

N° d'ordre : 886

50376
1981
35

50376
1981
35

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE

pour obtenir le titre de

**DOCTEUR DE SPECIALITE
en GEOLOGIE APPLIQUEE**

par

Anne NEDELEC

**ETUDE DE LA FUSION NATURELLE DE LA BIOTITE
DANS DES GNEISS DU HAUT-ALLIER (MASSIF CENTRAL) :
implications pétrologiques, extension à
d'autres massifs métamorphiques et approche expérimentale**



Soutenu le 13 mars 1981 devant la Commission d'Examen

Membres du Jury	MM. J. LAMEYRE	Président
	J. PAQUET	Rapporteur
	J.F. RAOULT	Examineurs
	P. DHAMELINCOURT	

A V A N T - P R O P O S

Ce travail a été effectué à l'Université des Sciences et Techniques de Lille, dans le Laboratoire associé au C N R S n° 234 "Structure et Propriétés de l'Etat Solide", sous la direction de M. le Professeur J. PAQUET à qui je tiens à exprimer toute ma gratitude.

Je remercie l'ensemble des membres du LA 234 dont l'amitié et la compétence m'ont été précieuses pour mener à bien ce travail. Je suis reconnaissante, en particulier, à M. A. LEFEBVRE pour la réalisation des observations en microscopie électronique et à M. P. FRANCOIS pour toute la partie expérimentale de ce travail.

Je remercie vivement M. P. DHAMELIN COURT qui m'a généreusement consacré une partie de son temps afin de me permettre d'obtenir de nombreux spectres Raman et de les interpréter.

M. J. L. MANSY m'a confié quelques échantillons en rapport avec ce travail : je l'en remercie ; je lui suis reconnaissante également des nombreuses discussions scientifiques que j'ai pu avoir avec lui.

Je remercie le Laboratoire de Pétrologie de l'Université de Nancy I, et en particulier M. D. OHNEVSTETTER, de m'avoir permis de réaliser de nombreuses analyses à la microsonde Camebax.

Après de longues discussions sur le problème de l'existence de phases amorphes dans les matériaux étudiés, M. le Professeur J. LAMEYRE, de l'Université P. et M. CURIE de Paris, a accepté d'écouter avec une bienveillante attention notre proposition de fusion de la biotite (hypothèse pour le moins surprenante a priori!). Il a bien voulu me faire l'honneur de présider le Jury de soutenance de ce mémoire : je lui exprime ici ma reconnaissance.

Je remercie aussi vivement M. le Professeur J. F. RAOULT qui a bien voulu faire partie de ce Jury.

Je ne saurais oublier l'aide que l'ensemble du personnel technique de l'UER des Sciences de la Terre m'a apportée dans la réalisation de ce travail. L'aide de M. J. CARPENTIER, en particulier, m'a été précieuse pour tous les travaux photographiques.

Que tous, y compris ceux que je n'ai pu nommer, soient ici remerciés.

TABLE DES MATIERES

	Pages
Introduction.....	1
CHAP.I.-Données actuelles sur la stabilité de la biotite et sur l'éventualité d'une fusion.....	2
I - Le problème de la fusion de la biotite dans un cadre naturel.....	2
II - Données expérimentales concernant la stabilité des biotites.....	6
<u>Première partie.-LES PHASES AMORPHES ASSOCIEES A LA BIOTITE</u>	14
CHAP.II.-Cas des gneiss de Vieille-Brioude (Haut-Allier).....	15
I - La série métamorphique du Haut-Allier.....	15
II - Observations relatives aux biotites des gneiss de Vieille-Brioude..	20
CHAP.III.-Etude détaillée des phases amorphes liées aux biotites dans les gneiss de Vieille-Brioude.....	25
I - Microscopie électronique par transmission.....	25
II - Spectrométrie Raman.....	26
III - Analyses chimiques.....	31
CHAP.IV.-Conséquences de l'hypothèse d'une fusion de la biotite : nouvelles interprétations concernant les gneiss de Vieille-Brioude.....	35
I - Apparition de nouvelles phases.....	35
II - Conséquences mécaniques.....	45
III - Phénomènes de corrosion et de dissolution.....	51
IV - Considérations relatives à la vitrification d'un liquide et à la durabilité des verres.....	57
CHAP.V.-Evolution de la biotite et origine des silicates d'alumine Al_2SiO_5 dans quelques roches du Haut-Allier.....	65
I - Anatexites de la bordure du synclinorium de Massiac.....	65
II - Gneiss à biotite et à silicates d'alumine de Sarniat.....	67
CHAP.VI.-Autres exemples.....	82
I - Dans le massif de l'Agly (Pyrénées Orientales).....	82
II - Dans la région de Lherz (Ariège).....	93
<u>Deuxième partie.-FUSION EXPERIMENTALE DE LA BIOTITE</u>	97
CHAP.VII.-Fusion expérimentale de la biotite.....	98
I - Estimation des conditions de fusion de la biotite.....	98
II - Technique expérimentale.....	102
III - Résultats des essais réalisés et interprétation.....	102

	Pages
<u>Troisième partie.</u> -IMPLICATIONS PETROLOGIQUES.....	109
CHAP.VIII.-Fusion de la biotite et anatexie.....	110
I - Données classiques sur l'anatexie.....	110
II - La fusion de la biotite : rôle éventuel dans l'anatexie.....	115
Conclusions.....	119
Annexe 1: la microsonde moléculaire à effet Raman.....	122
Annexe 2: le système Al_2O_3 -FeO-SiO ₂	126
Bibliographie.....	127
Table des illustrations.....	135
Planches photographiques.....	

I N T R O D U C T I O N

Nous avons entrepris cette étude avec l'intention d'élucider les conditions d'apparition et d'évolution de minéraux entrant dans la constitution du mélanosome de gneiss hautement métamorphiques se trouvant dans un contexte d'anatexie régionale.

Les échantillons que nous avons étudiés proviennent, pour la plus grande partie, d'une série métamorphique classique: la série du Haut-Allier qui constitue le synclinorium gneissique de Massiac et sa couronne anticlinoriale de migmatites.

A la suite des observations que nous avons faites, notre intérêt s'est rapidement porté sur des phases isotropes associées à la biotite, ainsi qu'à la cordiérite. Ces phases sont classiquement interprétées comme le résultat de l'altération de la cordiérite. Nous proposons une autre interprétation en envisageant l'éventualité d'une fusion de la biotite et les conséquences que pourrait avoir cette fusion sur la minéralogie des gneiss étudiés, ainsi que sur leur comportement mécanique.

La fusion de la biotite pourrait être un phénomène jouant un rôle primordial dans l'apparition de l'anatexie. Elle mérite une étude expérimentale approfondie dont nous avons seulement tenté de jeter les bases.

Tout au long de cette étude, nous avons employé des techniques classiques en pétrologie telles que l'utilisation du microscope polarisant et de la microsonde électronique (type Camebax). Mais nous avons également fait appel aux données de la microscopie électronique et de la microspectrométrie Raman (cf. annexe 1); par ailleurs, nous avons tiré de fructueux enseignements de l'examen microscopique en lumière réfléchie de surfaces polies de lames minces ou d'échantillons.

Nos essais expérimentaux ont été réalisés dans une machine de déformation permettant l'obtention de hautes pressions et de hautes températures.

CHAPITRE I - DONNEES ACTUELLES SUR LA STABILITE DE LA BIOTITE ET SUR
L'EVENTUALITE D'UNE FUSION.

I - LE PROBLEME DE LA FUSION DE LA BIOTITE DANS UN CADRE NATUREL

La fusion de la biotite est rarement envisagée; les quelques exemples cités concernent pour la plupart des enclaves volcaniques, donc un contexte géologique très particulier correspondant à un thermométamorphisme élevé.

Dans un contexte de métamorphisme régional, la fusion de la biotite n'est jamais évoquée par les auteurs qui emploient seulement les termes de "déstabilisation" ou de "décomposition"; toutefois, nous verrons que certaines observations peuvent suggérer l'hypothèse d'une telle fusion.

A. Données bibliographiques

1) Métamorphisme de contact

La disparition de la biotite n'est pas toujours interprétée comme le résultat d'une fusion de ce minéral. Nous verrons, dans les exemples rapportés ci-dessous, les différents types d'interprétation qui ont pu être proposés.

a) LACROIX (1893) a étudié en détail un grand nombre d'enclaves de toutes sortes. Les plus intéressantes pour nous sont les enclaves de roches quartzo-feldspathiques diverses incluses dans des roches basaltoïdes; ces enclaves sont des fragments de granites, de gneiss ou de miscaschistes qui renferment souvent les mêmes minéraux que les gneiss que nous étudions. Nous pouvons donc y trouver les conséquences d'un effet thermique sur ces minéraux et, en particulier, sur la biotite.

Ces enclaves montrent des degrés de fusion divers mais, d'une manière générale, la biotite est toujours transformée. Ainsi, à propos de plusieurs enclaves récoltées dans le Massif Central, LACROIX (1893, p.55) écrit : " ... les minéraux qui les constituent s'attaquent dans leur ordre de fusibilité; par suite, le corindon, le zircon, la sillimanite, le diaspore restent intacts, la biotite et le grenat, au contraire, sont les deux éléments qui fondent les premiers. La biotite est généralement transformée en spinelles d'un jaune violacé ou vert, noyées dans un verre brun (St Anthème). Ils sont souvent accompagnés de cristaux d'hypersthène (Plantat, Denise) ou de sillimanite (Plantat), plus

rarement de cordiérite (Espaly) Ces modifications s'observent dans des enclaves dont les feldspaths ne présentent pas trace de fusion".

LACROIX est donc le premier à proposer clairement une fusion de la biotite qui ne nécessite pas la fusion préalable d'autres minéraux; au contraire, dans les enclaves quartzo-feldspathiques, la biotite est le premier minéral qui fond. LACROIX (op. cit., p. 575) a également remarqué les transformations qui précèdent la fusion de la biotite :
" ... elle devient d'abord d'un rouge foncé à éclat cuivré, puis opaque, par suite de la formation d'hématite (rubellane du Lac de Laach, de la Denise, etc...; plus tard, elle fond ..."

b) Les échantillons de granodiorite d'Owens Valley (Californie) décrits par KNOFF (1938) proviennent soit de la roche en place qui a subi un thermométamorphisme très localisé au contact d'une coulée basaltique, soit d'enclaves de cette même roche dans le basalte. La granodiorite ayant subi une fusion partielle contient un volume plus ou moins important de verre qui semble s'être formé aux dépens d'une partie des feldspaths et du quartz. La biotite n'a pas résisté en général aux conditions auxquelles ont été soumis les échantillons : elle est souvent remplacée par de la magnétite ou de l'hypersthène; mais dans quelques cas, elle subsiste avec une couleur rouge.

KNOFF pense qu'il n'y a pas eu véritablement fusion de la biotite, mais dissolution de celle-ci par le liquide issu de la fusion des feldspaths et du quartz.

c) LARSEN et SWITZER (1939) ont également étudié une enclave de granodiorite incluse dans l'andésite de Cerro de la Calaveras (Californie). La granodiorite est à moitié fondue; elle renferme un verre brun clair, en lame mince. Les perthites, la biotite et la hornblende ont pratiquement disparu tandis que le quartz et le plagioclase semblent peu affectés par la fusion, mais paraissent seulement localement corrodés. Des phases nouvelles (diopside et oxydes de fer) se sont formées aux dépens de la biotite et de la hornblende. La granodiorite partiellement fondue renferme plus d'eau que la granodiorite intacte : 2,11 % au lieu de 0,42 % (en poids d'oxydes), l'essentiel de cette eau étant localisé dans le verre (teneur en eau = 4,57 %).

Les auteurs concluent à une fusion sélective des perthites et de la biotite, rendue possible par un apport d'eau (dont les modalités ne sont pas explicitées).

d) LEYRELOUP (1973) a étudié le thermométamorphisme des enclaves remontées par les volcans du Velay. Il constate que la biotite est en général affectée par le thermométamorphisme. Il n'explique pas la nature des transformations subies par ce minéral, évoquant parfois une "déstabilisation", parfois une "fusion".

