur en CO_2 et du degré d'oxydation du système.

Il est curieux de constater que les inclusions fluides des calcschistes ne semblent pas contenir de CH_4 . Mais on ne dispose que de très rares observations tant dans les carbonates que dans les silicates associés. Un travail important reste à faire pour comprendre quelle est l'action des fluides dans ces milieux et comment ils règlent les équilibres entre les carbonates et les silicates.

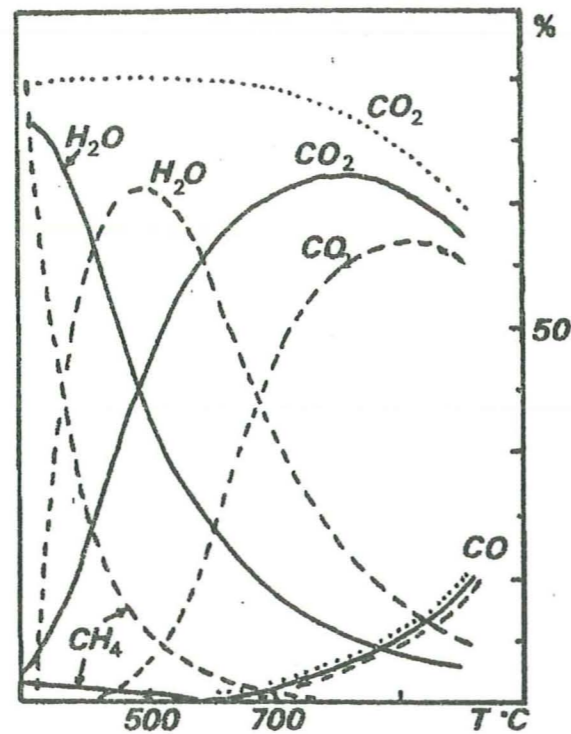


Fig. 37.- Composition d'un gaz C - O - H, en présence de graphite. EUGSTER et SKIPPEN (1967). Les courbes pointillées, pleines et en tirets, correspondent respectivement aux tampons HM, NNO, QFM.

Au cours de l'évolution des sédiments il est vraisemblable que la transformation des minéraux argileux en micas libère une certaine quantité d'eau.

Que deviennent ces fluides au cours du métamorphisme ? Dans l'état actuel des connaissances, on ne peut avancer d'hypothèses sérieuses. Il est vraisemblable que les phénomènes tectoniques leur permettent de migrer mais on ne saurait dire dans quelle proportion et dans quelle direction. Les feu-trages de paragonite fine dans la foliation des calcschistes fait penser que cette anisotropie structurale peut être empruntée par les fluides mais la migration des fluides y est peut-être différentielle.

II. LE ROLE DES FLUIDES A L'ECHELLE DE LA CHAINE

A. ROLE CHIMIQUE DES FLUIDES.

J'ai tenté de schématiser dans deux cas l'aspect évolutif du comportement du fluide. Mais ceci ne repose que sur des observations locales dans des milieux bien définis. Pourtant dans chaque cas nous avons vu que ces fluides peuvent opérer des transferts d'éléments dans tout un ensemble.

- CO₂ dans le massif du Mont Blanc
- Na dans le cas des évaporites.

Mais le rôle minéralisateur des fluides n'est pas anarchique. Il s'établit très vite un équilibre à température et pression données entre le fluide et les minéraux associés. La proportion des ions dans les solutions est donc pratiquement réglée par les conditions extérieures au système. La percolation lente des fluides ne jouera donc un rôle que sur la concentration des éléments entre différents milieux.

Dans le cas des évaporites, sources de Na, on remarque des effets aux épontes et dans les filons, ainsi qu'à leur voisinage. Les limites du phénomène sont difficiles à préciser lorsqu'il devient faible. Il y a donc des phénomènes métasomatiques localisés mais dont on peut mal juger l'extension.

Quelles sont alors les possibilités de phénomènes métasomatiques à l'échelle de toute la série métamorphique ? Les auteurs anciens avaient été frappés par l'abondance des minéraux sodiques dans le métamorphisme alpin. On avait alors invoqué un phénomène de métasomatose sodique. En fait ces caractères s'expliquent le plus souvent par la composition originelle des roches ou leur milieu de diagénèse.

On peut envisager plusieurs processus métasomatiques théoriques rendant compte de la migration d'un ou plusieurs éléments dans toute série.

Le cas le plus applicable au domaine étudié serait celui d'un phénomène de migration des fluides par infiltration. Le déplacement des fluides entraînerait un équilibre entre solides et fluides et la modification de la composition originelle du système.

1) Migration des alcalins.

Si nous considérons une série métamorphique où température et pression évoluent, dans les zones les plus chaudes de la série, le rapport K/Na , s'il est tamponné par des solides, sera différent de celui des zones plus froides. Une migration des fluides per ascensum devrait alors provoquer une fixation du potassium. Ce phénomène peut trouver deux moteurs principaux : d'une part la suppression des fluides dans les milieux en voie de fermeture, d'autre part le phénomène de convection des fluides par les pores. Pour que le phénomène soit notable il est nécessaire de considérer une série où la température varie de façon importante. Dans le métamorphisme de haute pression un tel phénomène est peu probable car les gradients de température sont peu marqués.

Toutefois, si l'on peut accélérer la migration des fluides, un certain déséquilibre peut apparaître entre les solides et les solutions. Il faut alors tenir compte du rôle des phénomènes tectoniques cisailants ou schistogènes susceptibles de créer une porosité importante dans les roches.

On peut également considérer l'aspect original du métamorphisme dans les zones étudiées. Le déplacement des unités structurales d'Est en

Ouest, crée sur les pays chevauchés une surcharge rapide accompagnée de phénomènes de plissement ou de cisaillement. La montée thermique responsable des néoformations minérales et des recristallisations est souvent postérieure. La disposition des isothermes dans la progression du phénomène est vraisemblablement oblique par rapport au plan de charriage. La migration des fluides peut s'effectuer latéralement depuis les plans de foliation et de cisaillement vers les zones schistosées. Des solutions plus riches en potassium peuvent donc migrer latéralement au cours de la montée thermique dans le bâti.

Dans l'esprit de cette hypothèse, il serait intéressant de considérer la variation des inclusions fluides le long d'une unité métamorphique.

2) Le déplacement des fluides au cours de la décharge du bâti.

J'ai déjà évoqué précédemment le rôle important pour certains auteurs de la chute de pression dans les fluides. Ce phénomène se traduit alors par la démixtion d'un fluide homogène pour donner des phases dont la concentration en certains éléments est différente de celle du fluide initial. Ce phénomène souligné par B. POTY (1967) pour le CO_2 a été invoqué pour la métasomatose potassique par apparition d'une phase vapeur M. LAGACHE, A. WEISBROD (1977).

De tels phénomènes sont tout à fait envisageables au cours des phases tardives où la tectonique schistogène peut provoquer une brusque dépression du fluide.

Bien des données font encore défaut pour comprendre avec précision dans quelle mesure les mouvements de matière jouent un rôle spécifique dans le métamorphisme de haute pression. On peut rapporter à l'action des fluides certains phénomènes métasomatiques évidents. Mais pour progresser, il convient d'avoir plus de renseignements sur les fluides et sur les systèmes dans lesquels ils peuvent agir.

L'abondance des phénomènes de muscovitisation des silicates peut faire penser à une migration quelconque du potassium, mais il faut examiner chaque phénomène en détail, car de simples variations des conditions métamorphiques peuvent conduire aux mêmes résultats dans un système fermé.

B. LE ROLE MECANIQUE DES FLUIDES.

Sur ce sujet, on dispose d'un certain nombre d'observations montrant que les fluides semblent avoir participé mécaniquement à la déformation des roches. Il y a essentiellement deux types de faits : les fissures alpines, les évaporites et surtout les cargneules.

1) Les fissures alpines.

J'ai rencontré dans les Alpes françaises des fentes contenant tous les minéraux typiques du métamorphisme de haute pression.

Les fentes à jadéite ne sont pas nombreuses, mais on les observe fréquemment dans les roches basiques du Queyras. Dans un cas j'ai rencontré une fente ouverte contenant des jadéites disposées en "peigne", le centre de la fissure étant occupé par la calcite et le quartz.

Les fentes à glaucophane sont abondantes dans le massif de Vanoise méridionale.

Les fentes à lawsonite du Guil sont sans doute le meilleur exemple de fissures remplies d'un minéral de haute pression.

Ces fentes sont le plus souvent des fissures mécaniques en équilibre pétrographique avec leur encaissant. Il est alors bien difficile de dire qu'elles sont dues à une suppression du fluide amenant une rupture dans les roches.

Dans le cas des fentes de l'anticlinal du Guil, on peut se demander, vu l'absence de lawsonite dans les roches encaissantes, s'il ne s'agit pas d'un fluide plus profond injecté vers la surface. Ce phénomène se serait sans doute déroulé à la faveur de fracturations affectant l'anticlinal du Guil. Les fluides profonds auraient alors contribué à élargir et prolonger ces fissures. On peut envisager un tel mécanisme tant que la pression dans le lieu de migration est suffisante pour que la lawsonite reste stable. C'est la température régnant dans les fluides qui permettrait à la lawsonite de cristalliser.

J-M. CARON (1977) imagine un fonctionnement en "clapet" des surfaces de schistosité par suppression locale des fluides. Les surfaces minéralisées imperméables seraient rompues par pulsations lorsque la dilatation des fluides par la chaleur serait suffisante pour provoquer la rupture.

Il est vraisemblable que la dilatation du fluide puisse provoquer une surpression modeste, mais on peut s'interroger sur l'ampleur des phénomènes de rupture dus à cette dernière. Le métamorphisme de haute pression ne provoque pas de phénomènes de déshydratation importants; souvent les réactions observées font appel à des processus d'hydratation. Quel est alors le volume de fluide restant susceptible de créer des fissures. Un tel mécanisme nécessite un rassemblement du fluide consécutif à une augmentation de la porosité des roches. Localement les fluides pourraient alors exercer une contrainte susceptible de créer des déformations observables dans les roches.

Il semble donc que la surpression des fluides ne joue qu'un rôle mécanique modeste assimilable à la lente migration que l'on a invoqué pour certains éléments chimiques associés aux fluides.

Par contre, il est probable que ces fluides ainsi emprisonnés dans les roches en modifient considérablement les propriétés mécaniques. Il est vraisemblable que l'action de la tectonique précède la migration des fluides. Le meilleur exemple en est la chute de pression entraînant la démigration des fluides dans les grands accidents comme cela a été proposé par B. POTY (1967) pour le massif du Mont Blanc.

2) Evaporites et cargneules.

Dans les évaporites on a pu mettre en évidence la présence de fluides assimilables aux saumures de diagenèse de ces évaporites. Le fait est extrêmement important car il révèle que ces évaporites ont joué le rôle de semelle de nappe sous la forme d'un mélange anhydrite + solution. La déshydratation du gypse entraîne un lessivage des chlorures en milieu fermé. Les fluides sursalés sont encore présents dans les fentes tardives affectant le bâti supérieur. Dans ces conditions, le déplacement des nappes devient extrêmement facile, il peut se faire sur "coussin d'eau".

Comment se fait ce piégeage des fluides lors de la déshydratation du gypse ? Le phénomène de déshydratation est facilité en présence de solutions salines, ce qui était le cas, A. JAUZEIN (1974). A pression atmosphérique et saturation en NaCl, la température de transformation est de 20°C.

Cette température augmente avec la pression mais on manque de données à haute pression. On peut envisager comme le propose J. GOGUEL (1969), qu'un déplacement faible mais rapide des unités tectoniques, puisse provoquer par frottement un échauffement suffisant pour permettre la transformation. Par dissolution de NaCl, les fluides formés restent saturés. Mais les frottements deviennent très faibles dès qu'une quantité suffisante de fluide est produite. La progression d'une unité tectonique peut donc se faire avec un mécanisme de friction à l'avant et de glissement à l'arrière.

On peut alors s'interroger sur l'équilibre des pressions dans un tel mécanisme. Si l'unité chevauchante est plus épaisse en arrière qu'en avant, ce qui est probable, la pression dans les fluides ne sera pas homogène le long du plan de chevauchement. Ceci devrait se traduire par une migration vers l'avant de la "bouillie saumâtre". Un tel phénomène devrait faciliter la déshydratation du gypse vers l'avant de la nappe et contribuer à créer un amoncellement des évaporites vers l'avant. Si l'on considère les masses d'évaporites des Alpes françaises, on peut constater en effet, que les plus importantes se situent à l'Ouest sous la nappe des schistes lustrés et les nappes briançonnaises S.L.

La migration latérale des fluides entraîne une variation du volume initial qui facilite la fragmentation des sédiments intercalés dans les évaporites A. JAUZEIN (1974). C'est probablement ce qui explique l'aspect bréchiqne des masses d'anhydrite. Il n'est pas rare d'y rencontrer des pseudo strates, parfois replissées par la suite, et qui sont en réalité dues à l'éclatement et l'étirement d'un fragment de dolomie dont on retrouve de petits grains alignés.

Le départ des fluides est vraisemblablement étagé dans le temps à la faveur d'anisotropies créées par la tectonique. C'est le sens que l'on pourrait donner aux injections de cargneules. On peut observer parfois de grands accidents sécants sur la foliation des schistes lustrés remplis de cargneules. La digitation de l'Iseran est un exemple de ce type d'accident. Ces cargneules montrent le plus souvent dans une pâte calcaro-dolomitique fine, des fragments d'anhydrite et des blocs angulaires de roches métamorphiques, roches basiques, calcschistes.

Il s'agit là d'injections bréchiques issues de masses évaporitiques plastiques. Ces injections peuvent être provoquées par la tectonique compressive tardive. Dans certains cas, on passe progressivement d'un coussin anhydritique à des cargneules bréchiques. On peut se demander s'il ne s'agit pas du coussin vidé localement de ses fluides et fonctionnant en brèche tectonique.

Bien des observations sont encore à faire pour mieux comprendre le rôle mécanique joué par les évaporites dans la tectonique alpine au cours du temps. Cependant, il est clair que ce rôle devient fondamental si l'on considère que les fluides de déshydratation restent prisonniers dans leur niveau structural.

L'étude des fluides apporte des points d'interrogation nombreux, mais elle a fait faire des progrès considérables dans l'interprétation des phénomènes pétrographiques.

CHAPITRE VIII

LE MECANISME DE GENESE DU METAMORPHISME ALPIN

Au cours des pages précédentes, un certain nombre de faits sont apparus clairement. Bien souvent ces faits sont révélateurs du manque de précision que l'on peut attendre de l'étude des transformations métamorphiques dans les Alpes françaises, dans l'état actuel des travaux. Des projets et des vœux ont été faits pour l'avenir. Mais il est nécessaire à présent de regrouper les faits présentant le plus de certitude, et aussi ceux dont on doute, pour tenter après un bilan, de comprendre le phénomène qui donne naissance aux assemblages minéraux de haute pression. Des modèles généraux existent pour différentes chaînes, mais les différences spécifiques peuvent aider à préciser la nature exacte du phénomène.

I. LES OBSERVATIONS ET LES DONNEES DISPONIBLES DANS CETTE ETUDE

A. L' ETUDE ZONEOGRAPHIQUE.

Cette étude m'a conduit à plusieurs types de conclusions : le travail de reconstitution zonéographique se heurte à plusieurs difficultés. Les compositions des roches sont peu homogènes, les reliques sont abondantes, un certain nombre de réactions d'apparition ou de disparition minérale sont mal connues ou contrôlées par les fluides. Enfin, le faible gradient thermique oblige à travailler sur des séries composites dans des régions très vastes, qui exigeraient un échantillonnage plus dense.

Malgré ces difficultés, on peut remarquer des phénomènes qui frappent et devront être pris en considération.

1) la disparition des zones minérales grossières correspond à une variation ordonnée des conditions du métamorphisme de l'Ouest vers l'Est. Il ne s'agit donc pas d'un phénomène anarchique.

2) cette disposition recouvre des phénomènes métamorphiques parfois superposés (surimposition du métamorphisme à pumpellyite - prehnite sur la marge occidentale de la chaîne).

3) le gradient métamorphique varie dans une même phase du Sud au Nord de la chaîne (disparition en biseau de certaines zones).

4) certains contacts tectoniques correspondent à un regroupement de plusieurs zones ou isogrades qui sont séparés ailleurs. Ce phénomène peut faire penser à des discontinuités dans le métamorphisme dues à des translations tectoniques.

5) des unités tectoniques superposées ne s'expliquent pas obligatoirement par un même gradient métamorphique.

Il y a donc une disposition générale logique, qui doit résulter de la superposition de plusieurs phénomènes qui se traduisent parfois par des anomalies.

B. LA JADEITE : MINERAL CRITIQUE.

La répartition de la jadéite dans les Alpes françaises n'est pas quelconque. On la rencontre dans les roches feldspathiques et les évaporites au Nord alors qu'elle est présente dans les roches basiques et acides au Sud.