Quoiqu'il en soit, cet auteur subordonne la fusion de la biotite à celle, préalable, de minéraux clairs, tels que feldspaths et quartz. Pourtant ce même auteur, contradictoirement, souligne bien la prééminence de la fusion des ferro-magnésiens sur celle des minéraux clairs : "*Il est curieux de constater que c'est toujours cette deuxième phase liquide colorée*" (c'est-à-dire celle issue des ferro-magnésiens, dont la biotite) "*qui est la plus développée, alors que la première phase liquide incolore*" (c'est-à-dire celle issue des feldspaths et des quartz) "*est presque inexistante ... De plus ce sont les minéraux ferromagnésiens (...) qui sont les plus atteints par ce thermométamorphisme, alors que les minéraux clairs ne sont pratiquement pas affectés*" (LEYRELOUP, 1973, p. 69).

Ces observations peuvent d'ailleurs être rapprochées de celles qui ont été faites par LACROIX (1893) sur des enclaves provenant de la même région : "... *dans les brèches basaltiques du Velay, ... on trouve des fragments de granulites à cordiérite recouverts ou imbibés de verre basaltique et dont cependant les feldspaths sont intacts; les éléments très fusibles, tels que le mica et le grenat ont seuls été transformés*" (op. cit., p. 563).

e) Enfin LE MAITRE (1974) a étudié des blocs de granite partiellement fondu trouvés dans des scories basaltiques du Mont Elephant (Australie). Ces xénolithes granitiques contiennent des petites poches de verre brun qui semblent remplacer les minéraux ferro-magnésiens initialement présents dans le granite. Ce verre renferme des petits grains de titanomagnétite et d'olivine. L'auteur souligne le fait que la composition du verre est très éloignée de celles qui correspondent à un minimum de fusion dans le système Qz - Or - Ab à saturation d'eau tel qu'il a été étudié expérimentalement par TUTTLE et BOWEN (1958).

LE MAITRE (1974) envisage d'abord la réaction : biotite + quartz \rightleftharpoons olivine + magnétite + liquide, mais il retient finalement l'interprétation selon laquelle la biotite se dissocierait, libérant l'eau nécessaire à une fusion partielle du quartz et des feldspaths.

2) Métamorphisme régional

La fusion de la biotite n'a jamais été envisagée. Néanmoins, sa déstabilisation est suggérée par plusieurs auteurs (cf. chap. VIII); c'est le cas des observations rapportées par BROWN (1979) au sujet des biotites présentes dans les migmatites de Saint-Malo. La ceinture migmatitique précambrienne de Saint-Malo montre tous les stades de l'anatexie affectant un ensemble métasédimentaire, depuis les stades initiaux conduisant à des métatexites (cf. définition du terme dans BROWN, 1973), jusqu'à la fusion quasiment complète, correspondant aux diatexites (ces dernières roches ne présentent plus un aspect de migmatites, la roche initiale, ou paléosome, qui subit la fusion, ayant totalement disparu).

Dans les diatexites à texture nébulitique, dites "inhomogènes" (par opposition aux diatexites proprement dites dont la texture est homogène), les biotites ont un contour déchiqueté; elles constituent parfois des associations symplectitiques avec le quartz et sont souvent bordées par des oxydes métalliques. Selon BROWN (1979), l'ensemble de ces observations suggère l'instabilité de la biotite. Dans les diatexites homogènes, les biotites présentent le même aspect mais l'auteur signale en plus la présence d'une phase opaque (parfois biréfringente) associée à ces biotites. Bien que l'auteur fasse le rapprochement avec des observations faites sur des biotites de roches partiellement fondues (soit naturellement : cas des enclaves volcaniques; soit expérimentalement: BUSCH et al, 1974), il s'en tient à une interprétation par un début de décomposition ("breakdown") de la biotite, sans plus de précision sur la nature et le mécanisme de cette décomposition.

Bien que les détails manquent sur la phase associée aux biotites des diatexites de St Malo, nous pensons qu'il s'agit peut-être d'une phase amorphe .

B. Critique des interprétations proposées

Dans les exemples qui viennent d'être cités, la fusion de la biotite est rarement envisagée par les auteurs. Seul, LACROIX (1893) l'invoque clairement à plusieurs reprises pour tous les cas qu'il a pu étudier. Les autres auteurs n'envisagent pas la fusion de la biotite, alors que rien dans leurs observations ne permet de réfuter, a priori, cette hypothèse; les interprétations qu'ils proposent consistent soit en une dissolution, soit en une décomposition des biotites. Nous n'avons pas trouvé d'arguments décisifs en faveur de telles

interprétations dans les observations rapportées par KNOFF (1938), LE MAITRE (1974) ou BROWN (1979). Bien plus, alors que LE MAITRE (1974) suggère que la biotite fournit, lors de sa déstabilisation l'eau nécessaire à la fusion du quartz et des feldspaths, l'analyse du verre qu'il a observé donne une composition qui n'est pas de type granitique; la fusion du mélange quartz + feldspaths ne nous paraît donc pas prouvée dans ce cas.

Selon nous, tous ces exemples de thermo-métamorphisme, ainsi que les observations de BROWN (1979), permettent de suggérer l'existence possible d'une fusion de la biotite.

II - DONNEES EXPERIMENTALES CONCERNANT LA STABILITE DES BIOTITES

Il existe assez peu de données expérimentales concernant les biotites. Cela tient sans doute pour partie au fait que ces minéraux sont des solutions solides de composition variable (fig. I.1).

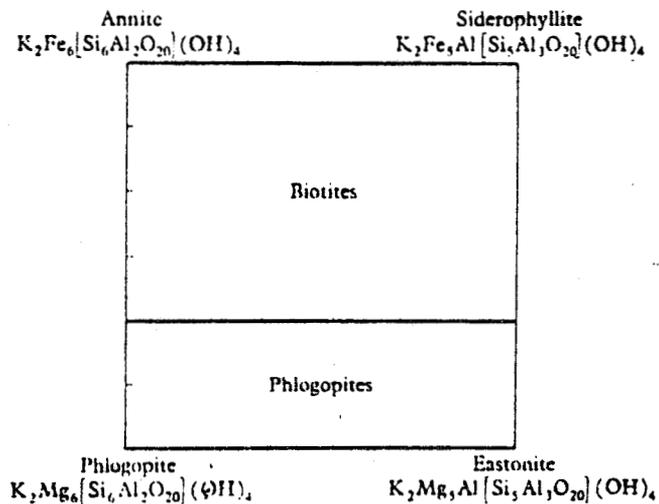


Fig. I.1.- Composition des biotites,
in DEER et al. (1962, fig.13, p. 57).

A. Fusion des biotites (s.l.)

Seule la fusion de la phlogopite a été étudiée expérimentalement : (YODER et KUSHIRO, 1969). Cette fusion est de type incongruent et se traduit par les réactions :

phlogopite \rightleftharpoons forstérite + leucite + kalsilite + liquide jusqu'à 1,7 kb, puis :

phlogopite \rightleftharpoons forstérite + liquide
à des pressions supérieures à 1,7 kb.

La courbe de fusion est donnée dans la fig. I.2. En présence d'eau, il se produit la réaction suivante (pour une température inférieure à celle de la fusion qui vient d'être vue) :

phlogopite + H₂O \rightleftharpoons forstérite + kalsilite + liquide

Il y a donc deux courbes de fusion suivant que de l'eau est présente ou non.

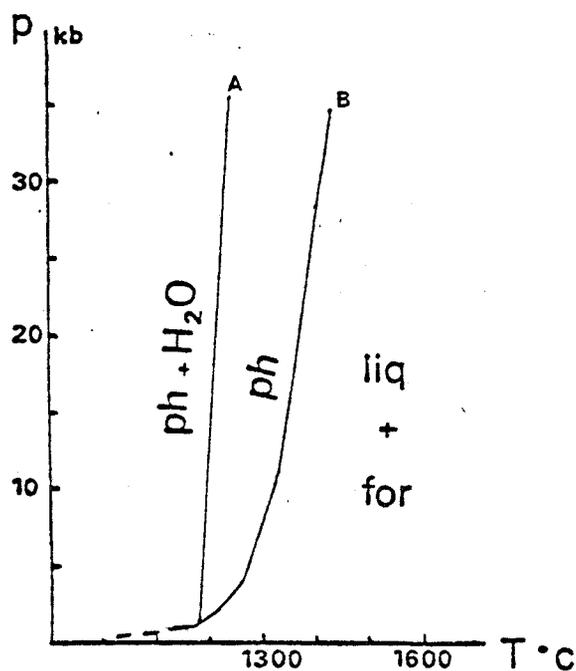


Fig.I.2.- Courbes de fusion de la phlogopite d'après YODER et KUSHIRO (1969, fig. 2 p. 573).

A = fusion de la phlogopite en présence d'une phase vapeur

B = fusion de la phlogopite en conditions "sèches" (absence de vapeur d'eau)

YODER et al. (1969) pensent que des résultats analogues pourraient être obtenus en ce qui concerne la fusion d'autres phases hydratées.

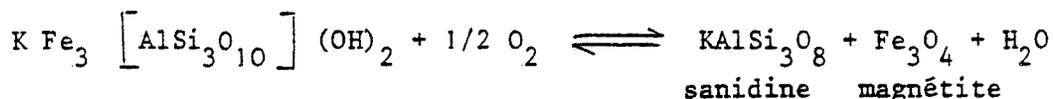
N.B. : Dans les conditions de pression et de température correspondant au domaine métamorphique étudié, l'eau ne se trouve pas à l'état de vapeur mais à l'état de fluide supercritique; nous emploierons parfois ce terme de "vapeur", consacré par l'habitude, tout en gardant présent à l'esprit ce qu'il recouvre en réalité. Pour les bains silicatés résultant d'une fusion (en anglais : "melt"), nous utiliserons le mot "liquide", bien que "fluide" puisse être aussi utilisé, pour bien marquer qu'il s'agit d'une phase différente de la phase "vapeur" essentiellement hydratée avec laquelle elle peut éventuellement coexister.

B. Stabilité des biotites

Elle est étroitement liée à la composition. D'une manière générale, les biotites ferrifères sont beaucoup moins stables en température que les phlogopites magnésiennes.

Par ailleurs, la présence de fer rend ces minéraux très sensibles à la fugacité de l'oxygène. EUGSTER et WONES (1962) ont étudié la stabilité de l'annite, $K Fe_3 [AlSi_3O_{10}] (OH)_2$, pôle ferreux des biotites. Ils proposent plusieurs courbes de stabilité pour l'annite suivant la valeur de f_{O_2} ; les produits de déstabilisation varient d'ailleurs dans chaque cas. Ces courbes sont reproduites fig. I.3.

Géologiquement, la réaction la plus significative est :



Comme on peut le voir fig. I.4, pour une pression donnée $P = 2,07 \text{ kb}$, la température d'équilibre de cette réaction varie entre 425 et 825°C suivant la valeur de f_{O_2} .

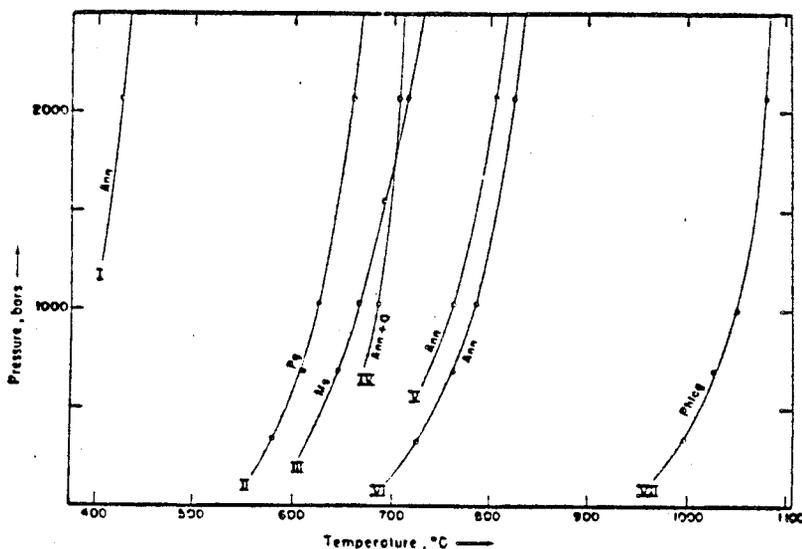


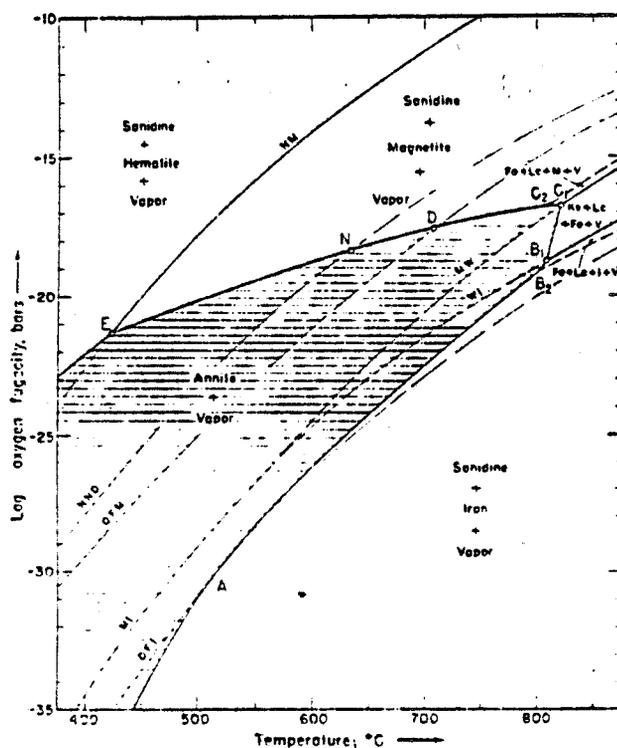
Fig. I.3.- Stabilité de l'annite en fonction de P et T pour différentes valeurs de f_{O_2} ,

in EUGSTER et WONES (1962, fig.12 p.111).

- (I) annite \rightleftharpoons sanidine + magnétite + hématite + vap.
- (IV) annite + quartz \rightleftharpoons sanidine + fayalite + vap.
- (V) annite \rightleftharpoons kalsilite + leucite + fayalite + fer + vap.
- (VI) annite \rightleftharpoons kalsilite + leucite + fayalite + magnétite + vap.

Pg = paragonite

Ms = muscovite



- Fa : fayalite
- Lc = leucite
- M = magnétite
- Ks = kalsilite
- I = fer
- V = vapeur



Fig. I.4.- Stabilité de l'annite en fonction de T et de f_{O_2} , pour $P = 2,07 \text{ kb}$,
in EUGSTER et WONES (1962, fig. 4 p. 99).

On voit que, dans tous les cas, la déstabilisation de l'annite se produit bien avant celle de la phlogopite, mais la température à laquelle se produit cette déstabilisation varie considérablement en fonction de f_{O_2} . Par ailleurs, la présence de quartz tend à réduire le domaine de stabilité de l'annite, celle-ci réagissant avec le quartz à une température inférieure à celle à laquelle elle se serait déstabilisée si elle avait été seule.

Les résultats obtenus pour l'annite ne peuvent s'appliquer directement aux biotites naturelles car celles-ci sont en fait des solutions solides dont l'annite n'est qu'un des pôles.

WONES et EUGSTER (1965) ont étudié les conditions de stabilité des biotites correspondant à des solutions solides entre les pôles phlogopite et annite. Leur étude porte sur des biotites synthétiques de composition comprises entre l'annite pure $K Fe_3 [AlSi_3O_{10}] (OH)_2$ et la phlogopite pure, $K Mg_3 [AlSi_3O_{10}] (OH)_2$, avec éventuellement, dans chaque cas, la participation d'un peu d'"oxybiotite", correspondant au remplacement d'une fraction de Fe^{2+} par Fe^{3+} ; le matériel de départ des différents essais consiste en des mélanges de biotite (ou phlogopite) + sanidine + magnétite. Les résultats obtenus montrent l'importance des facteurs suivants : T, f_{H_2O} et f_{O_2} . Les auteurs signalent, que, pour des températures suffisamment élevées, la fusion est possible, mais ils ne l'ont pas étudiée.

Une fois de plus, ces résultats ne peuvent s'appliquer directement aux biotites naturelles. En effet, celles-ci présentent des substitutions plus ou moins importantes d'aluminium en remplacement du silicium ou du fer et du magnésium, et on sait justement que lorsque le degré de métamorphisme augmente, les biotites présentes dans les roches montrent un accroissement du nombre des substitutions d' Al^{IV} à la place de Si (ÖKI, 1964) et de Ti à la place de (Fe, Mg) (KWAK, 1968), et ce sont précisément ces biotites-là qui peuvent éventuellement présenter une fusion dans un contexte naturel.

C. Fusions expérimentales de mélanges avec participation de la biotite

Bien que la fusion de la biotite seule n'ait pas été envisagée en tant que telle, ces travaux fournissent des résultats intéressants concernant les conditions de "déstabilisation" de la biotite dans un contexte de fusion partielle. Nous n'entamerons pas ici la discussion sur la nature

exacte du mécanisme de "déstabilisation" et sur le rôle de la biotite dans l'apparition d'un premier liquide silicaté (cf. Chapitre VIII) mais nous noterons simplement que les résultats qui vont être cités peuvent correspondre à une véritable fusion de la biotite, bien que cette possibilité n'ait pas été évoquée par les auteurs.

BROWN et FYFE (1970) ont étudié expérimentalement la fusion de matériel granitique sec auquel était ajoutée une certaine quantité de biotite .

SiO ₂	37,35		
TiO ₂	3,44		
Al ₂ O ₃	16,81		
Fe ₂ O ₃	2,48)	
FeO	20,49)	22,97
MnO	0,77		
MgO	6,40		
CaO	0,17		
Na ₂ O	0,41		
K ₂ O	9,16		
H ₂ O	2,26		
TOTAL	99,74		

Tabl. I.1.- Composition de la biotite du granite de Skiddaw, in BROWN et FYFE (1970, tabl. 1 p. 312).

BROWN et FYFE (1970) ont obtenu la fusion partielle de leurs mélanges minéraux sans eau ajoutée (fusion dite "sèche"), à des températures inférieures à celles correspondant à la fusion d'un granite sec. Ils l'interprètent comme une conséquence de la décomposition de la biotite, fournissant l'eau nécessaire à la fusion. Ils proposent des courbes de début de fusion correspondant à la déstabilisation de différents minéraux hydratés (dans des conditions expérimentales où la pression d'oxygène était tamponnée).

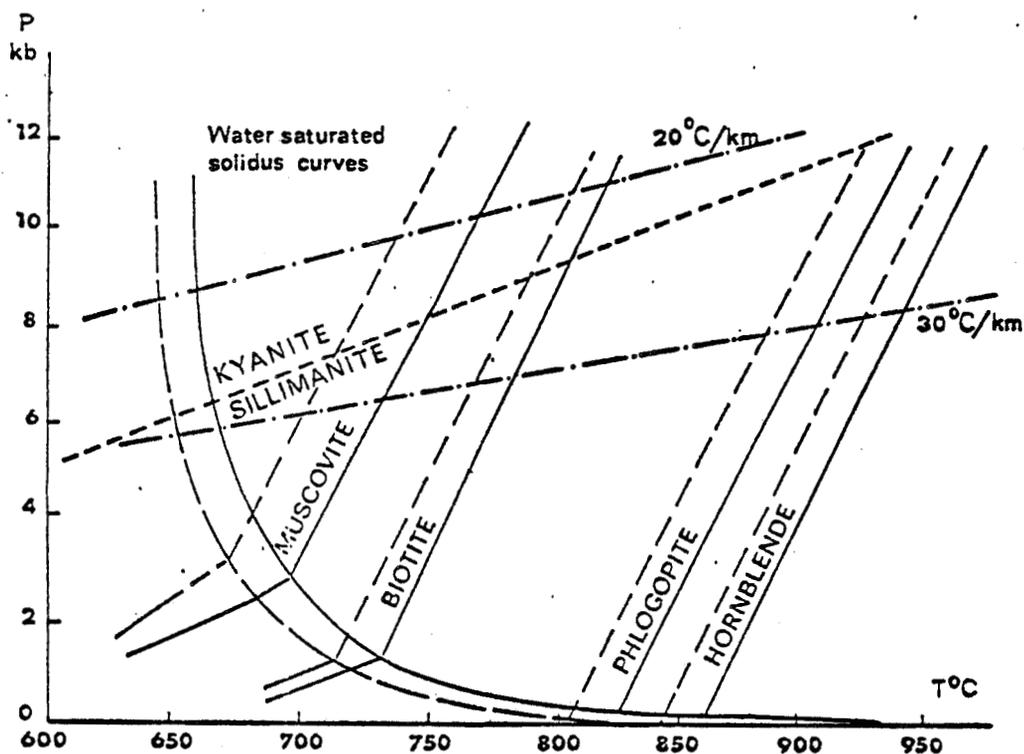


Fig. I.5.- Décomposition de différents minéraux hydratés et début de fusion de mélanges granitiques (tireté) et dioritiques (trait plein),
in BROWN et FYFE (1970, fig.2 p. 314).

Nous portons une attention particulière à la courbe de déstabilisation de la biotite donnée par BROWN et FYFE (1970), car elle a été obtenue à partir d'une biotite naturelle dont la composition n'est pas très éloignée de celle des biotites que nous avons étudiées dans la suite.

En conclusion, nous retiendrons que plusieurs facteurs peuvent influencer sur la stabilité des biotites, non seulement la pression et la température, mais aussi particulièrement la fugacité de l'oxygène.

Par ailleurs, les conditions de stabilité varient suivant la composition chimique des biotites considérées.

La fusion des biotites, mise en évidence seulement dans quelques cas de thermométamorphisme élevé, n'a pas été étudiée expérimentalement. Il est possible qu'elle soit de type incongruent (par analogie avec la fusion de la phlogopite).

PREMIERE PARTIE

LES PHASES AMORPHES
ASSOCIEES A LA BIOTITE

CHAPITRE II - CAS DES GNEISS DE VIEILLE-BRIOUDE (HAUT-ALLIER)

I - LA SERIE METAMORPHIQUE DU HAUT-ALLIER

La région du Haut-Allier appartient au domaine arverne, coeur du Massif Central. Située au Sud de la Limagne et des monts du Livradois et du Forez, elle est limitée, sur sa bordure méridionale, par le granite de la Margeride, et sur sa bordure orientale, par l'arc de gneiss ocellés de Fix-Saint-Geneyss et le granite du Velay.

Ses autres limites sont constituées par des formations volcaniques récentes qui recouvrent la série métamorphique : Cantal et Cézallier à l'Ouest, Devès à l'Est.

A. Les grands ensembles structuraux

FORESTIER (1963) définit les grands ensembles suivants :

- le synclinorium de Massiac (dont la partie centrale constitue le dôme de Mercoeur);
- la couronne anticlinale de migmatites entourant celui-ci;
- le synclinorium Desges-Senouire-Doulon, bordant les ensembles précédents au Sud, à l'Est et au Nord-Est;
- enfin, également au Nord-Est, le grand pli couché du Livradois méridional (fig. II.1).