C'est un minéral précoce, englobant exceptionnellement d'autres minéraux. Il est alors extrêmement délicat de préciser si ce minéral est en équilibre avec les autres.

Une limite à la solution solide entre le diopside et la jadéite (probablement variable avec la température) peut faire apparaître une jadéite pure associée ou non au quartz.

La jadéite fait souvent son apparition dans des milieux soumis à des processus d'albitisation, spécialement dans les roches contenant le feldspath potassique.

Il est difficile de savoir quel était l'état structural du feldspath lors de la formation de la jadéite.

Si dans certains cas la jadéite semble avoir été en association avec une albite de basse température, on peut douter de la stabilité de la jadéite par rapport à ce minéral dans d'autres cas. L'emploi de ce minéral à des fins barométriques est alors très délicat dans les Alpes françaises.

Les phénomènes de phengitisation de la jadéite montrent que ce dernier minéral reste métastable dans des conditions de rétro-morphose où des phengites sont stables.

C. LES PHENGITES.

Ces minéraux largement répartis dans toutes les roches semblent apporter des indications importantes à propos du métamorphisme. L'analyse des phengites révèle souvent la présence de deux stades de formation différents.

La substitution phengitique se produit à l'équilibre avec une phase potassique et ferromagnésienne. Elle concerne essentiellement Si, Al, Mg. Le défaut de potassium ou de magnésium, limitent cette solution solide. Il semble que Si soit présent en quantité suffisante, même dans les milieux peu siliceux, pour permettre les substitutions les plus fortes. A l'équilibre avec un minéral magnésien et le feldspath potassique, une substitution phengitique donnée correspond à une courbe univariante. Certaines de ces courbes étudiées expérimentalement par B. VELDE permettent d'estimer les conditions de formation des micas.

Sur un ensemble de roches, on peut constater plusieurs faits concernant les phengites dans une région donnée.

- 1) les zonations sont extrêmement rares dans les phengites.
- 2) les valeurs maximales enregistrées dans la situation de l'équilibre sont souvent très proches sur une verticale donnée.

3) on peut associer facilement certains types de phengites à certaines associations minéralogiques critiques.

- phengite Si = 3.2 zéolites et prehnite-pumpellyite
- phengite Si = 3.3-3.4 lawsonite albite
- phengite Si > 3.5 tous les minéraux de haute pression.

Je considère que les phengites indiquent un gradient de température et pression et qu'elles en sont caractéristiques quelque soit la température atteinte dans les régions étudiées.

Si l'on accepte cette conclusion, on doit admettre que certains ensembles structuraux présentent latéralement des variations de gradient géothermique. C'est le cas de la nappe des schistes lustrés, vraisemblablement constituée d'unités différentes, depuis le massif du Grand Paradis jusqu'à la klippe du mont Jovet. Ceci semble confirmé par les associations minéralogiques des roches basiques.

Lorsque deux types de phengites sont présentes, les phengites issues de la rétro-morphose des premières seront le plus souvent dans les conditions de l'équilibre. Elles indiqueront alors un rapport de température et pression proche de celui qui a été atteint dans les roches.

On peut alors constater que dans la plupart des secteurs étudiés, des phengites de rétro-morphose sont très homogènes. Ces phengites correspondent à un gradient proche du gradient géothermique normal ou légèrement supérieur (type zéolites ou prehnite-pumpellyite).

D. DATATION EFFECTUEES SUR LES MINERAUX.

D'après les données des différents auteurs, les âges obtenus par la méthode K/Ar pour les phengites s'étalent entre le Crétacé supérieur et l'Oligocène. La méthode fait souvent apparaître, spécialement lorsque le degré de métamorphisme est faible, des suppressions locales d'argon radio-génique hérité. Il semble que la plupart des âges soient à rajeunir dans des proportions qui sont sans doute éminemment variables. Le caractère de haute pression, la mauvaise circulation des fluides, expliquent ce dégazage défectueux de l'argon.

D'autres méthodes de datation confirment ces phénomènes. En attendant des âges plus nombreux par d'autres méthodes, les données actuelles permettent de dégager des tendances.

Les âges s'étalent entre le Crétacé supérieur et le Miocène, avec des regroupements au Crétacé (phase éoalpine) et à l'Oligocène (phase alpine). Un choix de méthodes et de régions différent permettrait sans doute de diluer ces regroupements.

Dès l'Oligocène, des molasses des Alpes françaises contiennent déjà en galets les roches métamorphiques basiques du domaine piémontais. L'érosion atteint des éclogites aussi bien que des basaltes faiblement métamorphiques.

E. LE ROLE DES FLUIDES.

D'après quelques observations personnelles, des études en collaboration et des travaux originaux sur les inclusions fluides, on peut se faire une idée du rôle des fluides dans le métamorphisme alpin.

Les fluides sont peu mobiles dans les premiers stades du métamorphisme. Les réactions d'hydratation sont nombreuses et lors de l'augmentation de la température, les réactions de déshydratation sont souvent incomplètes.

Certaines concentrations d'éléments associés aux fluides peuvent conduire à des phénomènes métasomatiques locaux. Il n'est pas exclu que la lente percolation des fluides puisse provoquer au cours de l'évolution du métamorphisme, des phénomènes métasomatiques légers mais généralisés (cas du potassium).

La tectonique joue un rôle déterminant en créant un milieu poreux. Dans le cas de phases tectoniques à pression décroissante, le comportement des fluides peut être fort différent : des phénomènes de démixtion du fluide en plusieurs phases où les concentrations des éléments sont différentes peuvent conduire à des transformations métasomatiques localisées. C'est le cas du mélange $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.

Dans le milieu évaporitique, c'est le mélange anhydrite + saumure + gypse + carbonates qui constitue la semelle fluide des nappes. Cette semelle fluide reste présente jusqu'à un stade avancé du métamorphisme. Des minéraux de haute pression y sont présents.

Tous ces faits ont été examinés précédemment. Pour certains, on dispose d'arguments solides, pour d'autres, de fortes présomptions. Dans certains cas on dispose de résultats analytiques donnant des valeurs utilisables, dans d'autres cas on ne peut considérer que des valeurs limites. On possède donc un certain nombre de pièces d'un puzzle que l'on peut tenter d'assembler de différentes façons. Un certain nombre de schémas tectono-métamorphiques ont été faits pour les Alpes occidentales. Il convient de les examiner afin de se rendre compte si les faits mis en évidence dans ce travail peuvent concorder avec l'un ou l'autre de ces schémas.

II. LES DIFFERENTS SCHEMAS TECTONO METAMORPHIQUES POUR LES ALPES OCCIDENTALES

Les modèles concernant les Alpes occidentales sont nombreux. Il est difficile de tenir compte de tous ceux qui existent; un certain nombre présentent des points communs, aussi je n'exposerai succinctement que ceux qui présentent des particularités.

A. LA VANOISE : UN GEOSYNCLINAL DE NAPPES.

Pour F. ELLENBERGER (1963), considérant la paléogéographie de la région de Vanoise (jusqu'à l'Oligocène), le métamorphisme alpin est dû à l'arrivée des grandes unités géosynclinales sur un domaine géanticlinal.

- 1ère phase : flux tangentiel comblant le géosynclinal de nappes. Arrivée de la masse des schistes lustrés sur un coussinet de gypse et plus haut des unités austro-alpines (Dent Blanche). Le massif du Grand Paradis est écaillé vers l'Ouest. Pas de métamorphisme. Départ des nappes préalpines.

- 2ème phase : montée des isogrades. Serrage dans les domaines profonds. Au-dessus : plis isoclinaux, emboutissements sous les superstructures compétentes, reflux vers l'arrière et injections évaporitiques vers l'arrière. Début de l'érosion à l'arrière de l'édifice créant un appel au vide.

- 3ème phase : soulèvement et arrêt du métamorphisme. Effondrements insubriens. Rejeux post métamorphiques d'accidents tangentiels.

Le modèle est simple et tient compte des faits géologiques observés en Vanoise. L'idée est intéressante car elle rend compte d'une surcharge due aux nappes suivie d'une montée thermique.

D'après le schéma de F. ELLENBERGER (1963), la surcharge varie de 5 à 10 km de nappes sur la Vanoise et 10 à 15 km sur le massif du Grand Paradis.

Le phénomène se produit à l'Oligocène pour rendre compte des séries sédimentaires éocènes de Vanoise.

La distribution des zones de métamorphisme dessinées par F. ELLENBERGER est sécante sur l'empilement de l'édifice de nappes.

Discussion.

Ce modèle a été critiqué par plusieurs auteurs, DAL PIAZ (1974 b), BOCQUET et HUNZIKER (1974), BOCQUET (1974), DESMONS (BOCQUET) (1977). C'est J. DESMONS qui résume les principales critiques :

- 1) la structure de nappe datée de l'Oligocène est plus récente que les âges radiométriques éoalpins (Crétacé supérieur) obtenus sur les minéraux de haute pression.
- 2) les zones les plus profondes de la nappe ne contiennent pas de minéraux indiquant des hautes pressions alors que les niveaux les plus élevés contiennent des éclogites (zone Sesia Lanzo).
- 3) il n'y a pas trace dans les roches détritiques d'une unité suffisamment épaisse pour produire le métamorphisme de haute pression.

4) l'érosion de l'empilement ne pourrait être assez rapide pour préserver les associations minérales de haute pression avant qu'elles ne soient remplacées par des associations de faciès schistes verts.

Je ne vais pas entreprendre la critique des critiques, mais il faut signaler que des minéraux de haute pression sont présents à la base de l'empilement, que des galets de métabasites sont abondants dès l'Oligocène dans les molasses.

Je rejoins parfaitement la critique n° 4. Une montée thermique statique correspondrait à l'effacement de toutes traces de métamorphisme de haute pression. Il semble donc que le modèle thermodynamique ne soit pas acceptable alors que le modèle tectonique recouvre une réalité encore visible dont nous devons tenir compte.

B. MODELES CONSIDERANT LA TECTONIQUE DES PLAQUES.

Depuis F. ELLENBERGER la plupart des modèles tectoniques, intégrant ou non le métamorphisme, considèrent la tectonique des plaques comme moteur essentiel du mécanisme.

1) W.G. ERNST (1971, 1973), considérant la disposition des zones métamorphiques dans les Alpes occidentales, propose un plan de subduction unique générateur des différentes zones. Cette interprétation ne tenant compte ni des structures tectoniques ni du polyphasage reconnu est rapidement abandonnée.

2) G.V. DAL PIAZ et al (1972) proposent alors un modèle qui rend compte de la plupart des faits connus alors :

- Crétacé supérieur : subduction sous la plaque continentale insubrique de l'essentiel du bassin liguro-piémontais. Remontée oblique des matériaux subductés, phase métamorphique éoalpine avec schistosité.

- Eocène : rééquilibrage géothermique conduisant à la formation d'associations de faciès schistes verts. Phase tectonique qui plisse et redresse les structures.

- Oligocène : les événements tectono-métamorphiques sont terminés par le volcanisme syéno-monzonitique et andésitique.

Mais ce modèle ne tient pas compte de la migration des phénomènes tectoniques vers l'Ouest ainsi que de la présence de minéraux de haute pression dans les Alpes françaises.

3) J. BOCQUET (1974) tente alors d'intégrer toutes ces données dans un même schéma. Deux hypothèses sont considérées suivant que l'on attribue un âge éoalpin ou alpin aux minéraux de haute pression du socle briançonnais.

1^{er} cas) Crétacé. Subduction du briançonnais, des massifs penniques, de la zone Zermatt-Saas et de la zone Sesia. Ce qui existait de la couverture briançonnaise, la zone du Combin, la zone houillère, reste à des niveaux superficiels. Les différences de degré métamorphique entre les zones subductées sont expliquées par un enfouissement variable.

Les paragénèses de haute pression s'altèrent au cours de la remontée. Les pressions se relâchent, on peut atteindre le stade où chlorite et albite sont stables.

Eocène. Ecoulement gravitaire des calcschistes de la zone du Combin (mêlés d'ophiolites) sur la zone briançonnaise. Génération d'amphiboles bleues dans la couverture briançonnaise et peut-être aussi dans la zone piémontaise.

Sous un gradient géothermique "normal", on atteint partout le faciès des schistes verts. La constance des âges radiométriques indique que ce phénomène agit partout en même temps.

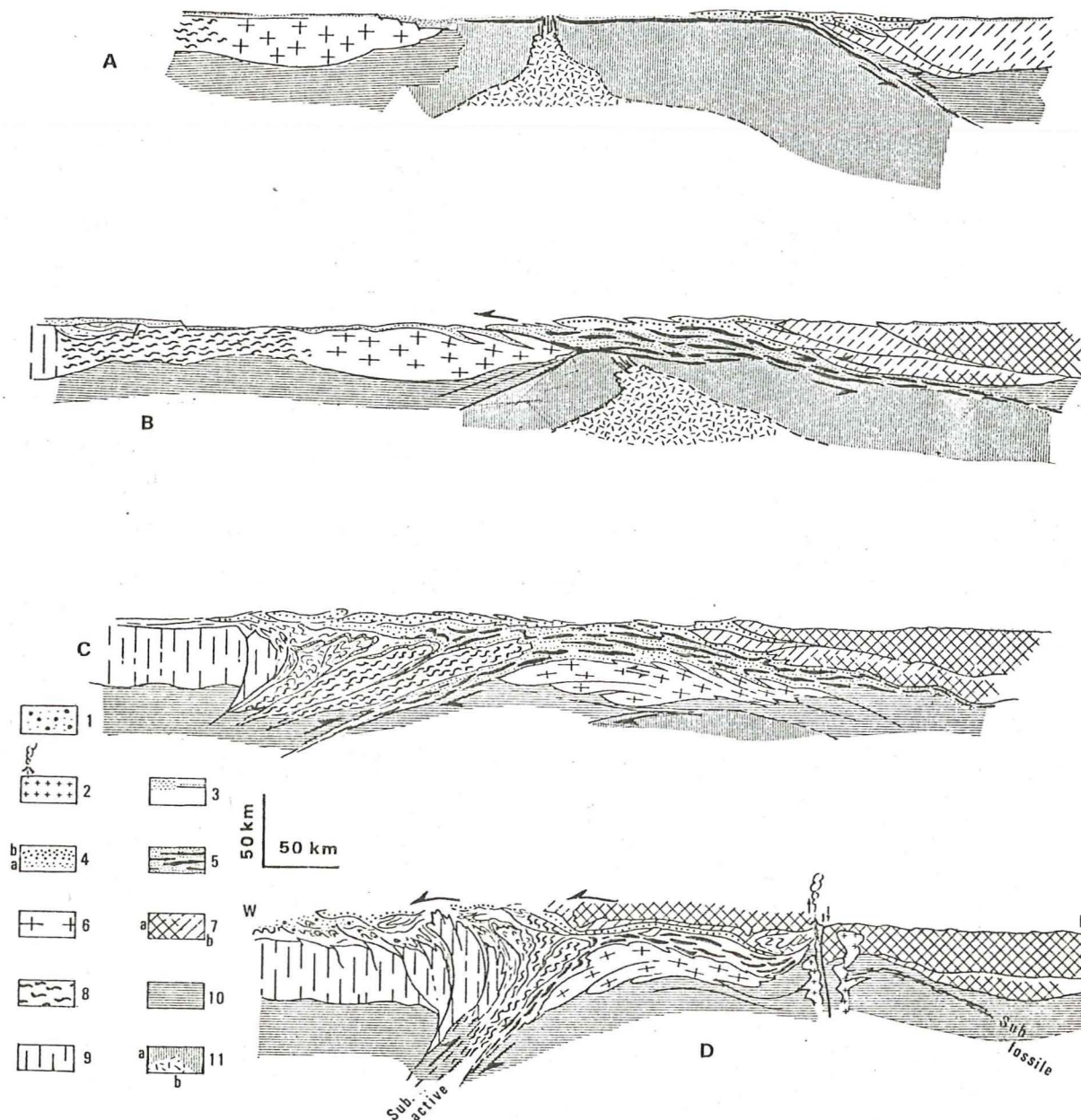
Oligo - Miocène. Recristallisations et altérations. Les métaophiolites sont alors soumises à l'érosion. Mise en place des flyschs externes et développement du métamorphisme à prehnite-pumpellyite.

2^{ème} cas) La présence de minéraux de haute pression d'âge Eocène - Oligocène dans le socle briançonnais conduit à envisager une zone de subduction supplémentaire plus à l'Ouest que la première. D'après J. DESMONS (J. BOCQUET) (1977), cette hypothèse est plus satisfaisante en regard des faits stratigraphiques, mais aucun argument, même géophysique, ne conduit à envisager pourquoi et à quel endroit se produit cette deuxième subduction.

Fig. 38- Modèle d'évolution des Alpes occidentales. A : stade Crétacé inférieur (?). B = stade Crétacé supérieur. C : stade medio-Eocène. D : stade Oligocène inférieur.