Dans le détail, chacun de ces éléments a pu faire l'objet de subdivisions plus ou moins importantes sur le plan structural. Ainsi, SABATE (1968) a défini toute une série d'anticlinaux et de synclinaux à l'intérieur du synclinorium de Massiac. Nous nous contenterons de la description donnée ci-dessus (bien que la signification de certains éléments structuraux ait pu être contestée par certains, cf. § D:Tectonique)

B. Lithologie

La série du Haut-Allier constitue un ensemble épais de nature essentiellement pélitique mais comportant également des intercalations variées, en particulier une série de niveaux acides et basiques plus ou moins étroitement associés, désignés par FORESTIER (1963) sous le nom de

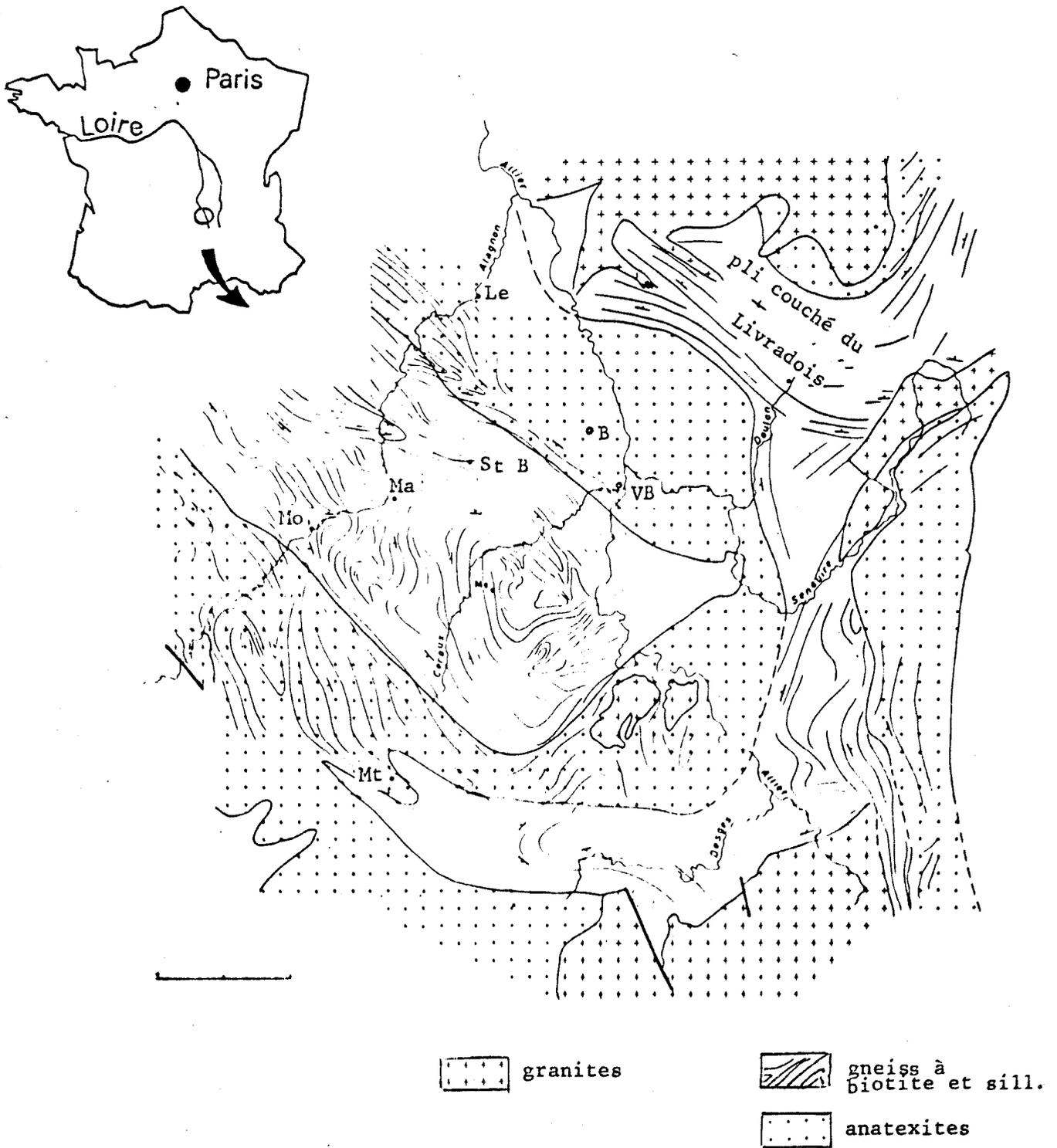


Fig. II.1.- Schéma structural de la région du Haut-Allier,
in GROLIER (1971, fig. 16 p. 239)
d'après FORESTIER (1963) et SABATE (1968).

B = Brioude
Le = Lempdes
Ma = Massiac
Mo = Molompize

Mt = Montchamps
St B = Saint-Beauzire
VB = Vieille Brioude



"groupe leptyno-amphibolique brivadois" et interprétés par lui comme des métavolcanites; quelques intercalations d'ultrabasites peuvent se rencontrer localement dans ces niveaux.

Si l'on admet que, sur le terrain, la série est continue dans son ensemble, on peut estimer l'épaisseur de la série péritique du Haut-Allier à une dizaine de kilomètres au moins.

C. Le métamorphisme

1) Les principaux termes métamorphiques

L'érosion n'a pas permis la conservation des niveaux les moins métamorphiques. Ainsi, le synclinorium de Massiac n'est constitué que de niveaux gneissiques; des micaschistes, associés à des gneiss, affleurent seulement dans le synclinorium Desges-Senouire-Doulon et dans le Livradois méridional.

a) les micaschistes

FORESTIER (1963) n'y reconnaît que des micaschistes dits "inférieurs" typiquement à biotite et muscovite.

b) les gneiss

Les gneiss à deux micas (gneiss "supérieurs") constituent un niveau peu épais venant à la suite des micaschistes.

Par contre, les gneiss à biotite et sillimanite (gneiss "inférieurs") constituent de puissantes séries. Ce sont des gneiss lités, montrant une alternance de niveaux clairs quartzo-feldspathiques et de niveaux riches en biotite où la sillimanite constitue des lits flexueux plus ou moins continus, d'aspect argenté.

c) Les anatexites

Les gneiss à biotite et sillimanite passent insensiblement à des anatexites schisteuses à biotite et sillimanite. Sur le terrain, celles-ci se distinguent des gneiss par une foliation moins nette et peuvent parfois prendre un aspect plus nettement migmatique, quand la ségrégation du matériel quartzo-feldspathique est suffisamment marquée. La composition minéralogique de ces anatexites apparaît pratiquement la même que celle des gneiss à biotite et sillimanite, mais quand l'anatexie est suffisamment développée, on peut voir apparaître la cordiérite, marquant le passage au faciès suivant : les anatexites à cordiérite.

Ces anatexites constituent des roches grenues où toute trace de foliation a pratiquement disparue, d'aspect nettement bleuté quand elles sont fraîches, cette teinte étant due à l'abondance de la cordiérite. Ces anatexites à cordiérite du Haut-Allier sont tout à fait semblables aux anatexites à cordiérite d'Aubusson (Creuse), faciès bien connu du Massif Central. Elles forment le coeur de la couronne migmatitique ceinturant le synclinorium de Massiac.

2) Caractérisation du métamorphisme de la série du Haut-Allier

Selon CHENEVOY et RAVIER (1971), le métamorphisme du Haut-Allier, comme celui de l'ensemble du noyau arverne, correspond à un type de moyenne pression (MIYASHIRO, 1961) où les paragenèses décrites classiquement ne comportent jamais d'andalousite, alors que l'on peut rencontrer les deux autres polymorphes Al_2SiO_5 , disthène ou sillimanite. L'ensemble des métapélites décrites ci-dessus présente les caractères d'une série métamorphique prograde typique où les migmatites font suite aux ectinites, l'apparition de l'anatexie définissant une surface sensiblement parallèle aux autres isogrades et coïncidant toujours avec l'apparition de la cordiérite.

D'autres éléments ont été ajoutés à ce schéma simple, à la suite de la découverte dans la série du Haut-Allier, de roches interprétées comme des fragments d'un socle ancien ayant cristallisés dans les conditions du faciès "granulite" et présentant une rétro-morphose plus ou moins poussée dans les conditions du faciès "amphibolite." (FORESTIER et al., 1973). Ces roches ont fait l'objet d'une étude détaillée par MARCHAND (1974) pour les termes acides et par LASNIER (1977) pour les termes basiques. L'hypothèse d'une rétro-morphose généralisée a même été proposée par FORESTIER et al. (1973) pour l'ensemble de la série gneissique qui pourrait résulter, selon ces auteurs, non pas de la cristallisation dans le sens d'un métamorphisme prograde d'une épaisse série volcano-sédimentaire, mais de la rétro-morphose, dans des conditions plus proches de la surface, d'un socle profond de nature granulitique.

3) Age du métamorphisme

Dans l'hypothèse classique prograde, le métamorphisme essentiel prograde de moyenne pression pourrait être dévonien et serait à rapporter à une phase "acadienne" de l'orogénèse calédonienne; il s'agirait donc d'un métamorphisme anté-hercynien. A celui-ci vient s'ajouter un métamorphisme de basse pression et haute température, prépondérant au Sud du Massif Central (Cévennes), mais se surimposant seulement localement au métamorphisme de moyenne pression dans

le domaine arverne où il peut provoquer quelques rétro-morphoses; il s'agirait là d'un métamorphisme hercynien. Enfin, l'existence possible de reliques granulitiques pose le problème d'un éventuel métamorphisme antérieur de la série du Haut-Allier. Ainsi, FORESTIER (1971) considère que la constitution du noyau arverne s'est faite au Précambrien, avec un premier épisode métamorphique, peut-être antébrivoérien, responsable de la cristallisation d'un socle granulitique et gneissique, tandis qu'un deuxième épisode, cadomien, aurait provoqué la rétro-morphose du socle granulitique.

On voit que le problème du nombre et de l'âge des phases métamorphiques dans le Haut-Allier n'est pas encore clairement résolu. Par ailleurs, les mesures géochronologiques sont encore trop peu nombreuses, avec des résultats qui ne sont pas toujours cohérents, pour constituer des arguments décisifs.

D. Tectonique

Les grandes unités reconnues par FORESTIER (1963) ont été données plus haut.

La figure II.2 est une coupe interprétative dessinée par FORESTIER (1963); on y reconnaît les séries gneissiques en position synclinale, enserrées par des anatexites constituant des anticlinaux plus ou moins déversés.

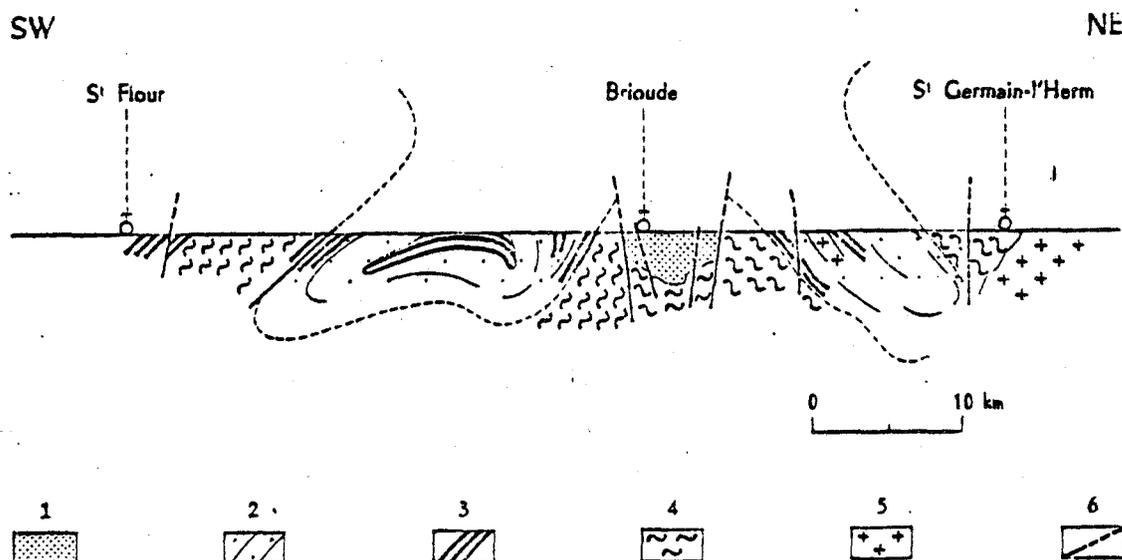


Fig. 27. — Coupe schématique Saint-Flour - Saint-Germain-l'Herm, montrant la disposition plissée en « bague à tabac » des schistes cristallins.

1, Stéphanien (sédimentaire). 2, Gneiss. 3, Leptynites (ortho). 4, Anatexites grenues. 5, Granite intrusif. 6, Failles.

Fig. II.2. — Coupe Saint-Flour-Saint Germain l'Hem, in FORESTIER (1963, fig.27 p. 148).

Des conceptions tectoniques nouvelles ont été proposées par CARME (1974, a et b). Selon cet auteur, il y aurait un contact anormal entre les gneiss et les anatexites, leur succession en continuité apparente n'étant due qu'à un phénomène d'accordance tectonique. Le Haut-Allier comporterait donc une mégastucture tangentielle majeure, appelée par CARME : "recouvrement de l'Alagnon", par laquelle les anatexites à cordiérite, incluses dans une nappe de style pennique, viennent chevaucher les gneiss du synclinorium de Massiac qui représenteraient donc, dans cette hypothèse, une véritable fenêtre de terrains autochtones, constituée après plissement et érosion de l'unité allochtone.