En cartouche :

1. molasse oligocène. 2. intrusions alpines et volcanisme andésitique (29-31 Ma). 3. couverture mésozoïque de plate-forme indifférenciée. 4 a : mésozoïque austro-alpin. 4 b : flyschs du Crétacé supérieur-Paléocène. 5. schistes lustrés piémontais et ophiolites. 6. massifs cristallins du Grand Paradis - Mont Rose - Dora-Maira (marge interne de la plaque paléo-européenne). 7. marge externe de la plaque sud-alpine : a. faciès granulite; b. orthogneiss granitiques. 8. zone du Grand Saint Bernard (portion à croûte amincie de la plaque paléo-européenne). 9. plaque paléo-européenne peu déformée. 10. manteau continental. 11. asthénosphère et dorsale (Jurassique ?).



Discussion.

Le schéma proposé par J. BOCQUET (1974, 1977) tient mieux compte des réalités métamorphiques dans les Alpes françaises. Il repose en grande partie sur la précision des datations radiométriques effectuées. La présence d'une sédimentation Eocène sur le domaine Briançonnais, est alors considérée ou bien escamotée, en supposant aux sédiments une patrie inconnue nécessairement plus interne que le Briançonnais classique, ce qui déplace le problème sans le résoudre.

A partir de l'Eocène, l'écoulement des unités supérieures vers l'Ouest de la chaîne est capable de provoquer la cristallisation d'amphiboles bleues dans la couverture Briançonnaise. J. BOCQUET accepte donc bien un métamorphisme associé à la mise en place des nappes. Seule la présence de jadéite dans les socles Briançonnais poserait alors un problème sérieux.

Il est évident que la précarité d'un tel modèle est due au nombre de données chronologiques dont on dispose en l'élaborant.

D'autre part, la tectonique des plaques fournit un bon mécanisme de base pour la production de métamorphisme de haute pression, mais qui doit être adapté à chaque situation.

Enfin, la multiplication des phénomènes de subduction conduit à s'écarter peu à peu du modèle de départ, pour se diriger vers la tectonique classique des grandes nappes de cisaillement ou d'écoulement.

4) R. CABY, J-R. KIENAST, P. SALIOT (1976) (sous presse) considérant la variété des contacts tectoniques majeurs, les discontinuités dans la répartition du métamorphisme, proposent alors un modèle qui met en oeuvre des phénomènes de subduction et de cisaillement Fig. 38.

Stade 1. Subduction du domaine océanique piémontais sous la plaque Sud-alpine. A la surface se poursuit une sédimentation du Crétacé supérieur qui enregistre l'arrivée d'olistolites.

Stade 2. Subduction de la marge de la plaque européenne sous le matériel océanique. Recouvrement de terrains éocènes et métamorphisme de haute pression (post médio éocène).

Stade 3. Migration vers l'Ouest et renversement du plongement des nouvelles subductions. Les socles penniques sont en effet amincis par les phénomènes de distension liasique. Sous la surcharge des unités piémontaises, pro parte océaniques, des lambeaux de socle sont enfouis sous des portions plus occidentales du socle épais. Le métamorphisme de haute pression se développe dans les socles briançonnais.

Stade 4. Blocage des subductions à pendage occidental. Translations post métamorphiques, mise en place des unités austro-alpines.

Stades terminaux. L'essentiel se déroule dans les zones occidentales où l'Oligocène est plissé. Tectonique de compression et de glissement. Surrection dans les zones orientales.

Discussion.

Ce schéma est différent du précédent car il attribue le développement du métamorphisme dans les socles briançonnais internes et externes, à la translation du matériel piémontais après l'Eocène et à un phénomène d'enfouissement des socles amincis sous une marge européenne plus épaisse. Ces deux mécanismes se succèdent. On retrouve là la notion d'encapuchonnement des socles de Vanoise sous la zone houillère décrit par F. ELLENBERGER.

La progression des phénomènes tectono-métamorphiques vers l'Ouest de la chaîne au cours du temps, coïncide mieux avec les observations tectoniques.

Toutefois, le mécanisme de subduction à pendage occidental présente un inconvénient majeur. Il emprisonne des masses de socles entre deux plans de pendage inverse. Les conditions de haute pression et basse température, facilement réalisées, deviennent alors difficiles à conserver même en imaginant une surrection rapide.

D'autre part, un tel mécanisme pour expliquer les fréquentes discontinuités métamorphiques entre le Briançonnais externe et interne, doit faire appel à des phénomènes de distension importants. Il faut en effet faire remonter des matériaux métamorphiques subductés au contact d'une zone occidentale peu métamorphique.

5) J-M. CARON (1977) envisage des modalités légèrement différentes dans les premiers stades orogéniques.

Tout d'abord une mise en place superficielle et sans métamorphisme des unités océaniques ophiolitiques.

Une phase de serrage avec métamorphisme et plissement se situant au Crétacé supérieur.

Le chevauchement de l'ensemble plissé sur la marge interne du Briançonnais.

Le plissement de toutes les unités accompagné d'un métamorphisme de haute pression.

Pour J-M. CARON, le mécanisme de subduction n'est pas une explication susceptible de rendre compte de tous les phénomènes métamorphiques de haute pression et spécialement des plus tardifs. Il envisage un rôle possible de facteurs structuraux (nappe étanche de roches basiques conduisant à des surpressions fluides) ou chimiques.

On dispose donc maintenant de modèles nombreux présentant tous des points communs et insistant sur des aspects différents. Chaque modèle met en valeur des caractères particuliers dus à des observations tectoniques, pétrographiques, chronologiques. De nouvelles observations, une interprétation différente des faits, conduiront alors à une variante du modèle de départ qui perdra peu à peu ses qualités de modèle.

Mon travail ne me permet pas de rendre compte d'une transversale complète de la chaîne. Je préfère donc subdiviser la région étudiée en secteurs présentant des caractères métamorphiques ou tectoniques différents pour en dégager un mécanisme particulier.

III. LES PRINCIPAUX SECTEURS METAMORPHIQUES DES ALPES FRANCAISES :
CONDITIONS DE FORMATION

J'ai toujours considéré dans le déroulement de ce travail, qu'il fallait partir des phénomènes géologiques connus pour aller vers ceux qui nous posent encore des problèmes. Cette démarche m'a conduit à étudier les zones tectoniques et métamorphiques, successivement depuis les régions subalpines vers les régions plus internes.

A. LE DOMAINE DAUPHINOIS ET HELVETIQUE ET LE METAMORPHISME
 D'ENFOUISSEMENT.

Ce domaine est celui des massifs cristallins externes, de leur couverture et des nappes d'origine interne qui les ont recouvertes.

1) Caractères pétrographiques.

Divers auteurs ont souligné l'augmentation de la cristallinité de l'illite à l'approche des massifs cristallins. Dans les roches basiques des socles, dans les grauwakes de la couverture, dans les granites, on rencontre l'association de la pumpellyite et de la prehnite. La biotite verte et le stilpnomélane sont connus dans le Mont Blanc.

Des fentes abondantes marquent les roches, elles contiennent souvent la prehnite ou les zéolites. Elles drainent les fluides dont la teneur en CO_2 augmente brusquement lors de la remontée des bâtis.

Dans les couvertures : les grès du Champsaur montrent la succession des faciès laumontite - chlorite et prehnite - pumpellyite. Le rôle des socles dans la convection thermique paraît important.

Dans les marnes jurassiques après une diagenèse peu marquée, les minéraux argileux réagissent. L'illite tend à former des assemblages à phengite $\text{Si} = 3.2$ + chlorite (ou vermiculite).

Les phengites peu substituées sont pratiquement les seules connues dans toutes les roches de cette zone. Quelques phengites $\text{Si} = 3.35$ sont connues sur le revers oriental du Pelvoux.

L'équilibre est rarement atteint dans les roches les reliques sont très abondantes. Dans les socles, le métamorphisme est directement lié à la densité des fractures. Les fluides sont essentiellement des solutions aqueuses parfois très salines et riches en hydrocarbures.

2) Chronologie.

Les phénomènes tectoniques commencent à la fin de l'Oligocène. Les transformations dues à l'augmentation de la température sont vraisemblablement plus tardives.

- Muscovite du Mont Blanc 14 mA
- Biotite 18 à 36 mA

En fait, ces phénomènes s'étalent sans doute depuis la fin de l'Oligocène à la fin du Miocène.

3) Caractère thermo-dynamique.

On dispose dans ce domaine de quelques chiffres sur lesquels on peut reconstituer les conditions de température et pression.

- Inclusions fluides.

- Socles B. POTY et al, Pelvoux	335°C	1700 bars
M ^t Blanc	400°C	2400 bars
	420°C	3200 bars

- Couverture J. BARLIER, Sud du Pelvoux.

Terres noires : température de 200°C à
260°C d'Ouest en Est.

Pression de 400 à 1000 bars.

- Phengites. Si nous considérons les températures dans la couverture (200 à 260°C) les phengites Si = 3.2 indiquent des pressions de 500 à 1000 bars environ.

Pour les socles, les mêmes phengites indiquent pour 335°C une pression de 1800 bars et 2600 bars pour 400°C.

- Pumpellyite et prehnite. Ces deux minéraux disparaissent au profit de l'actinote et de la zoïsite aux environs de 350°C.

La convergence entre la plupart de ces données est bonne, mais elle montre un étalement du gradient géothermique très intéressant :

- Couverture 70°C/km
- Socle Pelvoux 53°C/km
- Socle Mont Blanc 35°C/km

Tout se présente comme si le gradient s'affaiblissait au fur et à mesure que la profondeur augmente. D'autre part, tous ces gradients sont supérieurs au gradient normal. Il est évident que ces quelques chiffres ne sont qu'une indication, car ils peuvent très bien représenter des stades différents d'une même évolution thermique, mais ils peuvent également représenter un stade de culmination qui serait caractéristique de ce métamorphisme.

4) Aspect théorique de ce type de métamorphisme.

On peut, sur la base des faits géologiques, imaginer un modèle de fonctionnement thermique dans cette zone. Je prendrai le cas du massif du Pelvoux.

- Stade 1. Le socle est recouvert de sédiments après avoir été localement dénudé. Le gradient géothermique est sans doute normal.

- Stade 2. La nappe du flysch à helminthoïdes s'avance à sa bordure, poussant sous elle des écaillés parautochtones et allochtones. La pression est de l'ordre de 1000 bars (3 à 4000 m de recouvrement). Ceci amène une variation du gradient géothermique qui tend à s'abaisser par apport de matériel froid.

- Stade 3. Tectonisation de l'édifice formé par plissement et fracturation. La convection des fluides peut alors commencer dans le socle.

- Stade 4. Effet de socle hydrothermal. Les réactions d'hydratation, les failles profondes, permettent à des fluides chauds de percoler

vers le haut. Au contact de la couverture, l'augmentation de la température peut être important. Le socle est rapidement réchauffé, mais les échanges thermiques par les fluides avec l'extérieur sont importants. Dans la couverture marneuse, la porosité est faible, elle est forte dans les grès, et les transformations se limiteront à une zone chaude. Dans certains endroits le gradient géothermique doit alors être fort. Un équilibre thermique peut être atteint rapidement dans le socle si les échanges avec l'extérieur ne se font plus par percolation.

- Stade 5. Surrection et début de l'érosion.

Ce phénomène tectonique a plusieurs conséquences. Tout d'abord des fissures nouvelles vont permettre aux fluides de migrer. D'autre part, l'ablation de matériaux va entretenir un gradient géothermique relativement fort. Les échanges avec les bordures des massifs peuvent encore se faire.

Le mécanisme évoqué ici met en jeu un enfouissement tectonique, une phase de fracturation étalée depuis les stades précoces jusqu'à un paroxysme, une phase de réchauffement par percolation fluide dans les socles. La surrection de l'ensemble entretient un gradient légèrement plus fort que la normale, qui se traduit dans les couvertures par un effet de socle hydrothermal. A partir d'un gradient géothermique normal on peut obtenir dans ce cas des gradients forts responsables des paragénèses du faciès à zéolites et prehnite pumpellyite.

B. LE DOMAINE BRIANCONNAIS EXTERNE ET LES PREMIERS MINERAUX DE HAUTE PRESSION.

Ce domaine est celui de l'accumulation des nappes briançonnaises conservant à leur sommet des lambeaux d'unités plus internes (flysch à helminthoïdes, schistes lustrés). La lawsonite y fait son apparition, quelques amphiboles bleues sporadiques sont présentes. Le socle visible dans ce domaine est constitué par des terrains carbonifères. La structure finale est celle de "l'éventail briançonnais", avec ses déversements vers l'Ouest au bord de la zone subbriançonnaise et vers l'Est au contact avec la zone piémontaise.

1) Caractères tectoniques.

Le domaine briançonnais a une histoire tectonique complexe, qui commence précocement au Lias par une phase d'extension. Au modèle géantici-nal, on doit substituer la notion de plateforme subsidente où s'installe progressivement un régime pélagique profond (M. BOURBON et al 1973). Ce stade est sans doute déterminant dans la mesure où il va contribuer à amincir la croûte continentale de façon vraisemblablement irrégulière. La tectonique tangentielle ultérieure va utiliser les zones de faiblesse ainsi créées. La sédimentation chaotique se poursuit jusqu'à l'Eocène moyen. Les nappes briançonnaises se superposent alors (les plus orientales étant les plus élevées dans l'édifice). Elles supportent des écailles et des lambeaux des unités plus orientales encore : zone d'Acceglio, flysch à helminthoïdes, schistes lustrés. L'ensemble est alors plissé et soulevé, la structure de l'éventail briançonnais se forme à ce stade avec des rétrocharriages de la zone briançonnaise sur la zone piémontaise ou le briançonnais plus interne.

2) Caractères pétrographiques.

Les minéraux symptomatiques du métamorphisme de haute pression sont rares, on les rencontre surtout dans les sills basiques de la zone houillère. L'association la plus fréquente comporte : lawsonite + chlorite + albite. Le métamorphisme à prehnite et pumpellyite se superpose à ces premières associations lorsqu'on est proche de socles thermiquement actifs.

Dans les sédiments, la recristallisation des fractions argileuses est le plus souvent complète. Phengite et chlorite sont associées et la montmorillonite ou la vermiculite peuvent être présentes.

Les phengites ont une composition comprise entre $Si = 3.3$ et $Si = 3.5$. On peut rencontrer dans un même échantillon deux types de phengites, l'une d'entre elles peut être une phengite à $Si = 3.2$ et correspondre à une rétro-morphose.

Au bord de la zone briançonnaise, vers l'Ouest, on rencontre des phengites relativement substituées à $Si = 3.3$. Le passage entre le domaine étudié précédemment et le briançonnais semble montrer des caractères intermédiaires.

Les phengites très substituées sont présentes dans les lambeaux de flysch à helminthoïdes, dans les écaillés de la zone d'Acceglio.

Dans certains cas, les nappes supérieures viennent directement en contact avec le carbonifère (Mont Jovet), les phengites sont alors peu substituées et la lawsonite est absente.

Dans les sédiments alumineux, la magnésio-carpholite est présente avec le chloritoïde, le diaspore, la pyrophyllite. Localement la lawsonite est présente dans l'association B. GOFFE (communication orale).

3) Chronologie.

Les phénomènes tectoniques commencent dans cette région à l'Eocène supérieur. Les phénomènes thermiques peuvent alors se dérouler à partir de cette période. Les données radiométriques font défaut dans ce domaine. Les quelques âges obtenus sur des fractions fines des sédiments sont plus anciens que l'Eocène moyen.

On ne peut que supposer un âge Oligocène pour les néoformations minérales et spécialement les micas.

4) Caractère thermodynamique.

Une des seules données chiffrée obtenue dans ce domaine concerne les fentes à lawsonite du Guil. La température est de 300°C et la pression de 4 200 bars. La corrélation avec une phengite $Si = 3.5$ pour cette température est excellente.

Si l'on se place à la marge du domaine dauphinois, des températures de 270°C ont été rencontrées (J. BARLIER). Dans ce cas des phengites $Si = 3.3$ indiqueraient une pression proche de 2 200 bars.

Les données sont insuffisantes mais elles permettent de considérer des limites pour le gradient géothermique local. Ce gradient serait respectivement de 20°C/km et 33°C/km pour les deux valeurs choisies. Le recouvrement maximum serait alors de 15 km.