Toutefois, selon PETERLONGO (1978), les données de terrain ne permettent pas de trancher nettement en faveur d'une des deux grandes conceptions tectoniques et structurales qui viennent d'être présentées : pour les uns, la série cristallophyllienne du Haut-Allier constitue un ensemble sans discordance majeure pour lequel le schéma structural de FORESTIER (1963) est toujours utilisable; pour d'autres, l'ensemble des anatexites présente un contact anormal avec les gneiss à biotite et sillimanite du synclinorium de Massiac par suite d'un important événement tectonique de caractère tangentiel.

Enfin la question du nombre, de l'âge et du caractère (prograde ou rétrograde) des phases métamorphiques ayant affecté la série du Haut-Allier prête également encore à discussion. Nous n'entrerons pas dans ces controverses.

II - OBSERVATIONS RELATIVES AUX BIOTITES DES GNEISS DE VIEILLE-BRIOUDE

A. Les gneiss de Vieille-Brioude

Les échantillons étudiés ont été prélevés le long de la route départementale D 585 partant de Vieille-Brioude vers le Sud en direction de Lavoûte-Chilhac.

Des gneiss à biotite et sillimanite lités (difficiles à distinguer sur le terrain, des anatexites schisteuses à biotite et sillimanite décrites par FORESTIER, 1963) affleurent dès la sortie de Vieille-Brioude, après le pont sur le Céroux et sur 150 m environ jusqu'au premier virage de la route (étape n°2, p. 76 du Guide Géologique Régional : "Massif Central"; éch. JP. 79/61 à 66)

Un bel affleurement existe un peu plus loin, en face de la borne indiquant le km 5,5; les gneiss y ont un aspect plus migmatitique (étape n° 4, p. 76 du Guide Géologique Régional; ^{éch.} JP 79/69-70 et 72); cf. fig. II.3.

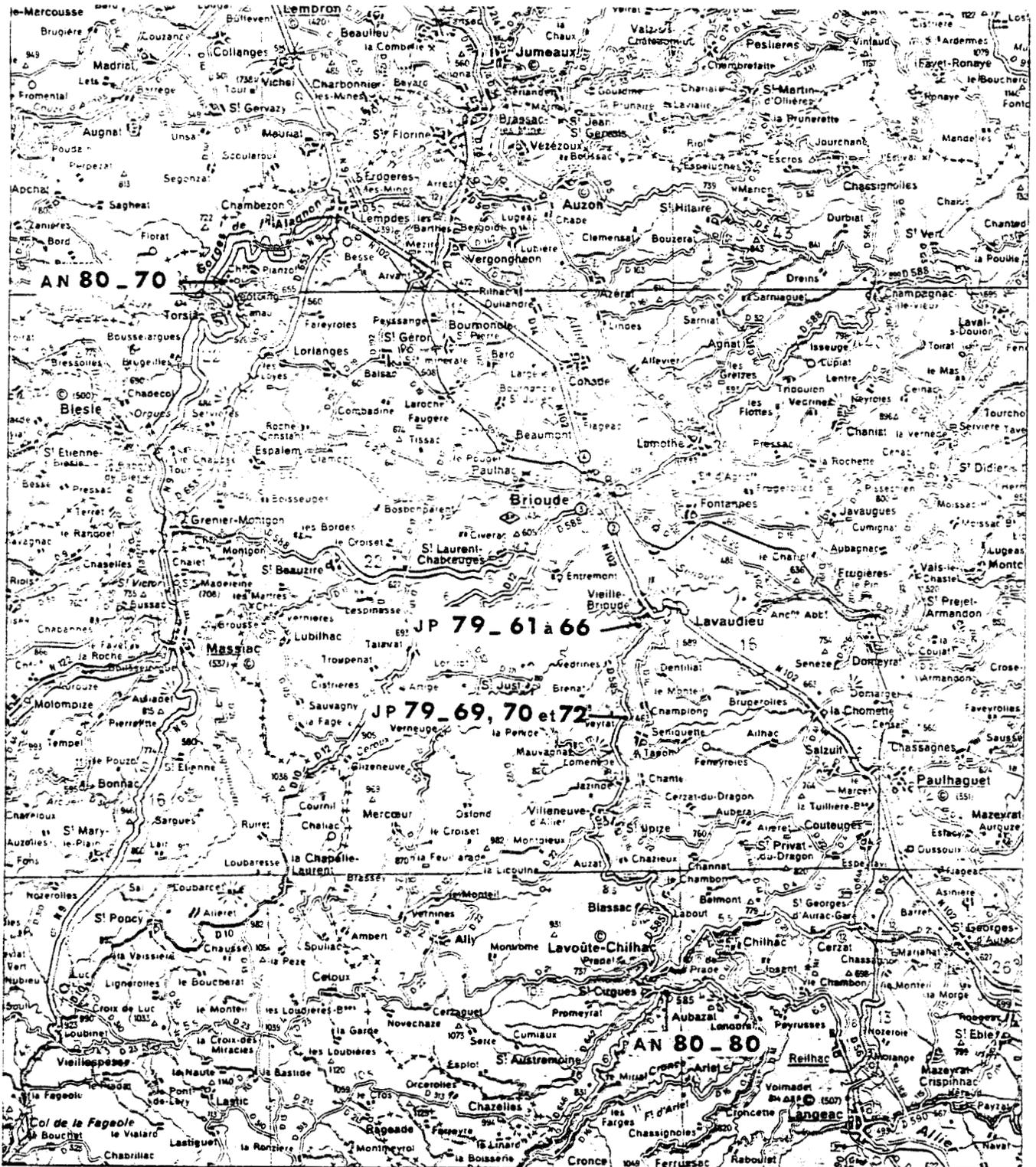


Fig. II.3.- Localisation des échantillons provenant du Haut-Allier; extrait de la carte Michelin n°76 au 1/200.000^e.



B. Les biotites

C'est le constituant minéralogique principal des lits sombres reconnaissables macroscopiquement dans les gneiss étudiés.

La biotite se présente en grains millimétriques (de 0,1 à 3 mm max.). En lame mince, cette biotite est généralement brun-rouge. Certains grains (Ech_{Jp}79/72 et parfois 79/69) sont partiellement décolorés. Il s'agit là du "blanchiment" évoqué par TOZER (1955) et FRANCIS (1956) à propos de "biotites en voie de sillimanitisation".

Les teintes de polarisation sont celles attendues pour ce minéral, mais elles présentent très souvent des variations à l'intérieur du même grain, d'où un aspect très hétérogène de ces biotites en lumière polarisée (ph.1.4) *
Des analyses de ces biotites sont présentées dans le tableau II.1.

Analyse n°	1	16	84	258	260
Echantillon n°	79/69	79/70	79/64	79/70	79/64
Photo correspondante	-	-	1.2	8.4.	-
SiO ₂	35,05	34,90	34,92	34,48	37,06
TiO ₂	3,72	3,43	4,88	3,11	3,51
Al ₂ O ₃	19,73	19,60	18,71	18,96	19,53
FeO + Fe ₂ O ₃	21,42	19,77	21,46	20,48	17,95
NiO	0,09	-	0,03	0,04	0,72
MnO	0,14	0,07	0,13	0,55	0,32
MgO	6,66	7,97	7,72	7,59	9,98
ZnO	-	0,07	-	0,12	-
CaO	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0,16	0,26	0,10	0,47	0,23
K ₂ O	9,03	8,49	9,10	8,58	9,44
TOTAL	96,01	94,58	97,04	94,38	98,84

Tabl.II.1.- Analyses de quelques biotites des gneiss de Vieille-Brioude.

* Dans toutes les références photographiques, le premier chiffre désigne le numéro de la planche, et le second chiffre le numéro de la photo dans cette planche.

Ces analyses indiquent que les biotites étudiées montrent une richesse relative en aluminium, correspondant à des substitutions $Al \rightleftharpoons Si$, comme cela a été souvent remarqué pour des biotites ayant subi un métamorphisme assez poussé (faciès amphibolite supérieur) : cf. ŌKI (1961); par ailleurs, la richesse en titane n'est nullement étonnante dans un tel contexte métamorphique: elle augmente en effet régulièrement avec la température subie (KWAK, 1968). La valeur moyenne du rapport $Fe / (Fe + Mg + Mn)$ est d'environ 0,6.

Mais le caractère le plus remarquable réside dans l'aspect golfé ou "caverneux" de la plupart des biotites des gneiss de Vieille-Brioude (ph.1.1., 1.2, 1.3, 2.1., 2.2, 2.3, 2.5 et 3.2). Ces golfes et ces cavernes contiennent parfois de petits fragments de biotite relique (ph.1.1, 1.2, 2.2 et 3.2). L'aspect golfé ou caverneux, voire relictuel, des biotites n'est pas à rapporter à des phénomènes initiaux de cristallisation. En effet, ces golfes et ces cavernes sont occupés par une substance particulière dont nous montrerons plus loin (chap. III) qu'il s'agit d'une phase amorphe.

C. La phase associée aux biotites

Cette phase est de couleur variable : jaune pâle le plus souvent, elle peut être aussi plus foncée (jusqu'à l'orangé vif) ou plus claire, et même incolore; elle ne présente pas de pléochroïsme.

Des fractures curviplanaires y sont fréquentes (ph. 1,2, 4.1 et 4.2). Cette phase apparaît avec un relief plus faible que celui des minéraux voisins. En lumière polarisée, elle paraît le plus souvent isotrope (ph. 2.4 et 2.5), mais certaines plages sont légèrement biréfringentes (gris du premier ordre). Les domaines légèrement biréfringents dessinent parfois des figures particulières, telles que dendrites, lamelles, etc... (ph. 1.4). En lumière réfléchie, cette phase apparaît avec un pouvoir réflecteur faible (inférieur en général à celui des différents minéraux de la lame ou de l'échantillon). Elle est toujours en creux par rapport aux minéraux voisins, par suite d'une moindre résistance au polissage.

Enfin nous n'avons pas obtenu de figures de lumière convergente avec cette phase.

En conclusion, nous pouvons qualifier d'amorphe la phase associée aux biotites golfées des gneiss de Vieille-Brioude, au vu de ses seules caractéristiques à l'observation au microscope optique, en particulier :

- absence de toute trace de direction cristallographique,
- isotropie,
- absence de figures de convergence,
- présence de fractures curviplanaires (évoquant la cassure conchoïdale d'un verre).

Une étude plus détaillée (chap. III) viendra confirmer cette détermination.

Quand cette phase amorphe est peu abondante, elle est localisée exclusivement en périphérie ou à l'intérieur de cristaux de biotites; rien n'indique alors qu'elle ait pu subir un déplacement quelconque. Par ailleurs, comme elle contient fréquemment des zircons (ph. 1.1. et 1.2), parfois même encore partiellement inclus dans une biotite, et des fragments de biotite relique, nous pensons que cette phase s'est formée aux dépens des biotites et qu'elle pourrait représenter un liquide figé issu de la fusion des biotites.

CHAPITRE III - ETUDE DETAILLEE DES PHASES AMORPHES LIEES AUX
BIOTITES DANS LES GNEISS DE VIEILLE - BRIOUDE

Les phases associées aux biotites que nous venons de décrire, ont été qualifiées par nous de "vitreuses" d'après les résultats de l'étude au microscope optique (chap. II). Nous avons complété cette étude par l'utilisation des méthodes suivantes :

- microscopie électronique par transmission,
- spectroscopie Raman,
- analyse chimique à la microsonde électronique.

I - MICROSCOPIE ELECTRONIQUE PAR TRANSMISSION

Nous avons sélectionné, au moyen du microscope polarisant, une plage quasi- isotrope renfermant quelques figures dendritiques, légèrement biréfringentes, et provenant de l'échantillon JP 79/64.

Après amincissement ionique, cette plage a été observée en TEM. Les images obtenues ne présentent aucun des effets de contraste (franges de Bragg, franges d'égale épaisseur) que l'on obtient normalement lors de l'observation de cristaux. Il s'agit bien d'une substance amorphe. Toutefois, par endroits, cette substance renferme de petits cristallites (de taille variable, toujours inférieure au micron) en nombre parfois relativement important. Enfin, de très petites tâches noirâtres (également inférieures au micron) dans la matrice amorphe pourraient éventuellement correspondre à des microprécipités.