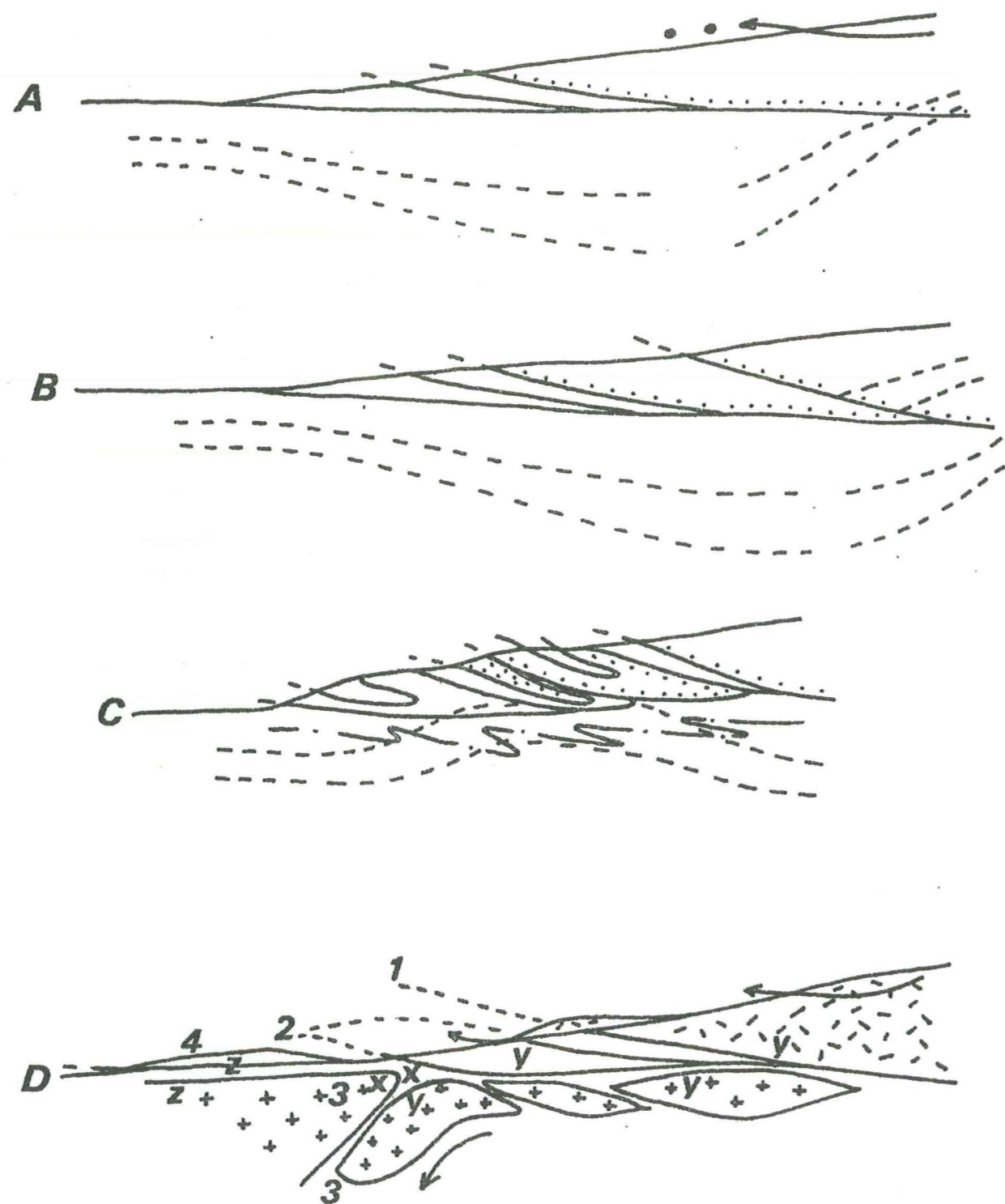


Fig. 39.

- A. Schéma de disposition des isothermes lors de la progression d'un "coin glissant".
- B. Evolution du mécanisme par écaillage.
- C. Réajustement thermique lors du blocage temporaire du coin et plissement généralisé. L'ensemble peut alors être écaillé à nouveau.
- D. Schéma global comprenant différents stades à évolution.
1. Obduction de masses océaniques
 2. Ecaillage et translations au front et au-dessous de 1
 3. Accumulation frontale des masses sédimentaires transportées
 4. Glissement des unités superficielles et arrêt de celles-ci
- V. Haute pression typique
 X. Intermédiaire de haute pression
 Z. Basse pression

La subduction des socles vers l'Ouest entraîne le rapprochement de types métamorphiques différents.

Fig.39

5) Aspect théorique de ce métamorphisme.

Dans le cas que nous avons examiné précédemment, l'enfouissement structural était définitif, seule l'érosion pouvait alors agir. Sans le rôle des socles, le gradient géothermique aurait dû s'affaiblir dans un premier temps, puis sous l'effet de l'érosion, augmenter à nouveau pour retourner à des valeurs proches d'un gradient normal.

Dans le cas du Briançonnais externe, il faut tenir compte du fait que l'édifice de nappes se constitue peu à peu par écaillage, et qu'il se déleste par glissement superficiel de ses superstructures et surrection. Comment imaginer le mécanisme générateur des conditions métamorphiques ? On peut tenter étape par étape de considérer un déroulement possible des faits.

1er stade. Empilement de l'édifice de nappes. Dans la plupart des cas, ces nappes Briançonnaises sont constituées de séries sédimentaires décollées à un niveau plastique. Le mécanisme est sans doute celui du glissement de feuillets les uns sur les autres. Ce mécanisme peut constituer un empilement qui ne peut être considérable. Les 15 km de surcharge nécessaires dans le fond des gorges du Guil, ne peuvent être dus à un tel phénomène. Mais un tel empilement de matériaux froids provoque sous l'édifice un affaiblissement du gradient géothermique Fig. 39; ce phénomène crée alors les conditions du métamorphisme de haute pression. A l'arrière de la nappe, les conditions peuvent être telles que le gradient, au cours du temps, se rapproche peu à peu d'un gradient normal. Ce doit être le cas lorsque se produisent des délestages tectoniques (nappes de glissement) ou l'érosion.

La simple montée de la température doit alors être très lente et le gradient de haute pression doit subsister longtemps. Ce mécanisme de départ est fort simple, mais ses modalités d'application peuvent être très compliquées si l'on envisage toutes les possibilités.

2ème stade. Contraction de l'édifice tectonique.

On doit alors considérer que cette structure de départ subit des plissements et des écaillages. Le rôle de ces deux phénomènes est fondamental. Les exemples d'unités internes chevauchées par des unités plus

externes qu'elles avaient dépassé ne manquent pas. Au sein de l'empilement des nappes, des redoublements peuvent apparaître Fig. 40. Les plissements tendent à augmenter l'épaisseur des terrains et créent une porosité dans l'ensemble de l'édifice. C'est sans doute à ce stade que se produit le réchauffement de l'ensemble des séries et que le gradient typique se marque dans les associations minéralogiques. Toutes les observations microtectoniques le démontrent. Peut-on atteindre dans ce stade de contraction, les 15 km de recouvrement nécessaires sur le Briançonnais, je ne saurais le dire, on peut invoquer une certaine surpression des fluides dans les matériaux rigides comme les andésites du Guil. Mais l'ordre de grandeur est là, proche de 10 km. On ne saurait alors faire appel à la plaque Insubrienne occupée ailleurs. On peut considérer 2000 ou 3000 m de séries briançonnaises, si l'on se réfère à la surcharge provoquée dans la zone dauphinoise, on disposerait de 3000 m au moins de flysch à helminthoïdes et d'une épaisseur inconnue de schistes lustrés. La surcharge n'est pas négligeable. Dans le flysch à helminthoïdes de Furfande, au sommet des séries briançonnaises et dans les gneiss de la 4^{ème} écaille sur le flysch à helminthoïdes, j'ai rencontré des phengites à $Si = 3.5$. De tels minéraux, s'ils se sont formés à des températures proches de 200°C, indiquent une pression de 3500 bars. On ne peut expliquer ce fait qu'en considérant, soit qu'une pile épaisse de matériaux les recouvraient dans leur situation, soit qu'ils aient été transportés déjà métamorphiques, ce qui implique que des écailles métamorphiques de haute pression aient recouvert le Briançonnais.

3^{ème} stade. Surrection.

Très rapidement les parties profondes de la zone Briançonnaise externe vont se soulever. Que l'on admette ou non le mécanisme de rétrocharriage, le résultat est identique. Le Briançonnais externe se comporte alors comme un champignon. C'est un phénomène qui va préserver les minéraux formés. Mais dans certains cas, les phénomènes thermiques des zones occidentales vont conduire à des rétro-morphoses lorsque le gradient géothermique redevient plus fort.

Dans cette zone, je considère que le métamorphisme à lawsonite est dû à la tectonique de nappes et aux effets des déformations souples et cisailantes qui lui succèdent. On peut admettre qu'il n'est bien représenté que lorsque les nappes briançonnaises externes et internes et les unités plus internes ont formé un bourrelet suffisant freiné un instant sur la marge externe. C'est un métamorphisme d'accumulation tectonique.

C. LE DOMAINE BRIANCONNAIS INTERNE ET LES SCHISTES LUSTRES.

Ce domaine est le plus vaste et le plus difficile à analyser. L'unité des schistes lustrés qui contient une série océanique et ses roches basiques et des séries déposées sur des socles sialiques, repose souvent sur des socles, par l'intermédiaire de lambeaux sédimentaires ou de semelles évaporitiques. Le métamorphisme de haute pression est partout bien représenté.

1) Caractères tectoniques.

L'ensemble des schistes lustrés constitue le plus souvent la partie la plus haute de l'édifice. On y trouve un mélange de plusieurs séries dont certaines sont plus externes et considérées comme piémontaises (série du Gondran, série de la Grande Motte). La série océanique (Chabrières) occupe souvent la position structurale la plus élevée. Sous les schistes lustrés sont souvent trainées des séries sédimentaires déposées sur les socles briançonnais internes morcelés et distendus au cours du Jurassique. La tectonique souple mêle souvent cet empilement structural en grands plis couchés. Les écaillages et les troncatures sont fréquentes dans les ensembles plissés. Dans ce domaine, bien des questions sont encore en suspens. Les limites paléogéographiques entre les domaines piémontais et briançonnais sont parfois floues, ce qui rend l'interprétation tectonique délicate.

2) Caractères pétrographiques.

L'examen de la répartition des zones minérales nous avait montré qu'il existait des discontinuités probables dans la répartition du métamorphisme dans ce domaine.

Il faut signaler le contact brutal entre certaines parties de la zone briançonnaise et les socles de Vanoise ou les schistes lustrés du Queyras. Lawsonite, amphibole bleue et pyroxène jadéitique y font brusquement leur apparition.

Au sein des schistes lustrés, on observe latéralement des variations importantes d'associations minérales indiquant des gradients métamor-

phiques originels différents. Sur une même verticale, on rencontre parfois des associations présentant ces différences.

Dans les socles de Vanoise, le type métamorphique paraît parfois très différent (Vanoise méridionale et Vanoise septentrionale).

L'examen général montre des associations typiques du métamorphisme de haute pression avec une augmentation du degré de métamorphisme vers l'Est. Mais les faciès réalisés peuvent s'étendre sur des surfaces considérables. La lawsonite disparaît progressivement et les éclogites font leur apparition.

Les phengites atteignent dans ce domaine le maximum de substitution connu $Si = 3.5$ à 3.7 . Les phengites de rétro-morphose $Si = 3.2$ sont fréquentes.

3) Chronologie.

Un certain nombre d'âges radiométriques ont été obtenus sur divers minéraux. Dans les roches basiques des schistes lustrés, les premiers âges sont attribués au Crétacé supérieur. Dans les autres séries, les âges s'étalent jusqu'à l'Oligocène, avec un grand nombre de mesures à la limite Eocène-Oligocène. Une phase dite méso-alpine a été récemment proposée par J. DESMONS (1977) pour rendre compte d'un certain nombre d'âges résolument éocène.

En Vanoise un flysch Eocène est connu dans la série sédimentaire.

Ce domaine rassemble donc plusieurs événements thermiques superposés dans le même mécanisme ou par des mécanismes différents.

4) Caractère thermodynamique.

Il est difficile d'attribuer à l'ensemble de la zone un caractère thermodynamique global. La présence de jadéite associée au quartz tient souvent lieu de thermobaromètre. Si cette association est à l'équilibre avec une albite, elle indique pour une température de 200°C , une

pression de 8500 bars et de 10 000 bars pour une température de 300°C. La surcharge doit être alors de 37 km. Pour la température de 300°C, les phengites à $Si = 3.6$ indiquent une pression de 6500 bars. La disparition de la lawsonite se situant aux environs de 350°C, on peut penser que la température varie de 300 à 400°C ou plus; pour les mêmes phengites, cela conduirait à une pression de 8000 bars. Le choix est difficile à faire et les valeurs limites se situent de 5000 à 10 000 bars. Le mécanisme atteint alors une ampleur qui dépasse la simple nappe de glissement. Mais dans chaque cas particulier, on peut discuter les conditions de formation des minéraux tant que des mesures plus précises ne conduiront pas à des recoupements.

5) Le mécanisme de ce métamorphisme.

Il est dû vraisemblablement à la translation d'une masse de matériaux épaisse. Pour recouvrir le domaine étudié depuis les massifs cristallins internes jusqu'à la zone houillère, cette masse aura dû s'étaler sur un minimum de 50 km avec des épaisseurs variant de 20 à 40 km. Il faudra ensuite que cette masse disparaisse rapidement.

Les premiers galets que nous livrent les molasses alpines dès l'Oligocène, sont des roches basiques déjà métamorphiques : éclogites, schistes à glaucophane, basaltes à pumpellyite. Le sommet de l'édifice structural est donc bien formé de matériaux océaniques métamorphisés dès le Crétacé supérieur.

Le mécanisme le plus vraisemblable est bien celui d'une obduction de matériel océanique ayant déjà subi une phase métamorphique de haute pression. Ce phénomène se traduit sans doute par une suite de mécanismes variés. L'entraînement en écailles ou nappes des séries sédimentaires plus externes qui s'accumulent à l'avant. L'effondrement vers le bas des socles amincis sous la surcharge entraînant des contractions en profondeur. Fig. 40. C'est ce mécanisme qui est proposé par R. CABY, J-R. KIENAST, P. SALIOT.

Il permet d'expliquer l'enfouissement de domaines plus métamorphiques contre ou sous la zone houillère, alors que certaines parties plus superficielles sont cisailées au-dessus de cette zone (Bellecote, Mont Pourri) ou glissées (Mont Jovet).

La grande accumulation de roches basiques autour des massifs du Grand Paradis ou de Dora Maira représente les restes de cette masse en obduction. Jusqu'où avançait le front de cette unité vers l'Ouest ? Les lambeaux du Mont Jovet et du Chenaillet en sont des témoins, mais leur mise en place est peut-être due au glissement superficiel.

En avant de cette masse en obduction, s'empilaient les unités plus externes, ceci représente le passage de ce mécanisme à celui que j'ai décrit plus haut.

Dans ce domaine, les données me paraissent encore insuffisantes tant en ce qui concerne les faits pétrographiques que les faits géologiques.

CONCLUSION.

L'examen successif des secteurs reconnus précédemment devrait alors conduire à l'élaboration d'un modèle synthétique. On pourrait considérer que la juxtaposition des 3 secteurs représente le modèle en question, ces zones se relayant dans le temps et dans leurs mécanismes. Si la transition entre les secteurs 1 et 2 semble facile à faire, il n'en est pas de même lorsque l'on considère le secteur 3.

L'élaboration d'un modèle détaillé est rendue très délicate par un manque de données, chronologiques, paléogéographiques et tectoniques. Le domaine briançonnais interne et le domaine piémontais sont encore très mal connus. Les lambeaux de couvertures isolés dans les schistes lustrés sont souvent sans patrie. On ne saurait expliquer, grâce aux seules données de l'étude du métamorphisme, tous les phénomènes géologiques responsables de l'édification d'une chaîne comme les Alpes. A l'inverse, il est nécessaire de disposer de connaissances tectoniques bien établies, afin de mettre en évidence les processus générateurs du métamorphisme de haute pression. On ne saurait en effet considérer la moindre amphibole bleue ou lawsonite comme la trace d'un plan de Benioff.

On peut alors tenter de résumer simplement les éléments les plus significatifs du modèle alpin, en tenant compte des modèles précédemment proposés et des données que j'ai apportées dans ce travail.

Le modèle des Alpes franco-italiennes.

- Crétacé supérieur. 1) Subduction des portions piémontaises océanisées ou en voie de l'être sous la plaque insubrienne. Haute pression.
- 2) obduction des mêmes domaines piémontais sur la marge continentale amincie. Haute pression.
- Eocène. 3) le phénomène d'obduction se propage vers l'Ouest où il provoque :
- un effondrement de la marge sialique qui va s'écailler
 - un bourrelet d'unités sédimentaires et d'écailles profondes.

La masse de matériaux obductés subit elle-même des écaillages susceptibles de conduire près de la surface des zones métamorphisées dans les stades 1 et 2.

Eocène - Oligocène 4) Le phénomène d'obduction est sans doute arrêté.

C'est à ce stade qu'interviennent des raccourcissements dans la marge sialique écaillée qui vont permettre plusieurs phénomènes :

- le déplacement du bourrelet de nappes vers l'Ouest
- l'encapuchonnement des écailles sialiques ou leur subduction sous la marge passive.

Ce stade permet le développement de la dernière phase métamorphique de haute pression. Il peut également permettre le rapprochement d'unités profondes avec des unités plus superficielles ou plus externes.

L'obduction est donc relayée par le raccourcissement dans les marges amincies, par écaillage ou plissement.

Les zones plus internes ont alors tendance à se soulever et doivent continuer à s'écailler superficiellement. Des nappes superficielles de glissement peuvent alors progresser vers les zones plus externes. Ces décharges superficielles amèneront au jour les zones métamorphiques de haute pression anciennes.

Oligocène supérieur Les dernières nappes vont atteindre les zones externes et s'y arrêter. Le serrage, avec plissements et écaillages, affecte le domaine Briançonnais et migre vers les zones plus externes.

Miocène Les phénomènes thermiques affectent les zones externes. Le métamorphisme perd alors son caractère de haute pression. Les faciès zéolites et prehnite - pumpellyite se développent.

Ce modèle schématique peut rendre compte des phénomènes métamorphiques. Les coupures apportées ne correspondent qu'à des repères. Il est en effet bien difficile de s'appuyer sur la notion de phase métamorphique ou de phase tectonique. La notion de durée de l'une ou de l'autre nous est encore impossible à préciser.

On peut alors tenter de dégager d'un tel modèle, les caractéristiques génétiques du métamorphisme de haute pression.

Le mécanisme de genèse du métamorphisme de haute pression.

Quelles que soient les variantes des différents modèles que l'on peut considérer, il apparaît un certain nombre de faits géologiques accompagnant systématiquement le métamorphisme de haute pression.

- le mécanisme essentiel est la translation rapide de la matière nécessaire à l'établissement d'une surcharge.
- une élévation de la température doit alors permettre la formation des minéraux caractéristiques.
- la cinétique de la montée des isothermes dans ce cas est mal connue. Mais alors que les équilibres minéralogiques ne sont pas toujours atteints pour les zones de faible température et le sont dans les zones plus chaudes, le gradient est alors figé.
- ce phénomène n'est possible que si l'on fait intervenir une translation du domaine surchargé vers des zones moins actives thermiquement.
- les néoformations minérales sont souvent associées à des structures plissées indiquant que la période de montée thermique coïncide avec une période de raccourcissement par cisaillement ou plissement.

Ceci constitue le mécanisme de base attribuable aussi bien à un plan de Benioff qu'à un charriage important. La portion de chaîne ainsi affectée par le métamorphisme de haute pression ne saurait être bien large à cause des conditions thermiques requises.

C'est donc la propagation différentielle d'un tel mécanisme dans l'espace et dans le temps qui peut permettre la formation d'une chaîne de montagne où les zones métamorphiques de haute pression affleurent sur de larges surfaces. Il faut également tenir compte de la possibilité de translation des zones métamorphiques précoces vers les domaines où le métamorphisme est plus tardif.

Le problème essentiel qui reste à résoudre est celui de la cinétique du phénomène. C'est à dire qu'un gros effort de détermination chronologique reste à fournir. Quelle est la durée d'une phase métamorphique de haute pression ? Quelle est la marge de chevauchement entre plusieurs phases ? Peut-on réellement subdiviser des phases ? Il restera alors à faire la corrélation entre les phases d'une néoformation minérale et l'apparition de certains éléments d'une phase tectonique.

Le modèle alpin est bien particulier. C'est de loin le plus riche et le plus complexe pour la variété des phénomènes métamorphiques de haute pression dans des situations géologiques également variées. Il faut donc s'efforcer de le perfectionner si l'on veut l'utiliser pour expliquer d'autres chaînes moins complexes ou dont les structures sont encore mal connues.

BIBLIOGRAPHIE

- ABRAHAM K., SCHREYER W. (1976).- A talc-phengite assemblage in piemontite schist from Bezovica, Serbia, Yugoslavia.
Journal of Petrology. Vol. 17, Part 4, 421-439.
- BAHERZE D., MICHEL R., VIALON P. (1965).- Etude de quelques phyllites colorées des schistes cristallins des Alpes piémontaises à la microsonde électronique de Castaing.
Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr., 88, 267-272.
- BARLIER J. (1974).- Recherches paléothermométriques dans le domaine des Terres noires subalpines méridionales.
Thèse 3^e cycle, Orsay, 98 p.
- BARLIER J. et TOURAY J-C. (1974).- Trois méthodes d'investigation en géothermométrie; application à l'étude de l'histoire des "Terres noires" (quadrilatère Die-Nyons-Digne-Barcelonnette).
2^e Réun. ann. Sc. Terre, Pont-à-Mousson, Résumés comm., 29.
- BEARTH P. (1966).- Zur mineralfaziellen Stellung der Glaukophangesteine der Westalpen.
Schweiz. min. petr. Mitt. 46, 13-23.
- BERTRAND J-M. (1968).- Etude structurale du versant occidental du massif du Grand Paradis (Alpes Graies).
Géol. alpine 44, 55-87.
- BICKLE M.J., POWELL R. (1977).- Calcite dolomite geothermometry for iron bearing carbonates. Contrib. Mineral. Petrol. 59, 281-292.
- BIRCH F. et LECOMTE P. (1960).- Temperature pressure plane for albite composition.
Amer. J. Sci. 258, 209-217.
- BOCQUET J. (1971).- Cartes de répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes.
Eclogæ geol. Helv. 64, 71-103.
- (1974).- Blue amphiboles of the Western Alps. Chemistry and physical characters.
Schweiz. Min. petr. Mitt. 54, 425-448.
- (1974).- Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises.
Thèse Grenoble, 489 p.

- BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J-C. et KRUMMENACHER D. (1974).-
K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas and
associated minerals from the Western Alps.
Contr. Miner. Petrol., 47, 7-26.
- BOURBON M., de GRACIANSKY P.C., MEGARD-GALLI J., LEMOINE M. (1973).-
L'évolution paléogéographique du domaine briançonnais du
Mésozoïque : carbonates de plate-forme subsidente,
révolution du Lias supérieur, instauration progressive d'un
régime pélagique profond.
C. R. Ac. Sc., Paris, 277, 769-772.
- CABY R. (1964).- Etude géologique du bord interne de la zone briançon-
naise et de la bordure des Schistes lustrés entre Modane et
la Vallée Etroite (Savoie, haut val de Suse).
Trav. Lab. Géol. Grenoble 40, 131-186.
- (1968).- Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales :
subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du
Grand Saint-Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste (Italie).
Géol. Alpine 44, 95-111.
- CABY R., KIENAST J-R. et SALIOT P. (1976).- Translations et subdivisions
dans les zones internes des Alpes occidentales.
4è réun. ann. Sci. Terre, Paris, 86.
- CARON J-M. et SALIOT P. (1969).- Nouveaux gisements de lawsonite et de
jadéite dans les Alpes franco-italiennes.
C. R. Ac. Sc., Paris, 268, 3153-3156.
- CARON J-M. (1974).- Rapports entre diverses "générations" de lawsonite et
les déformations dans les Schistes lustrés des Alpes cottiennes
septentrionales (France et Italie).
Bull. Soc. géol. Fr. 7, 16, 255-263.
- CARON J-M. (1977).- Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés
dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse
orientale.
Thèse Strasbourg, 325 p.
- COLEMAN R.G. et CLARK J.R. (1968).- Pyroxenes in the blueschist facies
of California.
Am. J. Sci. 266, 43-59.
- CORNELIUS H.P. (1930).- Zur Frage der Beziehungen von Metamorphose und
tektonik in den französischen Alpen.
Mitt. geol. Ges. Wien 23, 142-151.

DAL PIAZ G.V. (1974 a).- Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique. I. Considérations paléogéographiques. Soc. geol. italiana Boll., 93, 437-468.

- (1974 b).- Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique. II. Schweizer. min. pet. Mitt., 54, 399-424.

DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. et MARTINOTTI G. (1972).- La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. Mem. Soc. Geol. Ital. 11, 433-460.

DELALOYE M., DESMONS J. (1976).- K-Ar radiometric ages determination of white micas from the piemont zone - French - italian western Alps. Contrib. Mineral Petrol. 57, 297-303.

DEICHA G. (1949).- Thermométrie comparée de quelques minéraux alpins du Massif du Mont Blanc. Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr. 72, 355-358.

DESMONS (BOCQUET) J. (1977).- Mineralogical and petrological investigations of alpine metamorphism in the internal french western Alps. Amer. J. Sci. 277, 1045-1066.

DOBRETISOV N.L. (1964).- Miscibility limits and mean compositions of jadeite pyroxenes. Dokl. Acad. SSSR 146, 118-120.

DUNOYER de SEGONZAC G. (1969).- Les minéraux argileux de la diagenèse. Passage au métamorphisme. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr. 29, 317 p.

DUNOYER de SEGONZAC G. et ABBAS M. (1976).- Géochimie de la fraction argileuse dans le rhétien des Alpes Sud occidentales. Sci. geol. Bull. 29, 21-31.

ELLENBERGER F. (1958).- Etude géologique du pays de Vanoise. Mém. explic. Carte géol. Fr. 561 p.

- (1960).- Sur une paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin en Haute-Maurienne (Savoie) Bull. Soc. géol. Fr. 7, 2, 190-194.

- ELLENBERGER F. (1963).- La Vanoise, un géanticlinal métamorphique.
Mém. h. sér. Soc. géol. Fr. 2, 383-393.
- ERNST W.G. (1971).- Metamorphic zonation on presumably subducted lithospheric plates from Japan, Californie and the Alps.
Contr. Miner. Petrol. 34, 43-59.
- (1973).- Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps.
Geol. Soc. Amer. Bull. 84, 2053-2088.
- ESSENE E.J. et FYFE W.S. (1967).- Omphacite in Californian metamorphic rocks.
Contr. Miner. Petrol. 15, 1-23.
- EUGSTER H.P. et YODER H.S. (1955).- The join muscovite-paragonite.
Carnegie Inst. Ann. Rept, 124-126.
- EUGSTER H.P., SKIPPEN G.B. (1967).- Igneous and metamorphic reactions involving gaz equilibria. In P.H. Abelsen Ed. Researches in geochemistry. II John Wiley and Sons. N.Y., 492-520.
- FABRE J. (1961).- Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie).
Mém. B.R.G.M. 2, 315 p.
- FRANCHI S. (1900).- Sopra alcuni giacimenti di rocce giadeitiche nelle Alpi occidentali e nell'Appennino ligure.
Boll. R. Comit. Geol. Ital. (IV) 1, 119-158.
- GOFFE B., GOFFE-URBANO G. et SALIOT P. (1973).- Sur la présence d'une variété magnésienne de ferrocapholite en Vanoise (Alpes françaises). Sa signification probable dans le métamorphisme alpin.
C. R. Ac. Sc. Paris 277 (D), 1965-1968.
- GOFFE B. (1974). - Etude structurale et pétrographique du versant occidental du massif paléozoïque de Chasseforêt (Vanoise méridionale).
Thèse 3è cycle, Univ. Paris-Sud, 181 p.
- (1977).- Succession de subfaciès métamorphiques en Vanoise méridionale (Savoie).
Contrib. Mineral. Petrol. 62, 23-41.
- GOFFE B. et SALIOT P. (1977).- Les associations minéralogiques des roches hyperalumineuses du Dogger de Vanoise. Leur signification dans le métamorphisme régional.
Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr. 100, 302-309.

- GOGUEL J. (1969).- Le rôle de l'eau et de la chaleur dans les problèmes tectoniques.
Rev. Géogr. Phys. géol. dyn. (2), 2, 153-164.
- de GRACIANSKY P.Ch., LEMOINE M. et SALIOT P. (1971).- Remarques sur la présence de minéraux et de paragenèses du métamorphisme alpin dans les galets des conglomérats oligocènes du synclinal de Barrême (Alpes de Haute-Provence).
C. R. Ac. Sc. Paris, 272, 3243-3245.
- GRAPPIN C. (1977).- Contribution à l'étude géochimique du brome en milieu évaporitique par activation neutronique.
Thèse 3è cycle. Orléans. 132 p.
- GRAPPIN C., SALIOT P. et TOURAY J-C. (1977).-
- GUITARD G. et SALIOT P. (1970).- Rôle des constituants fluides sur la stabilité des associations à lawsonite et à pumpellyite de certaines roches basiques et intermédiaires des Alpes de Savoie.
C. R. Ac. Sc. 271, 8-11.
- GUITARD G. et SALIOT P. (1971).- Sur les paragenèses à lawsonite et à pumpellyite des Alpes de Savoie.
Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr. 94, 507-523.
- HEMLEY J.J. et JONES W.R. (1964).- Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen, metasomatism.
Econ. Geol. 59, 538-569.
- HEMLEY J.J. (1967).- Aqueous Na/K ratios in the system $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$.
Abstract, Progr. Ann. Meeting Geol. Soc. Am. 94-95.
- HEMLEY J.J. et MONTOYA J.W. (1975).- Activity relations and stabilities in alkali feldspars and mica alteration reactions.
Econ. geol. 70, 577-594.
- HLABSE T. et KLEPPA I.J. (1968).- The thermochemistry of jadéite.
Amer. Miner. 53, 1281-1292.
- HUNZIKER J.C. (1969).- Rb-Sr-Altersbestimmung aus den Walliser Alpen. Hellglimmer und Gesamtgesteinsalterswerte.
Eclogæ geol. Helv. 62, 527-542.

- HUNZIKER J.C. (1970).- Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps.
Eclogae geol. Helv. 63, 151-161.
- HUNZIKER J.C. (1974).- Rb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps.
Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova 31, 55 p.
- IIYAMA J.T. (1964).- Etude des réactions d'échange d'ions Na-K dans la série muscovite-paragonite.
Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr. 87, 532-541.
- (1965).- Influence des anions sur les équilibres d'échange d'ions Na-K dans les feldspaths alcalins à 600°C sous une pression de 1000 bars.
Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr. 88, 618-622.
- JÄGER E. (1973).- Die alpine orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung.
Eclogae geol. Helv., 66, 11-21.
- JAUZEIN A. (1974).- Les données sur le système CaSO_4 , H_2O et leurs implications géologiques.
Rev. géogr. phys. géol. dyn. 2, XVI, 2, 151-164.
- JEHL V. (1975).- Le métamorphisme et les fluides associés des roches océaniques de l'Atlantique Nord.
 Thèse docteur ingénieur, Univ. Nancy, 1 vol. ronéo.
- KIENAST J-R. et VELDE B. (1970).- Le métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes : mise en évidence d'un gradient de température et de pression.
C. R. Ac. Sc. Paris, 271, 637-640.
- KIENAST J-R. (1976).- Etude des paragenèses magmatiques reliques et métamorphiques d'un gabbro lié à la série ophiolitifère inférieure du Val d'Aoste.
Réu. ann. Sc. Terre, Paris, 1976, 241.
- KLETZ (1959).- Chemical study of garnet biotite and hornblende from gneisses of south western Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals.
J. geol. 67, 371.
- LAGACHE M. (1965).- Contribution à l'étude de l'altération des feldspaths dans l'eau, entre 100 et 200°C sous diverses pressions de CO_2 et application à la synthèse des minéraux argileux.
Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., 88, 223-253.

- LAGACHE M. et WEISBROD A. (1977).- The system : two alkali feldspars - KCl - NaCl - H₂O at moderate to high temperature and low pressure. Contrib. Mineral. Petrol. 62, 77-101.
- LATTARD D. (1974).- Les roches du faciès schiste vert dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes italiennes).
Thèse 3^e cycle, Paris, 76 p.
- LEFEVRE R. (1974).- Microanalyse par émission ionique secondaire d'un pyroxène jadéitique d'âge alpin de la bande d'Acceglio (Alpes cottiennes italiennes).
Bull. Soc. géol. Fr. 7, 16, 248-254.
- LEFEVRE R. et MICHARD A. (1965).- La jadéite dans le métamorphisme alpin, à propos des gisements de type nouveau de la bande d'Acceglio (Alpes cottiennes italiennes)
Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr. 88, 664-677.
- MARTIN (1974).- The Feldspars. Proceedings of a Nato advanced institute. Manchester W.S. Mac Kenzie.
J. Zuss. marr. Manchester University press. New-York, 717p.
- MATTAUER M. et PROUST F. (1976).- La Corse alpine : un modèle de genèse du métamorphisme haute pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique.
C. R. Ac. Sc. Paris, 282, D, 1249-1252.
- NEWTON R.C. et SMITH J.V. (1967).- Investigations concerning the breakdown of albite at depth in the earth.
J. geol. 75, 268-286.
- NICOLAS A. (1967).- Géologie des Alpes piémontaises entre Dora Maira et Grand Paradis.
Trav. Lab. Géol. Grenoble 43, 139-167.
- NITSCH K.H. (1971).- Stabilitätsbeziehungen von Prehnit- und Pumpellyit-haltigen Paragenesen.
Contr. Miner. Petrol. 30, 240-260.
- (1972).- Das P-T-X_{CO₂} Stabilitätsfeld von Lawsonit.
Contr. Miner. Petrol. 34, 116-134.
- PERTHUISOT V. et SALIOT P. (1976).- Paragenèses métamorphiques dans les carbonates des diapirs de Tunisie. Contribution à l'étude de l'association phlogopite-phengite.
Rev. géogr. phys. géol. dyn. XVIII, 4, 313-320.