Les diagrammes de diffraction électronique apportent des données complétant ces observations. Ainsi, la substance étudiée (qui apparaît amorphe à l'observation) donne un diagramme constitué par des halos peu distincts (ph. 1.5); ce type de diagramme est bien caractéristique d'un état amorphe (RUDEE, 1976).

Les zones renfermant des cristallites donnent des diagrammes constitués par une série d'anneaux qui ont permis l'identification de la kaolinite (ph. 1.6).

En résumé, cette étude confirme l'état amorphe des substances considérées comme telles au vu de leurs caractéristiques optiques; elle a également permis d'identifier la présence, localement, de petits cristaux de kaolinite dans ces phases.

II - SPECTROMETRIE RAMAN

A. Intérêt de cette méthode d'étude

L'application de cette méthode (présentée en annexe) à la minéralogie est apparue particulièrement intéressante dans deux domaines : l'identification des minéraux d'une part, la caractérisation des structures d'autre part.

1) Identification des minéraux

Un minéral donné peut être caractérisé aisément par les raies du spectre Raman qu'il fournit. Toutefois, l'intensité des raies est souvent variable, allant parfois même jusqu'à l'extinction totale suivant l'orientation du cristal par rapport au plan de polarisation du faisceau lumineux incident. Par suite, pour éviter toute ambiguïté, on présente parfois deux (ou trois) spectres Raman enregistrés pour des orientations différentes, afin de donner l'ensemble des raies caractéristiques d'un minéral particulier.

La comparaison du spectre Raman d'une phase minérale non identifiée avec des spectres Raman de préférence permet une caractérisation non ambiguë. Les études de spectroscopie Raman étant encore peu développées en minéralogie, peu de spectres de silicates ont été publiés à ce jour. Les spectres de l'olivine, de l'almandin, de l'orthoclase, de l'albite et de l'anorthite ont été trouvés dans WHITE, IISHI et al. (1979); par ailleurs, pour ces minéraux et d'autres, tel que le quartz, on peut trouver des données sur l'intensité et la position des raies dans GRIFFITH (1975).

Par contre, nous avons dû établir les spectres de référence pour les minéraux suivants :

- biotite (fig. III.1)
- muscovite)
- chlorite) Spectres reproduits en annexe (fig. A.4)
- cordiérite)
- sillimanite (fig. V.2)
- disthène (fig. V.2)
- staurotide (fig. A.4).

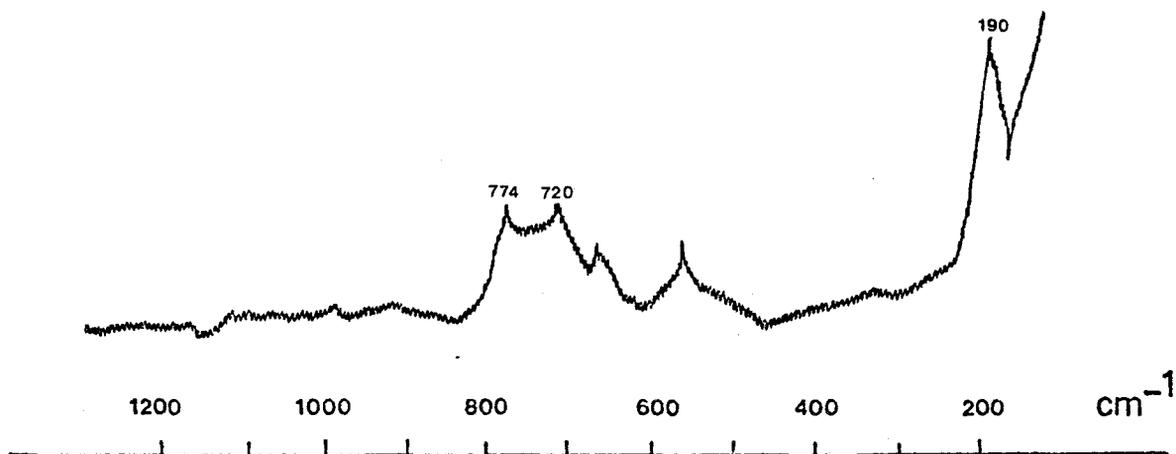


Fig. III.1.- Spectre Raman de biotite
(ph. 1.2. - éch. JP 79/64).

2) Caractérisation structurale

L'interprétation structurale des spectres Raman de phases minérales n'en est qu'à ses débuts. On peut cependant déjà tirer des informations intéressantes à partir des spectres. Nous n'exposerons ici que les considérations auxquelles il sera fait appel dans la suite.

La réponse Raman d'un minéral est sensible au degré d'ordre de sa structure. Ainsi, des minéraux dont la structure n'est pas parfaitement ordonnée, dans le cas, par exemple, de solutions solides, ne donnent pas de spectres Raman avec des raies fines bien définies : on constate un élargissement de certaines raies. Par exemple, on peut voir que le spectre obtenu pour une biotite (fig. III.1) ne présente que des raies larges.

Dans le cas des verres, WHITE (1975) résume les interprétations structurales que l'on peut tirer de l'étude des spectres. Les verres fournissent des spectres Raman typiques avec des bandes larges et non des raies. Toutefois, on peut en général faire correspondre ces bandes avec les raies caractéristiques des espèces cristallines de même composition chimique que les verres considérés. Par suite, la spectroscopie Raman permet de suivre un processus de cristallisation : on constate alors une meilleure définition des bandes, qui deviennent des raies, au fur et à

mesure du développement de la cristallisation, tandis que leur intensité s'accroît aussi en général dans le même temps.

Les verres très inhomogènes dont la structure est désordonnée, même à l'échelle de quelques espaces interatomiques, donneront des spectres Raman avec des bandes peu intenses et même éventuellement des spectres plats, dépourvus de bandes.

Enfin, des verres renfermant des petits cristaux en inclusions peuvent donner des spectres Raman avec des raies bien nettes qui correspondent en fait aux cristaux seuls et non à la matrice vitreuse qui les renferme. La présence de particules cristallines de dimensions voisines de 30 Å seulement suffit pour produire un effet Raman distinct.

B. Résultats et interprétation

La microspectrométrie Raman a été appliquée aux plages amorphes décelées en microscopie optique. Dans plusieurs cas, nous avons constaté une fluorescence importante de ces plages. Or, cet effet de fluorescence n'apparaît pas au niveau des phases cristallisées immédiatement voisines de la phase amorphe étudiée; il est donc dû à cette seule phase et peut être provoqué par la présence d'impuretés, telles que des éléments lourds (DHAMELIN COURT, communication orale). La fluorescence s'atténue toujours au bout d'une dizaine de minutes, permettant alors l'enregistrement du spectre Raman.

Les spectres Raman obtenus à partir d'une phase amorphe (ph. 1.2) sont présentés dans la figure III.2, en même temps que le spectre de la kaolinite.

Par ailleurs, nous avons recherché les spectres Raman de plusieurs autres plages amorphes. Les spectres les plus fréquemment observés sont, soit des spectres totalement plats (spectre A, fig. III.2), soit des spectres présentant quelques bandes très peu intenses (spectre B, fig. III.2). Ce sont des spectres de verres; l'absence ou la faible intensité des bandes indiquent de plus que ces "verres" ont une structure ne présentant pratiquement pas d'ordre à courte distance. De tels spectres ont été obtenus aussi bien pour des zones parfaitement isotropes que pour des zones présentant une certaine biréfringence (dans les gris du premier ordre). Cette biréfringence n'est donc pas toujours attribuable à un état cristallisé.

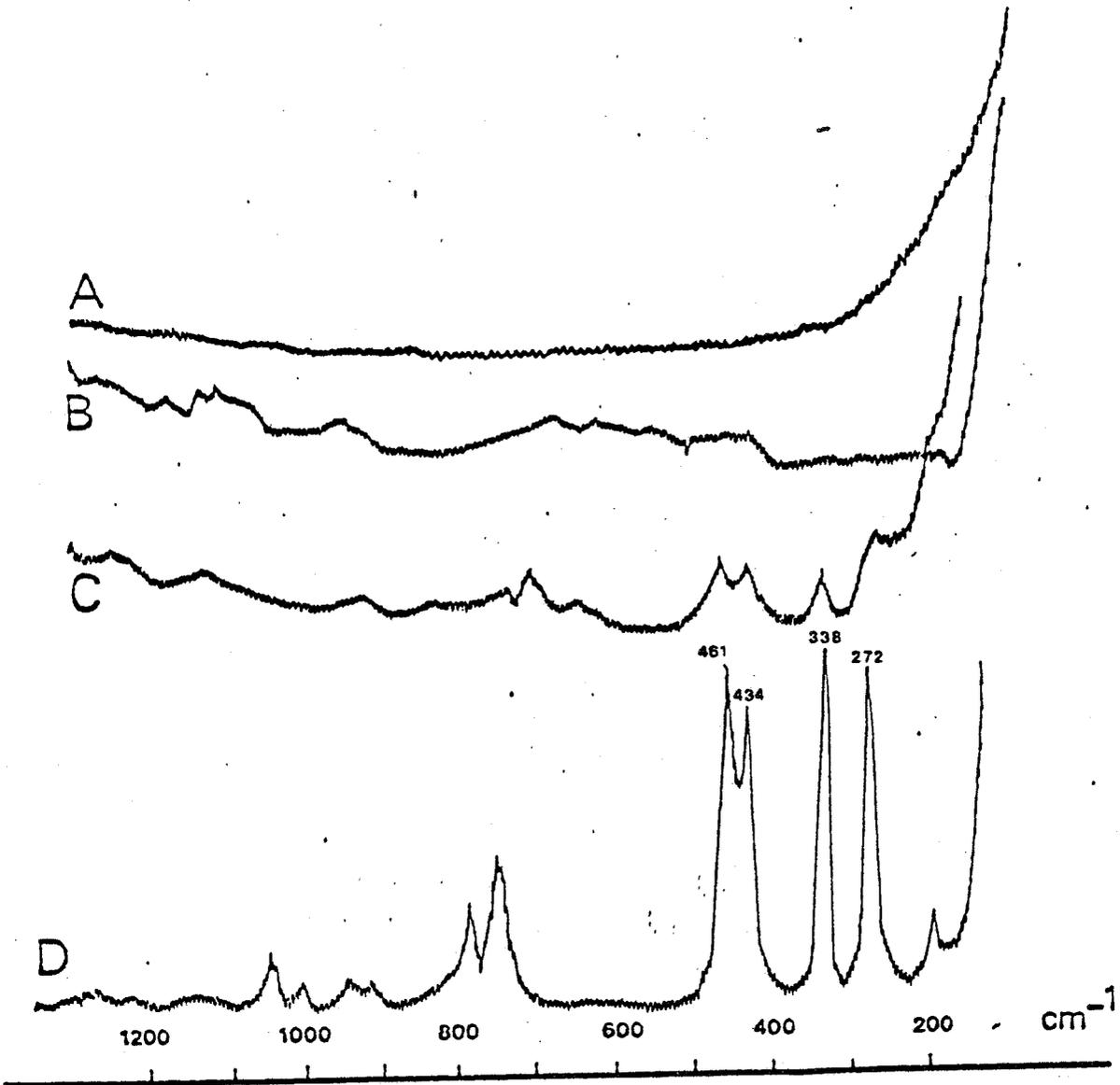


Fig. III.2.- Spectres Raman :

- A = "verre" (isotrope)) La zone étudiée
- B = "verre" (isotrope)) est celle de la ph. 1.2.
- C = dendrite faiblement biréfringente)
- D = kaolinite (WIEWIÓRA et al., 1979)



On sait d'ailleurs qu'une biréfringence peut apparaître dans un verre sous l'effet de contraintes. SCHOLZE (1969) cite plusieurs possibilités pouvant entraîner l'apparition d'une biréfringence :

- Cas de contraintes thermiques dues au fait que la surface d'un verre se refroidit en général plus rapidement que le coeur. Leur apparition est favorisée par un refroidissement très rapide; elle est donc peu probable dans un contexte géologique. Il s'agit d'ailleurs souvent de contraintes transitoires.
- Cas de contraintes résultant de différences de coefficient de dilatation pour un verre formé de domaines de composition chimique différente ; ces contraintes sont inévitables : elles apparaissent même si le refroidissement est extrêmement lent. De plus, elles sont permanentes. Les résultats des analyses chimiques montreront que cette interprétation peut s'appliquer aux "verres" étudiés et constitue donc une explication tout à fait plausible de la biréfringence de certaines plages "vitreuses".
- Cas de contraintes résultant de différences de points de transformation pour des verres de même composition en oxydes, mais avec des teneurs en eau différentes; les contraintes résultantes sont permanentes. Il n'est pas exclu qu'elles puissent apparaître dans certains de nos "verres".