- PERTHUISOT J.-P. (1975).- La Sebkha el Melah de Zarzis. Genèse et évolution d'un bassin salin paralique.
Trav. lab. géol. E.N.S. , Paris, 9, 252 p.
- POTY B. (1967).- La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de la Gardette et les filons du massif du Mont Blanc.
Sciences de la Terre, Nancy 17, 162 p.
- POTY B., STADLER H., WEISBROD A. (1974).- Fluid inclusions studies in quartz from fissures of Western and Central Alps.
Mineral. Petrogr. Mitt. 54, 717-752.
- RAMBERG H. et De VORE G.W. (1951).- The distribution of Fe^{2+} and Mg^{2+} in coexisting olivines and pyroxens.
J. geol., 59, 193-210.
- SABATIER H. (1974).- Etude de quelques micas tri et tétrasiliciques dans le système K - Fe - Si - O - H
Thèse 3è cycle, Paris VI, 116p.
- SABOURAUD-ROSSET C. et TOURAY J.-C. (1970).- Sur les conditions de néoformation du quartz en terrains salifères, d'après l'étude d'inclusions fluides (exemples pris en Vanoise et dans les Corbières).
Schweiz. min. petr. Mitt. 50, 91-97.
- SABOURAUD C. (1974).- Détermination par activation neutronique des rapports Cl/Br des inclusions fluides de divers gypses. Corrélation avec les données de la microcryoscopie et interprétations génétiques.
Sedimentology 21, 415-431.
- SALIOT P. (1973).- Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. Répartition et signification.
C. R. Ac. Sc. Paris 276 (D), 3081-3084.
- SALIOT P. GRAPPIN C., GUILHAUMOU N. et TOURAY J.-C. (1978).- Conditions de formation des inclusions fluides hypersalines de quelques quartz de la zone des gypses (Vanoise, Alpes de Savoie).
C. R. Ac. Sc. (sous presse).
- STEEN D.M. (1972).- Etude géologique et pétrographique du complexe ophiolitique de la haute Ubaye (Basses Alpes, France)
Mém. Dépt. Minér. Univ. Genève, 235 p.

- TERMIER P. (1907).- Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation tectonique des Alpes franco-italiennes.
Bull. Soc. géol. Fr. (4), 7, 174-190.
- TOURAY J-C. (1970).- Analyse thermo-optique des familles d'inclusions à dépôts salins (principalement halite).
Schweiz. min. petr. Mitt. 50, 67-99.
- TOURAY J-C. et TONA F. (1974).- Essai d'interprétation géodynamique d'une étude d'inclusions fluides : exemples pris en Sierra de Lujar (Granada, Espagne).
Rev. géogr. phys. géol. dyn. XVI, I, 71-74.
- VAN DER PLAAS L. (1959).- Petrology of the Northern Adula region, Switzerland (with particular reference to the glaucophane-bearing rocks).
Leidse Geol. Meded. 24, 415-598.
- VELDE B. (1965).- Phengite micas : synthesis, stability, and natural occurrence.
Am. J. Sci. 263, 886-913.
- (1967).- Si⁺⁴ content of natural phengites.
Contr. Miner. Petrol. 14, 250-258.
- (1973).- Phase equilibria in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂+H₂O : chlorites and associated minerals.
Min. Mag. 39, 297-312.
- VELDE B. et KIENAST J-R. (1973).- Zonéographie du métamorphisme de la zone de Sesia-Lanzo (Alpes piémontaises) : étude des omphacites et grenats des micaschistes éclogitiques à la microsonde électronique.
C. R. Ac. Sc. Paris 276 (D), 1801-1804.
- WEISBROD A. et POTY B. (1975).- Thermodynamics and geochemistry of the hydrothermal evolution of the Mayres Pegmatite, South Eastern Massif Central (France). *Pétrologie*, 1, 1-16 and 89-102.
- YAJIMA J., TOURAY J-C. et IIYAMA J. (1967).- Les inclusions fluides d'albites de la région de Modane.
Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr. XC, 394-398.

ANALYSES DES PYROXENES JADEITIQUES. FORMULES STRUCTURALES

N°	Si	Al	Fe ³⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti	Poids d'oxydes	Somme
1	1.978	.841	.150	-	.037	.027	.958	.002	.003	99.26	
3	1.996	.970	.034	-	.010	.020	.989	.004	-	99.57	
4	1.994	.115	.725	.013	.153	.138	.869	.004	-	99.48	
5	2.012	.951	.075	-	.02	.027	.851	.006	.001	98.41	
6	1.906	.839	.063	-	.015	.014	.919	.015	.019	99.10	
7	2.019	.945	.035	-	-	-	.966	.011	-	100.24	
8 centre	2.054	.944	.082	-	.023	.032	1.008	.005	.002	98.96	
8 bord	2.034	.736	.133	-	.143	.010	.939	.005	.007	97.91	
10	2.020	.498	.435	.002	.045	.088	.832	.013	.004	99.90	
11	1.982	.978	.018	-	.026	.011	.986	.006	.003	100.58	
"	2.000	.938	.017	-	.014	.029	1.041	-	-	Analyse Jeol.	
15'	1.846	.211	.135	.008	.955	.768	.070	.004	.009	99.78	
"	1.947	.810	.056	.002	.017	.017	.881	.004	.002	99.95	
13	2.048	.483	.406	.008	.064	.075	.834	.006	-	100.02	
14	1.984	.910	.065	.002	.043	.047	.905	-	.010	99.59	
15	1.994	.964	.029	-	.022	.022	.925	.016	-	99.23	
"	2.005	.846	.111	-	.043	.059	.891	.008	-	100.46	
17	2.059	.700	.136	.002	.110	.093	.841	.004	-	99.40	
18	1.974	.406	.615	-	.024	.019	.952	.002	-	103.34	

Analyses microsonde effectuées à 7 KV5 pour tous les éléments sauf Mn et Fe dosés à 15 KV. Sans correction.

ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES A JADEITE

	1	3	5	7	8	10	13	14	15	15'	18
SiO ₂	59.62	60.15	71.56	73.83	65.77	60.27	41.37	40.95	52.30	41.08	72.17
Al ₂ O ₃	19.53	21.50	10.39	12.45	17.15	19.97	18.81	19.10	16.80	16.71	12.12
Fe ₂ O ₃	5.54	.93	3.66	3.07	3.87	4.73	12.50	14.11	6.80	4.63	2.98
MnO	.03	.04	.08	.06	.02	-	.20	.17	.90	.19	.04
MgO	1.94	.51	2.07	.35	.65	1.36	9.10	10.89	8.05	16.52	3.30
CaO	1.43	1.46	2.32	.94	1.00	.63	6.45	1.15	3.90	10.58	.84
Na ₂ O	8.33	9.36	.83	3.89	8.41	6.01	1.47	3.43	7.20	1.40	3.11
K ₂ O	.85	2.21	3.72	4.35	1.36	4.90	1.41	1.14	.42	.06	2.67
TiO ₂	.84	.17	.29	.25	.27	.35	1.18	.96	.81	.51	.33
P.F.	1.32	1.68	4.92	.90	.69	2.20	7.56	6.90	3.48	7.46	2.62
Total	99.43	99.04	99.84	100.13	99.19	100.42	100.05	98.80	100.75	99.14	100.18

Analyses effectuées à Nancy C.R.P.G., par quantométrie. Analyse 15 d'après P. TRICART (1973).

PHENGITE ET MINERAUX ASSOCIES DES ROCHES A PYROXENE JADEITIQUE

N°	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Ti	Mg	Ca	Na	K	Total	ε _o	CF
1 BV	2.443	1.557	.214	.775	-		.003	1.819	.006	.069	.848	94.17	2.811	.029
Ch	2.836	1.164	1.470	1.192	-	-	.010	3.103	.035	.076	.013	89.06		
3 1	3.601	.399	1.480	.206	-	.016	-	.177	-	.061	.883	92.11	1.879	-.011
2	3.236	.764	1.714	.049	.049	-	.009	.084	.040	.018	1.007	(96.14)	1.906	-.086
BV	2.734	1.266	.697	.168	.685	-	.026	1.010	.013	.060	.947	<u>98.17</u>	2.586	-.240
5 1	3.39	.61	1.51	.18	-	-	-	.33	-	.03	.83	94.92	2.02	-.02
6 1	3.45	.55	1.48	.12	-	-	.02	.32	.01	.03	.91	93.21	1.94	-.11
7 *1	3.522	.478	1.191	.120	.394	.016	.004	.128	.010	.010	.901	94.28	1.844	-.524
*2	3.396	.604	1.297	.132	.308	.046	-	.088	.046	.021	.898	93.26	1.872	-.444
BV	2.807	1.193	-	1.789	-	.039	.096	.290	.021	.020	.733	96.87	2.211	-.190
8a 1	3.13	.87	1.79	.10	-	-	.02	.09	-	.16	.75	92.63	2.00	-.07
2	3.49	.51	1.51	.16	-	-	-	.31	.01	.03	.78	(90.21)	1.98	-.05
Bi	2.625	1.375	.107	1.329	-	-	.118	.876	.015	.017	.795	95.06	2.430	-.237
8 *1	3.259	.741	1.472	.268	.008	-	.017	.251	-	.041	.927	<u>97.47</u>	2.016	-.001
BV	2.901	1.099	.226	.264	1.072	-	-	1.074	.001	.007	.938	(95.40)	2.490	-.682
10 *1	3.427	.573	1.323	.235	.087	.004	-	.340	.006	.037	.857	96.16	1.989	-.129
11 1	3.35	.65	1.60	.18	-	-	.01	.11	.01	.17	.83	97.69	1.90	-.05
13 ch	2.808	1.192	1.162	1.440	-	.065	-	2.457	.016	.026	-	(81.85)		
gr	7.958	.042	1.070	1.689	-	.008	.009	1.772	.051	1.751	.016	95.82		

PHENGITE ET MINERAUX ASSOCIES DES ROCHES A PYROXENE JADEITIQUE

N°	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Ti	Mg	Ca	Na	K	Total	ε _o	CF
14 1)	3.355	.645	1.329	.150	-	.012	-	.702	.028	.048	.711	93.37	2.193	.035
Ch	2.970	1.030	1.294	1.477	-	.044	-	2.367	.032	.043	-	88.48		
15 ^u 1)	3.062	.938	1.894	.012	-	-	-	.071	.009	.812	.217	96.35	1.977	-.021
2)	3.182	.818	1.820	.104	-	-	.006	.027	.011	.136	.783	92.35	1.957	-.039
15 ⁺ 1)	3.368	.632	1.588	.055	.045	-	-	.323	.028	.012	.833	93.59	2.012	-.066
2)	3.035	.965	1.864	.053	-	-	-	.118	.063	.035	.810	95.81	2.035	-.007
Ch	3.082	.918	1.399	1.208	-	.022	-	2.566	.052	-	-	86.30		
15' Ch	2.939	1.061	1.022	.204	.529	.030	-	4.175	.072	.015	.006	88.09		
Tre	7.734	.266	.145	.651	-	.048	-	3.979	1.675	.109	.023	94.68		
17 Ch	3.070	.930	.578	1.316	-	.045	-	3.336	.006	.035	.019	(80.13)		
18	CF 71108 e													
19 1)	3.40	.60	1.43	.23	-	-	.02	.29	.01	.04	.88	94.18	1.97	-.08
2)	3.22	.78	1.90	-	-	-	.03	.02	.01	.04	.84	92.98	1.95	-.10
Ch	2.760	1.124	.987	2.521	-	-	.041	1.996	.021	.022	.035	91.62		
3)	3.150	.850	1.818	.143	-	.012		.056	.011	.029	.819	96.80	2.029	.039

ANALYSES DES PHENGITES ET MINERAUX ASSOCIES

I. SERIE SILICEUSE

N°		Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Total	ε _a	CF
<u>7048</u>	1	3.151	.849	1.887	.027	.026	.062	.016	.151	.748	99.86	2.018	0
	* 2	3.260	.740	1.705	.039	.93	.167	.017	.044	.852	99.87	2.024	-.057
	Ch	2.662	1.398	1.610	.788	1.807	1.198	.010	.23	-.021	(91.50)	5.474	
	Fd	3.011	-	1.023	-	-	-	-	.883	.003	98.26		
<u>7047</u>		3.216	.784	1.673	.057	.056	.271	.016	.072	.849	101.47	2.073	.013
<u>6922</u>	*	3.498	.502	1.416	.073	.307	.191	-	.003	.904	101.25	1.989	-.131
	BV	2.883	1.117	.229	.485	1.156	.687	-	-	.898	97.40	2.557	-.391
<u>7214</u>	b 1	3.131	.859	1.739	.037	.038	.107	.084	.066	.824	97.21	2.005	-.193
	2	3.101	.899	1.731	.052	.053	.148	.072	.050	.800	98.08	2.056	-.154
<u>7056</u>	b 1	3.328	.672	1.560	.079	.080	.329	-	.018	.933	99.77	2.042	.002
	2	3.127	.879	1.842	.027	.027	.105	-	.079	.931	99.61	2.001	.008
	Ch	2.928	1.072	1.200	.713	1.695	1.916	.004	.004	.069	(95.40)	5.611	
<u>6871</u>	*	3.506	.494	1.367	.066	.191	.315	.016	.084	.904	97.81	1.956	-.162
	BV	2.997	1.003	.516	.500	1.146	.773	.054	.017	.659	100.74	2.645	-.370
	Fd	3.009	1.008	-	-	-	-	-	.950	.006	96.88		
<u>68152</u>	*	3.486	.514	1.437	.064	.235	.251	-	.006	.892	98.20	1.909	-.140
	Ch	2.753	1.247	1.167	.754	1.768	1.959	-	-	.029	(96.70)	5.677	
<u>6871a</u>		3.562	.438	1.262	.178	.182	.389	-	.002	.934	98.51	2.011	-.040
	BV	2.934	1.066	.283	1.388		1.056	-	.017	.907	(92.91)	2.727	-.405

ANALYSES DES PHENGITES ET MINERAUX ASSOCIES

T. 6

I. SERIE SILICEUSE

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Total	ϵ_0	CF
<u>68161</u> *	3.529	.471	1.352	.041	.400	.129	.015	-	.893	98.57	1.922	-.911
BV	2.789	1.211	.175	.376	1.470	.548	.072	.006	.876	98.33	2.641	-.489
<u>684</u> 1	3.226	.774	1.803	.031	.032	.142	-	.174	.798	100.74	2.008	-.048
2	3.163	.837	1.880	.019	.019	.093	-	.787	.194	101.17	2.011	.064
Ch	2.626	1.374	1.576	.746	1.780	1.219	-	-	.032	97.92		
<u>7222</u> 1	3.334	.666	1.748	.045	.044	.170	.008	.065	.829	101.76	2.015	.051
* 2	3.238	.762	1.764	.018	.089	.149	.008	.048	.844	100.24	2.029	.031
Ch	2.697	1.303	1.159	.925	2.118	1.361	.007	.002	.011	100.95	5.599	
<u>7226</u> 1	3.465	.535	.1585	.075	.074	.251	.063	.034	.818	97.75	2.048	.073
Cd	2.006	3.000	.902	.528	1.290	.174	.004	.003	.007	98.16		
<u>6852</u>	3.252	.748	1.784	.044	.043	.120	.013	.067	.840	99.53	2.004	-.005
Ch	2.618	1.382	1.255	.872	1.997	1.457	.014	.006	.008	98.00	5.618	
<u>6853</u> *	3.202	.798	1.717	.065	.096	.106	-	.044	.937	97.22	1.985	-.065
<u>7046</u> a *1	3.483	.517	1.389	.129	.185	.298	-	.064	.861	98.12	2.002	-.071
*2	3.167	.833	1.717	.167	.037	.130	-	.035	.886	100.94	2.051	.074
Ch	2.595	1.405	1.248	.982	2.304	1.045	-	-	.014	98.68	5.593	
<u>71114e</u> *1	3.336	.664	1.511	.185	.023	.313	-	.011	.936	99.25	2.032	+.046
*1	3.377	.623	1.421	.236	.003	.374	-	.011	.941	98.74	2.034	+.056
Ch	2.985	1.015	1.092	.516	1.210	2.809	-	.039	.118	(95.88)	5.784	
<u>Serre</u> *1	3.614	.386	1.189	.169	.289	.325	-	.008	.974	100.39	1.979	-.099
*2	3.353	.647	1.573	.042	.220	.133	-	.026	.936	99.09	1.970	-.091
Ch	2.873	1.127	1.143	.909	2.132	1.131	-	.021	.024	(91.58)	5.515	