D'autres zones , très légèrement biréfringentes, ont donné des spectres Raman mieux définis, tels que le spectre C (fig. III.2). En comparant le spectre C au spectre D de la même figure, on voit que l'on peut y retrouver les raies caractéristiques de la kaolinite. Dans ce cas, l'identification de kaolinite par spectroscopie Raman n'exclut pas la présence de verre; en effet, les petits cristaux de kaolinite décelés en TEM, qui sont inclus dans une matrice amorphe , peuvent produire des spectres analogues aux spectres C et D de la figure III.2.

Enfin il convient de souligner que nous n'avons retrouvé, dans aucun spectre de "verre," de bandes rappelant le spectre de la biotite (fig. II.1). ou le spectre de la cordiérite (fig.A.4).

En résumé, la spectroscopie Raman suggère la nature vitreuse des plages isotropes, ainsi que des plages biréfringentes qui leur sont comparables ; elle indique également la présence de cristallites de kaolinite dans certaines de ces plages.

III - ANALYSES CHIMIQUES

Les analyses ont été réalisées à l'aide d'une microsonde électronique de type CAMEBAX.

A. Résultats

Ils sont présentés dans le tableau III.1 et peuvent être comparés avec les analyses des biotites données dans le tableau II.1. On voit que, d'une manière générale, les phases analysées correspondent à une substance alumino-silicatée contenant, en proportion variable, un certain nombre d'autres éléments dont le plus fréquent et le plus abondant (après le silicium et l'aluminium) est le fer; les autres éléments présents en quantité non négligeable, mais en général faible, sont le magnésium et le potassium. Ces analyses sont assez voisines d'analyses de cordiérite, mais en diffèrent clairement par leur teneur en eau et en (FeO + MgO); fig. III.3.

Les variations les plus remarquables concernant les plages "vitreuses" associées aux biotites golfées portent sur la teneur en fer; ainsi, la plus forte valeur mesurée est celle de l'analyse N° 52 qui montre une teneur en oxydes de fer atteignant pratiquement 12 % ! A plusieurs reprises, ces variations ont été mises en évidence au sein d'une même plage vitreuse pour des pointés voisins : ainsi l'analyse n° 53 (les deux pointés étant séparés par une distance inférieure au millimètre), donne une teneur en oxydes de fer de 4,87 % seulement. Ces variations portant sur la teneur en fer peuvent souvent être mises en relation avec des variations des caractéristiques optiques. On remarque que les zones "vitreuses" relativement riches en fer sont en général colorées; par ailleurs, elles restent souvent isotropes (mais la relation entre la teneur en fer et la biréfringence ne peut être établie de manière systématique).

Les variations portant sur le rapport $\frac{\text{silice}}{\text{alumine}}$ sont relativement faibles.

B. Discussion sur la validité des analyses de verres

Toutes les phases vitreuses montrent un total d'oxydes nettement inférieur à 100 %. La différence (100 % - total des % d'oxydes dosés) doit vraisemblablement être attribuée à la teneur en eau de ces phases, qui serait alors en moyenne de 12 à 13 % .

Tabl. III.1.- Analyses des phases vitreusesⁿ associées à des biotites golfées.

Analyse n°	4	5	6	12	13	14	15	52	53	55	56	85	87	265
Echantillon n°	79/69	79/69	79/69	79/61	79/61	79/61	79/61	79/64	79/64	79/64	79/64	79/64	79/64	79/70
Couleur	jaune pâle	jaune pâle	jaune pâle	jaune pâle	jaune pâle	incolor	jaune pâle	orangé vif	jaune pâle	jaune pâle	jaune pâle	jaune pâle	jaune pâle	jaune très pâle
Aspect en lumière polarisée	isotrope	très faible biréf.	faible biréf.	iso-trope	iso-trope	faible biréf.	très faible biréf.	iso-trope	iso-trope	très faible biréf.	très faible biréf.	iso-trope	très faible biréf.	iso-trope
Photo correspondante	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7,1	7,1	1,2	1,2	6,4 et 6,5
SiO ₂	40,09	41,90	45,44	42,90	41,83	44,80	41,68	41,28	45,80	44,53	43,06	41,38	40,16	45,89
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	0,02
Al ₂ O ₃	33,88	34,00	35,43	37,63	34,77	36,75	36,85	32,72	34,46	33,34	35,46	35,85	33,42	32,94
FeO+Fe ₂ O ₃	7,41	7,84	4,71	5,15	5,69	4,13	5,59	11,96	4,87	9,42	6,61	5,67	7,43	6,68
NiO	0,15	-	-	0,14	0,01	-	-	0,02	-	0,02	-	0,01	-	0,10
MnO	0,03	0,21	0,06	-	0,10	-	-	-	-	0,06	-	-	0,17	0,19
MgO	2,61	3,02	1,63	2,05	2,35	1,99	2,37	1,81	1,66	2,34	1,87	1,93	2,12	2,39
ZnO	-	-	0,01	-	-	-	-	-	0,03	-	-	0,01	-	-
CaO	0,82	0,40	0,43	0,38	0,54	0,44	0,42	0,36	0,61	0,98	0,61	0,68	0,66	0,66
Na ₂ O	0,11	0,14	0,20	0,03	0,14	0,02	0,06	-	0,03	-	0,05	0,06	0,02	0,24
K ₂ O	0,62	1,63	2,53	0,85	0,96	1,10	0,86	1,07	1,03	0,61	0,46	0,56	0,65	0,39
TOTAL	85,71	89,15	90,43	89,13	86,38	89,45	87,87	89,23	88,50	91,20	88,11	86,14	84,62	89,50
Si/Al (en poids d'oxydes)	1,18	1,23	1,28	1,14	1,20	1,22	1,13	1,26	1,33	1,34	1,21	1,15	1,20	1,39

BUS
LILLE

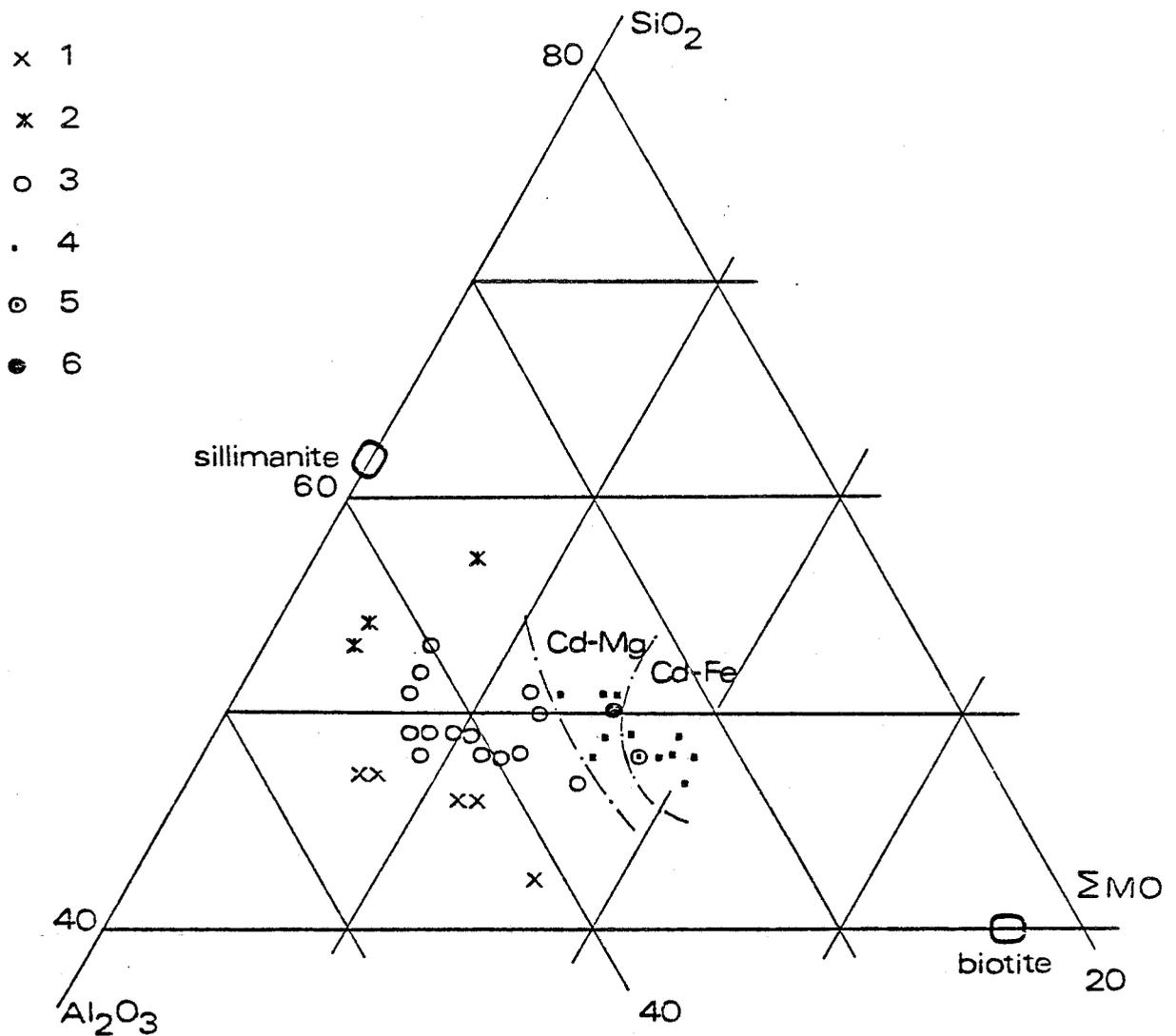


Fig.III.3.-Représentation des "verres" et de quelques cordiérites dans le diagramme $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-}\Sigma\text{MO}$ (en poids d'oxydes).

- 1 = Verres des kinzigites de l'Agly (tabl.VI.2)
- 2 = Verres des gneiss de Sarniat (tabl.V.2)
- 3 = Verres des gneiss de Vieille-Brioude (tabl.III.1)
- 4 = Cordiérites (analyses données par DEER et al., 1962)
- 5 = Cordierite des gneiss de Vieille-Brioude (tabl.IV.1)
- 6 = Cordiérite des kinzigites de l'Agly (tabl.VI.1)

Cd-Mg = cordiérites magnésiennes
 Cd-Fe = ferrocordiérites

La biotite représentée est celle des gneiss de Vieille-Brioude (tabl.II.1).

$$\Sigma\text{MO} = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$$



Par ailleurs, le polissage des verres soulève quelques problèmes. En effet, selon NAVEZ et SELLA (1963), il provoque des modifications importantes des verres : la couche superficielle serait fortement hydrolysée et désalcalinisée au contact de la suspension polissante, par un processus mécanicochimique encore mal précisé qui ferait intervenir abrasion et fluage. Ceci a été mis en évidence par l'étude comparée d'analyses réalisées à la microsonde électronique, d'une part sur des surfaces polies de verres, d'autre part sur des surfaces de fracture des mêmes verres, et confirmé par l'analyse chimique de la suspension polissante avant et après travail.

Ces modifications dues au polissage peuvent constituer une explication des faibles teneurs en alcalins et de la relative richesse en eau (du moins telle qu'on a pu l'estimer) des "verres" que nous avons analysés.

Enfin, BOROM et HANNEMANN (1967) ont mis en évidence l'instabilité des verres silicatés riches en alcalins sous le faisceau électronique, d'où des pertes en alcalins au moment de l'analyse à la microsonde.

Quoiqu'il en soit, bien qu'entachées d'incertitudes en ce qui concerne les valeurs des teneurs en eau et en alcalins, les analyses effectuées apportent des informations particulièrement intéressantes sur les valeurs (relatives, sinon absolues) des teneurs en composés autres que l'eau et les oxydes d'alcalins.