ANALYSES DES PHENGITES ET MINERAUX ASSOCIES

T. 7

I. SERIE SILICEUSE

		Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	Total	ε _o	Cf
7241 g	* 1	3.490	.510	1.314	.239	.008	.482	-	.049	.885	99.13	2.043	.167
	* 2	3.523	.477	1.289	.199	.008	.515	-	.004	.937	97.27	2.012	-.024
	Fd	3.017	.985	-	-	-	-	-	.048	.927	99.40		
6850	* 1	3.337	.663	1.609	.018	.110	.227	.002	.018	.922	(94.16)	1.968	-.103
	2	3.142	.858	1.859	.034	.034	.059	.005	.094	.843	(96.68)	1.991	-.046
<u>7241</u>	*	3.462	.538	1.298	.177	.175	.287	-	.012	.926	99.71	1.936	-.249
<u>71114 h</u>	1	3.054	.946	1.849	.057	.058	.079	-	.074	.900	100.44	2.043	+ .020
	* 2	3.206	.794	1.831	-	.092	.113	-	.061	.846	102.04	2.039	.010
		2.803	1.197	1.073	.716	1.680	2.220	-	.023	.008	97.45	5.720	
<u>711180 o</u>	1	3.124	.876	1.884	.002	.054	.070	-	.034	.875	97.07	2.010	-.054
	* 2	3.333	.667	1.690	-	.177	.146	-	.029	.837	98.22	2.016	+ .020
	Ch	2.875	1.125	1.317	.804	1.885	1.462	-	-	.067	98.93	5.535	
<u>7240 c</u>	1	3.354	.647	1.673	.040	.041	.254	-	.025	.919	97.38	2.008	.026
	2	3.144	.856	1.658	.172	-	.201	-	.113	.852	97.97	2.031	-.024
	Ch	2.760	1.240	1.288	.859	2.014	1.363	-	.017	.030	(96.37)	5.571	
<u>7239</u>	1)	3.380	.620	1.679	.120	-	.164	.008	.016	.857	<u>94.39</u>	1.963	-.004
	2)	3.467	.533	1.486	.209	-	.253	.012	.032	.858	<u>93.87</u>	1.953	-.028
	3)	3.509	.491	1.472	.194	-	.265	.018	.008	.876	<u>94.53</u>	1.939	-.027
	Ch	2.055	1.945	.021	1.408	-	1.604	.011	.031	.017	(<u>85.37</u>)		

PHENGITES ET MINERAUX ASSOCIES DES ROCHES BASIQUES ET INTERMEDIAIRES

T. 8

N°		Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³	Fe ²	Mg	Ca	Na	K	Total	Σo	CF
<u>69220</u>	1	3.340	.660	1.711	.042	.041	.227	-	.047	.860	100.10	2.021	-.041
	Ch	2.736	1.264	1.212	.731	1.676	1.811	-	.065	.008	98.82		
	Pu	6.188	-	4.605	.395	.267	.550	3.727	.074	.011	(96.51)		
<u>Guil</u>	1	3.557	.443	1.379	.104	.026	.531	-	.024	.883	100.43	2.041	.029
	Fd	3.188	.747	-	-	-	-	-	.016	1.023	(91.12)		
	Ch	2.871	1.129	1.256	.635	1.498	4.466	-	-	-	(94.49)		
<u>6532</u>	1	3.219	.781	1.912	.013	.013	.075	-	.027	.826	100.67	2.013	.023
	Ch	2.687	1.313	1.131	.750	1.718	1.918	-	.020	.008	101.07		
<u>7056 a</u>	1	3.206	.794	1.705	.038	.039	.282	.003	.007	.906	99.20	2.067	-.004
	Ch	2.869	1.137	1.120	.477	1.132	2.779	.005	.012	.006	(92.15)		
	Pu	5.995	.005	4.862	.138	.079	.726	3.899	.026	.022	(96.73)		
<u>71119</u>	1	3.373	.627	1.630	.080	.081	.209	-	.015	.897	(96.11)	1.983	-.005
	Ch	3.013	.987	1.022	.547	1.298	2.671	-	.015	.006	(95.91)		
<u>71108 e</u>	1	3.575	.425	1.411	.006	.078	.497	.007	-	.948	98.08	1.996	-.050
	2	3.493	.507	1.402	.130	.070	.491	.002	.004	.950	98.65	2.042	.029
	Fd	3.018	.995	-	-	-	-	.002	.934	.007	99.63		
	Gl	8.014	-	1.374	.990	1.358	1.304	.048	1.784	.012	(96.88)		
	Ch	2.693	1.307	1.240	.608	1.443	2.157	.003	-	.012	(94.12)		
<u>71132</u>	1	3.259	.741	1.841	.024	.024	.238	-	.009	.867	(94.96)	1.967	-.066
	Pu	6.097	-	4.074	.926	.054	.524	3.834	.117	.008	(93.63)		

PHENGITES ET MINERAUX ASSOCIES DES CARGNEULES

N°		Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³	Fe ²	Mg	Ca	Na	K	Total	Σo	CF
<u>72 BR</u>	1	3.505	.495	1.451	.032	.032	.505	-	.042	.934	96.66	2.020	.004
	2	2.984	.955	-	.158	.161	2.652	-	.004	.859	99.26	2.950	-.054
	Fd	2.977	1.022	-	-	-	-	-	1.023	.003	100.12		
<u>504</u>	1	3.412	.588	1.492	.058	.059	.432	-	.032	.924	99.84	2.041	.000
	2	3.482	.518	1.498	.023	.024	.481	-	.032	.915	99.26	2.026	.002
	Fd	2.976	1.015	-	-	-	-	-	1.045	.005	98.66		
<u>1a Br</u>	1	3.471	.529	1.542	.013	.014	.434	-	.019	.936	98.31	2.003	-.013
	T	3.927	.002	-	-	.058	3.032	-	.005	.001	100.93		
<u>7620</u>		3.548	.452	1.328	.122	.124	.457	-	.013	.926	99.69	2.031	-.001
<u>7620 cg</u>		3.543	.457	1.038	.002	.002	1.177	-	-	.944	97.61	2.219	-.035
		3.535	.465	1.106	.004	.005	1.054	-	.018	.946	(96.61)	2.169	-.053

ANALYSE DES PHENGITES ET MINERAUX ASSOCIES

II. SERIE CARBONATEE

N°		Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³	Fe ²	Ti	Mg	Ca	Na	K	Total	Σo	CF
<u>7033</u>		3.471	.529	1.638	.002	.003	-	.365	-	.025	.852	98.18	2.008	.004
	Fd	3.051	.925	-	-	-	-	-	-	1.020	.001	(93.97)		
<u>69124</u>	*1	3.423	.577	1.464	.018	.097	-	.326	-	.034	.859	98.57	1.906	-.084
	2	3.262	.738	1.587	.040	.041	-	.300	-	.020	.848	97.74	1.968	-.307
	Fd	2.974	.999	-	-	-	-	-	-	1.013	.002	99.36		
<u>7032</u>	1	3.362	.638	1.541	.009	.009	.081	.429	-	.010	.803	100.00	2.069	-.137
	2	3.452	.548	1.493	.005	.005	.077	.423	-	.063	.827	98.18	2.003	-.154
	Ch	2.930	1.070	1.207	.136	.322	-	4.274	-	.003	.003	96.79		
	Fd	2.958	1.032	-	-	-	-	-	-	.972	.002	99.74		
<u>V 2</u>		3.404	.596	1.648	.076	.073	-	.249	.010	.030	.860	99.43	99.43	.130
	Ch	2.463	1.537	.820	.841	1.926	-	1.897	.013	.014	.012	(95.22)		
<u>68AG</u>	1	3.269	.731	1.311	.173	.176	-	.483	.010	.041	.839	99.93	2.153	-.061
	2	3.261	.739	1.711	.045	.066	-	.195	.013	.083	.854	(96.49)	2.031	-.043
<u>6881</u>	*1	3.420	.580	1.528	.051	.112	-	.308	.009	.064	.795	99.90	2.009	-.124
	*2	3.175	.825	1.800	.024	.040	-	.135	.012	.092	.800	99.35	2.012	.066
	3	3.237	.763	1.701	.065	.011	-	.226	.010	.105	.833	98.42		
	Ch	2.582	1.418	1.158	1.246	.522	-	2.481	.006	.066	.005	98.32		
<u>6845</u>		3.197	.803	1.736	.108	.044	-	.153	-	.088	.796	97.96	2.040	.008
<u>6862</u>		3.343	.657	1.750	.031	.032	-	.206	-	.043	.816	98.98	2.019	.021
	Ch	2.645	1.355	1.275	.531	1.259	-	2.629	-	.009	.005	98.25		

N°		Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³	Fe ²	Ti	Mg	Ca	Na	K	Total	Σo	T.11
														CF
<u>6862</u>		3.343	.657	1.750	.031	.032	-	.206	-	.043	.816	98.98	2.019	.021
	Ch	2.645	1.355	1.275	.531	1.259	-	2.629	-	.009	.005	98.25		
<u>68151</u>	1	3.274	.726	1.703	.089	.026	-	.248	-	.069	.766	98.65	2.066	.034
	2	3.375	.625	1.630	.076	.077	-	.256	-	.023	.790	(96.92)	2.039	-.028
<u>6865</u>		3.439	.561	1.583	.053	.054	-	.314	-	.019	.885	97.80	2.004	-.013
	Ch	2.771	1.229	1.208	.489	1.160	-	2.936	-	-	.032	100.91		
<u>6869</u>	1	3.719	.281	1.530	.078	.077	-	.216	.010	.062	.802	99.77	1.911	.013
	2	3.640	.360	1.509	.087	.086	-	.255	.007	.027	.817	99.97	1.944	-.032
<u>7034</u>	1	3.050	.950	2.019	-	-	-	.017	-	.881	.016	98.93	2.036	.039
	*2	3.276	.724	1.763	-	.088	-	.187	.009	.047	.783	99.82	2.046	.043
	Ch	2.787	1.213	1.349	.568	1.301	-	2.359	.011	-	.012	99.36		
<u>7056</u>	1	3.530	.470	1.315	.133	.052	-	.478	.030	.015	.945	99.82	2.003	-.044
	2	3.520	.480	1.351	.124	.021	-	.409	.026	.019	.932	100.20	2.020	-.011
<u>V 2</u>	1	3.340	.660	1.687	.051	.050	-	.200	.024	.057	.829	101.33	2.012	.012
	2	3.150	.850	1.901	.008	.008	-	.067	.008	.870	.015	102.79	1.992	-.072
	Fd	3.004	.982	-	-	-	-	-	-	1.023	.003	102.25		
<u>6847</u>	*1	3.391	.609	1.579	.070	.043	-	.348	.005	.012	.788	98.35	2.045	-.069
	2	3.229	.771	1.863	.012	.012	-	.165	.008	.056	.758	100.53	2.060	.038
	Ch	2.676	1.324	1.468	.471	1.080	-	2.706	.006	.008	.010	101.42		
<u>Por 248</u>		3.250	.750	1.786	-	-	-	.237	.009	.018	.888	99.21	2.032	.006
<u>Cdm 1 B</u>		3.320	.680	1.679	.011	.011	-	.276	.005	.039	.867	97.23	1.982	-.012

N°		Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³	Fe ²	Ti	Mg	Ca	Na	K	Total	Σo	T. 12 CF
<u>CH 60</u>		3.406	.594	1.618	-	-	-	.430	.014	.013	.895	(103.16)	2.062	.056
<u>6874</u>	*	3.217	.783	1.682	.113	.014	-	.203	.029	.087	.813	99.98	2.041	-.006
	Ch	2.633	1.367	1.483	.713	1.634	-	1.470	.010	.025	.042	(96.56)		
<u>7242</u>		3.599	.401	1.361	.035	.036	-	.503	-	.047	.977	(96.80)	1.935	-.111
<u>7235</u>	*	3.525	.475	1.435	.055	.071	-	.454	-	.039	.895	98.41	2.011	-.028
	Ch	2.849	1.151	.953	.529	1.254	-	2.974	-	.051	.008	97.87		
<u>7235 A</u>		3.189	.811	1.838	.003	.003	-	.132	-	.120	.902	98.48	1.976	.004
	Fd	3.011	1.008	-	-	-	-	-	-	.930	.003	100.27		
<u>GG</u>		3.174	.826	1.749	.055	.056	-	.128	-	.092	.911	97.24	1.888	-.043
<u>7601</u>		3.703	.297	1.365	-	.009	-	.630	-	.009	.916	100.13	2.004	.001
	Ch	3.005	.995	1.300	.076	2.181	-	4.329	.015	-	.003	(95.53)		
<u>7609</u>	Ch	3.129	.871	.741	-	2.036	-	5.269	.037	-	.004	(93.01)		
	Ta	4.071	-	.072	-	.013	-	2.880	.002	-	.001	99.44	2.967	
<u>7613</u>		3.519	.481	1.468	-	-	-	.559	-	.044	.912	98.11	2.027	.003
<u>7610</u>	Ch	3.202	.798	1.123	-	1.153	-	3.571	.021	.044	-	98.95		
	Ta	3.967	-	.007	-	.236	-	2.733	.002	.031	-	99.81	3.002	
<u>7613 a</u>		3.615	.385	1.293	.019	.020	-	.711	-	.009	.960	97.86	2.043	-.018
<u>7608</u>	1	3.578	.422	1.458	.017	.017	-	.460	-	.037	.966	(96.66)	1.952	-.040
	2	3.562	.438	1.443	.018	.018	-	.462	-	.055	.981	97.32	1.941	-.059

N°		Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³	Fe ²	Ti	Mg	Ca	Na	K	Total	Σo	CF
<u>7435</u>		3.418	.582	1.538	.071	.072	-	.219	-	.022	.836	(94.51)	1.900	-.315
<u>756</u>		3.169	.831	1.463	.043	.044	-	.238	-	.222	.637	(88.98)	1.788	-.089
<u>7510 g</u>	1	3.615	.385	1.281	.116	.133	-	.286	-	.030	.981	(95.35)	1.801	-.375
	2	3.534	.446	1.340	.131	.133	-	.247	-	.031	.926	(95.10)	1.850	-.336
	Fd	2.997	.988	-	-	-	-	-	-	1.042	.005	99.91		
<u>7437</u>		3.340	.660	1.543	.019	.019	-	.392	-	.014	.901	98.01	1.973	-.237
<u>7436</u>		3.164	.836	1.631	.002	.002	-	.305	-	.029	.908	(91.49)	1.985	-.296
<u>7437 a</u>		3.386	.614	1.561	.035	.035	-	.275	-	.044	.900	97.05	1.906	-.262
<u>7437 b</u>	1	3.392	.688	1.617	-	-	-	.208	-	.037	.939	(92.02)	1.825	-.365
	2	3.338	.662	1.537	.053	.054	-	.220	-	.018	.941	(92.18)	1.864	-.385
	Fd	2.995	1.007	-	-	-	-	-	-	.990	.003	99.80		
<u>7460</u>		3.191	.809	1.579	.014	.014	-	.155	-	.032	.864	(92.56)	1.762	-.796
<u>7440</u>	1	3.500	.500	1.301	.101	.103	-	.442	-	.020	.905	97.24	1.947	-.279
	2	3.150	.850	1.795	.054	.055	-	.101	-	.032	.914	97.55	2.005	-.045
<u>7428 a</u>		3.396	.604	1.663	.046	.047	-	.248	-	.040	.881	100.37	2.004	-.034
	Fd	3.006	.991	-	-	-	-	.002	-	.052	.944	99.17		
<u>7410</u>	1	3.446	.554	1.617	.038	.038	-	.171	-	.028	.861	(85.30)	1.864	-.282
	2	3.617	.383	1.612	.074	.075	-	.127	-	.077	.761	(93.76)	1.888	-.083

N°		Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³	Fe ²	Ti	Mg	Ca	Na	K	Total	Σo	CF
<u>70 SV 37</u>	1	3.147	.853	1.955	.004	-	-	.046	.010	.134	.808	100.86	2.015	.078
	2	2.827	1.173	2.025	.004	-	-	.011	.014	.939	.063	(90.58)	2.054	-.034
	Ch	2.545	1.455	1.226	1.264	1.244	-	1.770	-	.005	.008	(103.85)		
<u>70120 a</u>	1	3.626	.374	1.305	.083	.082	-	.530	.004	.002	.850	(95.89)	2.004	-.126
	2	3.414	.587	1.555	.056	.055	-	.368	.007	.036	.822	98.47	2.044	.035
<u>SV 16</u>	*1	3.553	.447	1.526	-	.177	-	.281	-	.016	.884	97.84	1.984	-.053
	Ch	2.727	1.273	1.186	.820	1.880	-	1.513	-	.002	.008	98.83		
<u>7073 a</u>	1	3.316	.684	1.386	.219	-	-	.468	-	.074	.809	97.53	2.073	-.050
	Ch	2.806	1.194	1.200	.583	1.336	-	2.268	-	.012	.039	(93.52)		
<u>SV 10a</u>	*1	3.340	.660	1.623	.095	.020	-	.320	-	-	.809	99.40	2.059	-.014
	2	3.453	.547	1.525	.016	.130	-	.323	-	-	.832	99.03	1.985	-.183
<u>SV 10b</u>	1	3.416	.584	1.715	.095	-	-	.210	-	.022	.795	(103.25)	2.020	.083
	Ch	2.987	1.013	1.553	.782	2.186	-	2.090	-	.005	.006	97.63		
<u>SV 4</u>	1	3.243	.757	1.794	.019	.019	-	.124	-	.129	.761	99.63	1.956	-.142
	2	3.220	.780	1.911	.013	.013	-	.101	-	.099	.744	99.11	2.038	.063
	3	3.019	.891	1.780	.002	.003	-	.183	-	1.025	.082	(91.04)	1.968	-.066
<u>7232</u>	1	3.334	.666	1.838	.017	.018	-	.128	-	.154	.680	98.21	2.002	.028
	Ch	2.781	1.219	1.539	.591	1.399	-	1.694	-	.031	.067	(93.52)		

N°		Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³	Fe ²	Ti	Mg	Ca	Na	K	Total	Σo	CF
<u>7420</u>		3.448	.552	1.656	.032	.032	-	.169	-	.007	.867	97.72	1.889	-.212
<u>7421</u>	1	3.200	.800	1.813	.043	.043	-	.089	-	.021	.895	(96.05)	1.988	-.052
	2	3.587	.413	1.589	.099	.101	-	-	-	.015	.897	(87.87)	1.789	-.235
<u>TNX</u>	1	3.479	.521	1.396	.251	.255	-	.189	-	.077	.610	99.43	2.091	-.005
	*2	3.239	.761	1.499	.285	.016	-	.223	-	.037	.712	(86.58)	2.023	-.180
<u>746</u>	1	3.736	.264	1.464	.072	.073	-	.185	-	-	.942	(89.20)	1.794	-.198
	2	3.401	.599	1.568	.081	.082	-	.207	-	.024	.836	(88.73)	1.938	-.214
<u>7424</u>	1	3.288	.712	1.587	.050	.051	-	.243	-	.023	.843	(92.56)	1.931	-.347
	2	3.158	.842	1.434	.145	.147	-	.330	-	.026	.746	(92.39)	2.056	-.379
<u>7426</u>		3.233	.767	1.747	.018	.018	-	.154	-	.033	.862	97.68	1.937	-.233
<u>7427</u>		3.156	.844	1.732	.074	.075	-	.085	-	.228	.646	97.76	1.966	-.232
<u>7206</u>		3.160	.840	1.920	.006	.006	-	.077	-	.580	.309		2.009	.013
<u>7206 b</u>	1	3.281	.719	1.814	.035	.036	-	.076	-	.061	.886	98.38	1.961	-.001
	2	3.361	.639	1.730	.049	.050	-	.120	-	.075	.850	(96.42)	1.949	-.037
<u>7229</u>	1	3.219	.781	1.643	.128	.128	-	.136	-	.013	.894	98.00	2.033	.039
	2	3.321	.679	1.644	.083	.085	-	.246	-	.018	.865	101.54	2.058	.047
<u>RC</u>	*1	3.187	.813	1.640	.115	.046	-	.141	-	-	-	(94.43)	1.942	-.292
	Ch	3.123	.877	1.641	.566	1.343	-	1.302	-	.048	.182	98.21		

ANALYSES DES ROCHES DE LA SERIE SILICEUSE

N° Echantillon	7241 g	7241	7056 b	6871 b	68161	7239	71118 o	Serre	7240	7222
SiO ₂	63.59	63.89	59.38	35.22	75.84	74.16	68.74	75.45	69.25	75.95
Al ₂ O ₃	16.15	16.54	17.59	4.13	12.68	14.66	15.05	13.36	12.93	11.26
Fe ₂ O ₃	4.12	3.79	7.21	6.14	1.85	1.26	2.86	1.78	5.62	3.65
MnO	.08	.04	.10	.05	.03	.06	.04	.05	.05	.05
MgO	2.44	1.49	3	10.27	.14	.81	1.19	.42	1.91	1.04
CaO	2.17	2.25	.71	15.35	-	-	1.38	-	1	.18
Na ₂ O	3.36	3.57	2.34	.10	3.44	3.87	.56	3.15	2.43	1.06
K ₂ O	4.96	4.68	4.35	1.65	5.07	3.22	6.53	4.65	2.22	2.77
TiO ₂	.72	.79	.77	.24	.19	.08	.39	.19	.55	.47
PF	2.62	3.26	3.47	25.42	.59	1.68	3.39	1.13	3.06	2.27
Total	100.21	100.30	98.92	98.57	99.83	99.80	100.13	100.18	99.02	98.70

Analyses effectuées par quantométrie au CRPG - Nancy.

N° Echantillon	7048	7046 a	6922	6850	71114 h	71114 e	68152	7226	6853	7214 b
SiO ₂	68.20	79.73	75.33	74.16	68.18	62.85	74.6	50.1	60.9	57.17
Al ₂ O ₃	15.04	11.14	12.61	12.33	15.67	15.81	9.64	26.21	18.96	23.63
Fe ₂ O ₃	5.58	2.13	1.83	3.02	3.14	4.44	1.97	10.22	6.75	5.22
MnO	.11	.02	.01	.03	.06	.11	.06	.10	.07	.05
MgO	1.37	.47	.35	1.16	1.28	3.04	1.03	2.15	1.5	1.5
CaO	-	-	-	-	.79	2.60	3.52	-	-	-
Na ₂ O	1.36	2.52	3.78	2.53	3.12	3.88	.32	1.03	1.22	.72
K ₂ O	2.89	2.47	4.14	2.70	5.42	3.69	4.41	4.36	5.35	5.68
TiO ₂	.96	.34	.17	.53	.46	.66	.32	1.2	.70	.83
PF	3.03	1.45	1.16	2.04	1.95	2.30	4.02	4.85	3.47	5.35
Total	98.54	100.27	99.38	98.50	100.07	99.38	99.89	100.22	98.92	100.15

Analyses effectuées par quantométrie au CRPG - Nancy.

ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES DE LA SERIE CARBONATEE

N° Echantillon	68130	6874	7620	V 2	6865	G G	68151	7620 d	7613 b	7609	7608	7606
SiO ₂	12.91	57.91	68.53	57.65	47.83	7.74	44.49	15.62	10.57	5.58	4.11	26.50
Al ₂ O ₃	3.13	18.90	12.62	14.18	12.42	2.20	9.53	4.43	2.52	.24	1.48	6.45
Fe ₂ O ₃	1.12	9.03	2.38	5.39	4.95	1.29	.26	1.53	1.10	.20	.25	2.74
FeO	-	-	-	-	-	.51	2.90	.43	.19	.13	.91	.62
MnO	.11	.10	.01	.11	.11	.05	.18	.03	.02	.02	.03	.05
MgO	.61	3.05	1.91	1.74	2.12	1.38	1.60	7.04	7.74	9.92	20.65	6.94
CaO	43.22	1.71	3.35	7.54	13.79	46.62	18.42	34.77	37.5	41.06	27.61	28.89
Na ₂ O	.18	1.18	.51	1.34	4.56	.26	.67	.11	.13	tr	.03	1.97
K ₂ O	.53	3.50	5.00	2.16	.67	.53	1.59	.80	.75	.01	.56	.49
TiO ₂	.19	.88	.53	.65	.59	.12	.42	.22	.16	.04	.10	.33
PF	35.86	4.49	5.08	8.81	12.46	38.06	17.12	34.20	38.36	41.00	43.84	24.79
Total	97.86	100.75	99.92	99.57	99.50	98.76	97.18	99.18	98.94	98.27	99.57	99.77

	7601 b	7613 a	7242	7232	7229 h	7033	7032	6862	6847	7206	7206 b	6852
SiO ₂	.62	7.45	19.41	25.83	14.83	30.22	16.08	16.98	34.05	55.08	76.82	75.39
Al ₂ O ₃	.43	2.70	7.43	4.34	4.10	3.95	2.46	3.24	6.10	20.74	7.26	15.52
Fe ₂ O ₃	.19	.19	1.62	.43	.82	1.16	.56	.81	2.05	2.21	.60	.70
FeO	.86	.99	1.24	1.05	.94	.50	.37	.69	1.04	4.12	2.24	.91
MnO	.27	.06	.02	.06	.04	.02	.02	.20	.46	.06	.06	.03
MgO	21.01	19.82	14.63	.83	2.35	4.94	2.61	.73	1.85	3.07	1.59	.54
CaO	30.39	25.98	19.57	36.92	42.36	28.36	43.93	46.71	27.40	.05	3.77	.16
Na ₂ O'	tr	tr	.05	.32	.25	.22	.22	.18	.59	1.02	.13	3.32
K ₂ O	.10	.72	3.26	.71	.72	1.15	.52	.50	1.02	4.86	1.75	2.95
TiO ₂	.05	.13	.32	.23	.23	.23	.15	.17	.32	.98	.35	.38
PF	46.40	41.48	31.86	26.40	32.68	27.68	32.48	29.48	24.63	6.51	4.67	.18
Total	100.32	99.52	99.41	97.12	99.32	98.43	99.40	99.69	99.51	99.42	99.24	99.72

Analyses effectuées par quantométrie au CRPG-Nancy. Fe₂O₃, FeO dosés par voie humide au Laboratoire de Géologie E.N.S. Analyste N. PICOT.

ANALYSES DES ROCHES DE LA SERIE CARBONATEE DU QUEYRAS

N° Echantillon	7073 a	68SV14	SV 16	SV 4	7073 g	SV 10	71120 b	SV 24	SV 37	81
SiO ₂	58.90	59.80	59.76	40.26	48.01	54.49	49.00	50.20	39.84	42.00
Al ₂ O ₃	17.04	16.85	17.61	16.57	16.03	16.21	18.11	10.25	14.89	9.00
Fe ₂ O ₃	1.51	3.90	1.66	2.07	1.69	1.13	2.45	2.55	1.59	1.57
FeO	5.06	3.29	3.91	3.46	8.64	3.94	4.14	3.54	4.87	2.58
MnO	.11	.14	.09	.13	.17	-	.08	.17	.12	.09
MgO	3.23	2.40	2.12	2.19	13.65	2.70	2.50	1.43	2.38	2.59
CaO	1.62	3.68	5.18	15.05	2.11	8.55	10.21	14.35	16.74	20.47
Na ₂ O	5.24	.21	.23	.79	4.08	.09	4.08	.75	.58	.11
K ₂ O	1.28	2.56	2.52	3.36	-	2.44	.27	1.15	1.92	1.88
TiO ₂	.66	.84	.81	.62	1.09	.52	.80	.38	.56	.31
P ₂ O ₅	.13	.08	.08	.10	.17	.11	.12	.15	.13	.04
H ₂ O totale	3.20	5.96	5.67	4.28	6.15	5.73	4.51	2.84	3.71	2.41
CO ₂	2.44	1.74	1.11	11.17	.85	4.80	4.35	12.63	13.68	17.25
Total	100.42	101.45	100.74	100.05	102.66	100.71	100.62	100.39	101.01	100.30

Analyses effectuées par voie humide au Laboratoire de Géologie-E.N.S.

Analyste N. PICOT.

Ech.	CO ₃ g %	meq anions	Ca g %	meq	Mg g %	meq	Fe <u>mg</u> % dans CO ₃	meq	meq cations
6847	32.33	1078	19.65	978	1.11	91			1069
6852	0.60	20	0.08	4	0.10	8			12
7613b	51.21	1709	25.94	1294	5.54	455			1749
726b	4.56	151	2.65	132	0.09	7	7		139
726a	1.74	58	0.15	7	0.16	13	570	31	51
7608	55.85	1863	16.16	806	12.42	1022			1828
69214	14.21	473	8.18	408	0.63	51			459
7601b	58.74	1958	20.66	1032	11.41	938			1970
7034	28.35	945	17.33	866	0.50	41	-		907
7032	47.73	1590	30.18	1507	0.59	48	17		1555
6862	47.19	1573	28.22	1410	0.80	71	13		1481
7609	54.99	1833	31.47	1572	3.34	275	-		1847
7613a	54.90	1830	18.67	933	10.15	834	-		1767
7606	32.37	1079	20.03	1000	-	-	-		1000
GG	50.88	1696	33.02	1650	0.47	39	-		1689
68151	20.77	692	13.05	652	-	-	125	7	659
7242	41.34	1378	14.25	712	8.00	658	-		1370
7033	38.23	1274	19.59	979	4.04	332	-		1311
7235c	3.53	118	0.21	10	0.50	41	383	21	72
7620d	45.48	1516	24.05	1201	4.40	362	61	3	1566
7232	40.04	1335	25.26	1257	1.41	116	276	15	1388
7229h	46.66	1555	30.03	1500	0.48	40	-		1540
70SV37	18.66	622	11.06	552	0.20	16			638
70SV24	17.34	578	10.29	513	-	-			513

Ech.	CO ₃ g %	meq anions	Ca g %	meq	Mg g %	meq	Fe <u>mg</u> % dans CO ₃	meq	meq cations
6881	23.46	782	14.70	733	0.25	20	-	-	753
68SV10	6.54	218	3.19	159	9.12	10			169
68SV4	15.24	508	9.20	458	0.15	12			470
70120a	5.94	198	3.12	156	0.09	7			163
68SV16	1.51	50	-	-	0.30	25			25
7073a	3.36	112	1.16	58	-	-			58

Dosages des carbonates dans les roches carbonatées.

Analyste N. PICOT. E.N.S.

LOCALISATION DES ECHANTILLONS DONT LES PHYLLOSILICATES ONT ETE ETUDIES

6532	Microdiorite. Col de la Ponsquinière. Zone houillère
684 et 6874	Schiste lustré. Mont Jovet. Vanoise.
68 A 6	Schiste lustré. Aduit. Vanoise.
6840	Lias prépiémontais. Pramecou. Vanoise
6845	" " " "
6847	" " " "
6852	Micaschiste. Route de Peysey. Zone houillère
6853	" Route des Lanches. Zone Sapey.
6862	Schistes lustrés. Pointe du Chardonnet. Vanoise.
6865	Série du lac des Aimes. Couverture Vanoise.
6869	" " " " " "
6871	Grès et schistes à equisetum. Lac des Aimes.
68130	Calcaire. La Sauvire. Champagny-le-Haut.
68151	Micaschiste. Route de Tignes. Les Bréviaires.
68152	Calcschiste " " " "
68161	Granophyre. Contrefort NW du Mont Pourri.
6922	" Roche de Mio. Vallée de Champagny.
69220	Microdiorite. Pointe Renod.
81	Schiste lustré. Grande Sassièrè.
7046	Série détritiquè carbonifère. Vallée de Belleville
7047	" " " "
7048	" " " "
RC	Rhetien. Zone du Pas du Roc. Vallée de l'Arc.
7033	Enclave carbonatée. Solières. Vanoise.
7043	Enclave siliceuse. Bramans.
7034	Schiste lustré. Termignon.
7056	Roche basique et micaschiste. Zone Sapey.
7073	Schiste lustré. Sommet Bucher. Queyras.
7241g	Granite. Plan de Phasy. Guillestre.
G	Fente à lawsonite. Gorges du Guil.
CG	Dolomie triasique. Route de Château Queyras à Montbardon.
71114	Granodiorite. Lac de la Douche. Pelvoux.
71115	Granite. Pelvoux. Les Gondouins.
71118	Granite. Dormillouse. Pelvoux.
71119	Roche basique et carbonatée. Serenne. Ubaye.

- 71120 Schiste lustré. Mine de Péas. Queyras.
- 71132 Grès éocène. Les Gondouins.
- 726 Schistes lustrés. Pic des Marcellettes. Queyras.
- 7214 Micaschiste. Zone houillère. Route de Champagny.
- 7222 " " " . La Thuile
- 7226 Schiste lustré. Col de l'Iseran.
- 7231 Lias prépiémontais. Le Veyer. Gorges du Guil.
- 7232 Calcschiste crétacé. " " "
- 7235 Schistes lustrés. Col de Prafauchier. Queyras
- 7239 Gneiss Charbonnel. Contrefort Sud de la Sana.
- 7240 Gneiss de la 4ème écaille. Serre Chevalier.
- 7241 Ecailles de granite. Egliers.
- 7242 Trias. Pont de la Chapelue.
- 7243 Micaschiste. 4è écaille. Rio Secco.
- 7280 Marbre. Leuta. Route de l'Iseran
- 72108 Brèches de granite. Souliers. Queyras
- 744 Dolomite. Pâturages du Chaillol.
- 7410 Marnes noires. Champoléon.
- TNX " " Charges.
- 7420 Flysch à Helminthoïdes. Ancelle.
- 7424 Ecailles de Chateauroux. Flysch noir.
- 7426 " " " " "
- 7427 Calcschistes. St Clément
- 7428 Grès du Flysch à Helminthoïdes. Route de St Clément à Réotier.
- 7435 Malm. Route de Réotier
- 7436 Calcschistes . Route de Réotier.
- 7437 Contact avec les évaporites. Réotier.
- 7440 Trias. Fenêtre du Guil.
- 7460 Marnes noires. Pont de l'Alp.
- 756 Malm. Col de la Lauze Queyras.
- 7510 Flysch à helminthoïde gréseux. Col de la Lauze Queyras.
- SV.4 St Véran. Queyras.
- 7601 Dolomie. Replat d'Andagne. Bonneval-sur-Arc
- 7606 Cargneule. Plan Sec.
- 7609 Carbonates. Le Villaron.
- 7613 Cargneules. Digitation de l'Iseran.
- 7620 Cargneules et grès norien. Clot la Cime. Col de l'Izoard.