C. Comparaison des analyses de "verres" et des analyses de biotites. Problèmes posés.

On a suggéré précédemment que les phases amorphes observées dans les gneiss de Vieille-Brioude correspondaient à un liquide résultant de la fusion des biotites. Or, les analyses réalisées sur ces "verres" donnent des compositions bien différentes des compositions des biotites. En effet, comparées aux analyses de biotites (tabl. II.1), les analyses de "verre" montrent :

- une diminution des teneurs en TiO_2 , $FeO + Fe_2O_3$, MgO et K_2O ;
- une augmentation très probable de la teneur en eau;
- une diminution de SiO_2/Al_2O_3 : 1,78 à 1,90 pour les biotites } en poids
1,13 à 1,39 pour les "verres" } d'oxydes

Si l'on admet que ces "verres" se sont formés aux dépens des biotites, il faut expliquer ces différences; des explications sont proposées dans la suite.

En conclusion, on retiendra que la microscopie électronique et la spectrométrie Raman apportent des arguments très importants en faveur de la nature amorphe des phases étudiées.

CHAPITRE IV - CONSEQUENCES DE L'HYPOTHESE D'UNE FUSION DE LA BIOTITE:
NOUVELLES INTERPRETATIONS CONCERNANT LES GNEISS DE
VIEILLE-BRIOUDE.

Nous venons de mettre en évidence l'existence de phases amorphes associées à des biotites dans les gneiss de Vieille-Brioude. Au vu des relations texturales observées en lame mince (Chap. II), nous émettons l'hypothèse que ces phases représentent des verres correspondant à un liquide issu de la fusion des biotites.

Nous allons voir maintenant les interprétations nouvelles que l'on peut proposer pour les gneiss étudiés, si cette hypothèse doit être retenue. En effet, la présence (supposée) d'un liquide dans ces roches doit avoir de nombreuses conséquences sur leur minéralogie, ainsi que sur leur comportement mécanique. De nouvelles phases minérales peuvent cristalliser à partir de ce liquide; par ailleurs, celui-ci peut dissoudre une partie des minéraux déjà présents ou réagir avec eux.

Enfin, nous envisagerons les possibilités de vitrification d'un tel liquide et la durabilité du verre ainsi formé.

I - APPARITION DE NOUVELLES PHASES

A. Précipitation d'oxydes métalliques. Fusion incongruente de la biotite

Régulièrement associés à la phase "vitreuse", les oxydes métalliques sont, soit à l'état de petits précipités dispersés dans le "verre", soit sous forme d'amas de taille plus importante (ph. 1.3 et 2.1). Ils soulignent parfois le contour des golfes des biotites (ph. 1.3). La précipitation de ces oxydes métalliques semble se faire très précocement lors de la fusion des biotites, si bien que l'on peut suggérer, pour celle-ci, un mécanisme de type incongruent.

Nous avons constaté, à l'analyse à la microsonde, que ces précipités sont constitués essentiellement d'oxydes de fer. La spectroscopie Raman nous a permis de les identifier plus précisément : il s'agit de mélanges d'hématite α Fe_2O_3 et de goethite $\text{FeO}(\text{OH})$, par comparaison avec les spectres de référence de ces deux oxydes (fig. IV.1).

La précipitation de ces oxydes de fer permet d'expliquer que le liquide de fusion soit moins riche en cet élément que les biotites dont il provient.

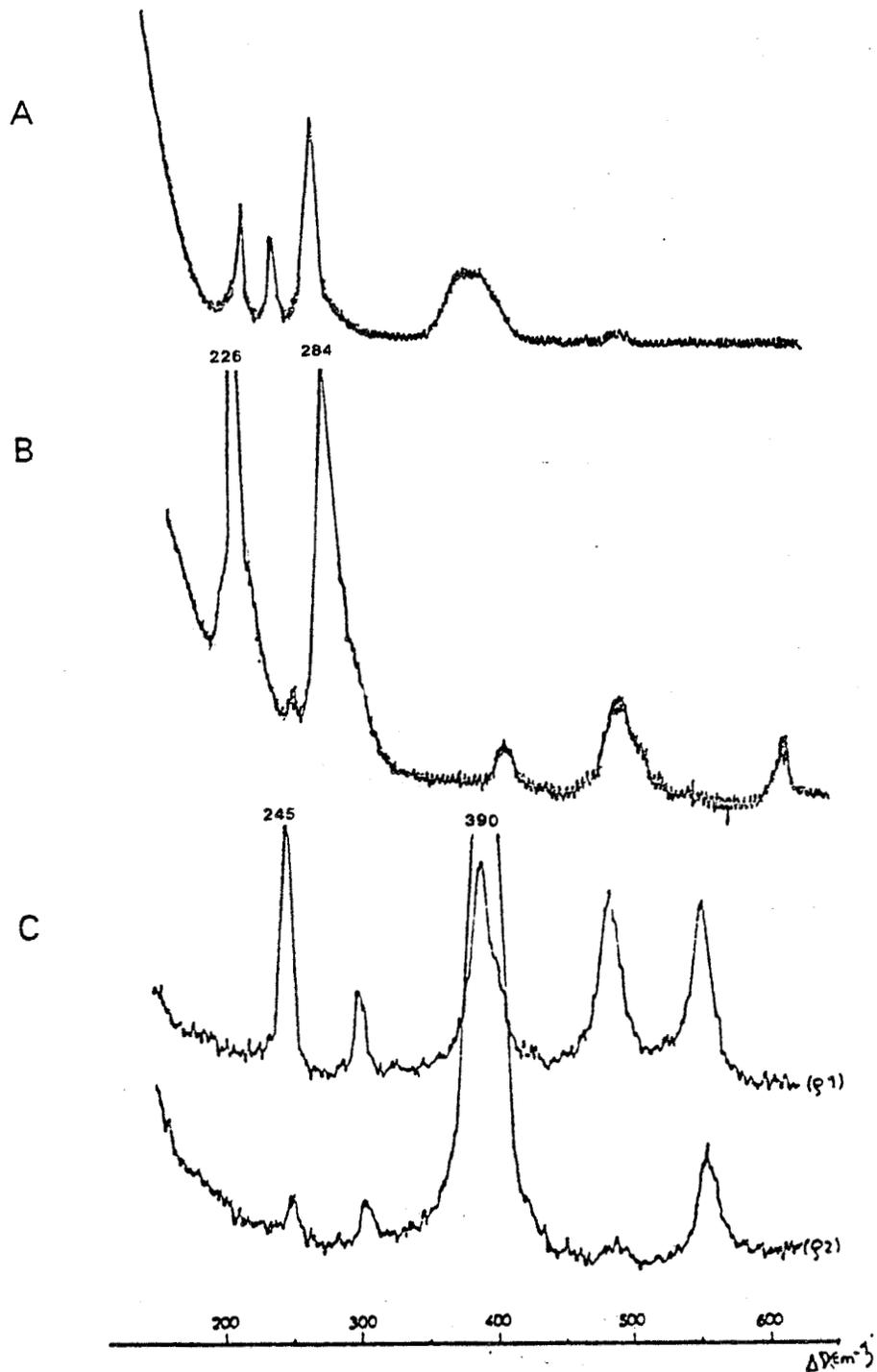


Fig. IV.1.- Spectres Raman:

A = Oxydes de fer présents dans la phase vitreuse
(éch. JP 79/64)

B = spectre de référence de l'hématite

C = 2 spectres de référence (g_1 et g_2) pour la goethite
suivant l'orientation du plan de polarisation du
faisceau incident.



Enfin, de très petits grains d'oxydes de titane soulignent les clivages de plusieurs biotites dont certaines n'ont pas forcément fondu. Il est possible que la précipitation du titane sous forme d'oxyde précède la fusion.

B. Cristallisation de nouvelles phases minérales

1) Sillimanite

De la sillimanite est souvent présente dans les plages vitreuses occupant les golfes des biotites. Il s'agit alors de fines aiguilles ou de petits prismes, entièrement inclus dans le verre, tandis que la biotite voisine ne contient pas de sillimanite (ph. 2.1, 2.2 et 2.3).

Des plages vitreuses de plus grande taille formées par coalescence des golfes vitreux relatifs à plusieurs biotites adjacentes, peuvent renfermer des amas plus importants de sillimanite (ph. 4.1 et 4.2). Là encore, il convient de noter que la sillimanite est bien présente dans le verre et non dans les biotites voisines. Ce minéral ne peut donc pas être associé directement à la biotite: il est en réalité associé à la phase vitreuse issue de la fusion d'une partie des grains de biotite.

Même dans le cas où la sillimanite semble en contact avec la biotite, l'observation en lumière réfléchie montre qu'un film de verre, plus tendre, sépare les deux minéraux.

Nous en déduisons que la sillimanite a pu cristalliser dans un liquide de fusion et à partir de celui-ci ; la formation de ce minéral dans les gneiss de Vieille-Brioude serait une conséquence de la fusion de la biotite. On insistera sur le fait que ce minéral de métamorphisme ne résulte pas alors ici de réactions entre minéraux à l'état solide, mais d'une cristallisation à partir d'un liquide silicaté, tout-à-fait comparable à une cristallisation de type magmatique. De semblables conditions de genèse pour la sillimanite ne sont pas inconnues; LACROIX (1893) cite quelques cas où de la sillimanite néoformée apparaît dans des enclaves volcaniques par suite de la fusion de la biotite (chap. I).

2) Cordiérite

La cordiérite est observable également dans les golfes et cavernes des biotites (éch. JP 79/69-70 et 72). Une analyse de cordiérite est donnée dans le tableau IV.1: il s'agit d'une cordiérite ferro-magnésienne pour laquelle $\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}} \sim 0,5$ (en moles d'oxydes).

Tabl. IV. 1. - Analyse d'une cordiérite (éch. JP 79/69)

En poids d'oxydes:

$\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} = 17,87\%$

$\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 = 1,44$

Analyse n°	7
SiO ₂	48,03
TiO ₂	-
Al ₂ O ₃	33,34
FeO + Fe ₂ O ₃	11,95
NiO	0,03
MnO	0,30
MgO	5,92
ZnO	0,17
CaO	-
Na ₂ O	0,20
K ₂ O	-
TOTAL	99,99

Lorsque la cordiérite est présente, la phase vitreuse constitue alors seulement un mince liseré isotrope séparant la biotite de la cordiérite (ph. 3.1 et 3.3).

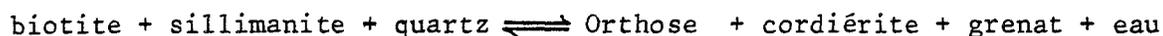
La cordiérite se présente parfois en grandes plages xénomorphes (éch. JP 79/70 et 72) renfermant diverses inclusions. Ainsi, elle contient souvent de nombreux prismes automorphes de sillimanite (ph. 3.1 et 3.5) ainsi que, parfois, des zircons, des précipités d'oxydes de fer et des reliques de biotite (ph. 3.2).

Au vu de ses relations texturales avec les biotites golfées et avec le verre, nous pensons que la cordiérite cristallise également à partir du liquide résultant de la fusion de la biotite, le plus souvent après la sillimanite (puisque celle-ci est présente en inclusions dans la cordiérite). Il est même possible, dans certains cas, qu'il y ait un stade de syncristallisation de ces deux minéraux puisqu'ils peuvent présenter des associations de type symplectitique (ph. 3.4).

Notons que WYART et SABATIER (1959) ont obtenu expérimentalement la cristallisation de cordiérite en équilibre avec un liquide de composition pélitique à $T = 800^\circ$ et pour $p_{\text{H}_2\text{O}} = 1,8 \text{ kb}$. Il s'agit donc bien d'un minéral qui peut cristalliser à partir d'un liquide alumino-silicaté dans des conditions proches de celle de l'anatexie régionale. C'est ce que montrent aussi les expériences de GREEN (1976) et ce que suggère le diagramme ternaire donné par SCHAIRER et YAGI (1952): cf. annexe 2, fig. A.5; en effet, ce diagramme montre qu'il peut exister un eutectique à composition de cordiérite dans le système $\text{SiO}_2\text{-FeO-Al}_2\text{O}_3$, pour une température qui est supérieure

à 1000°C à pression atmosphérique, mais pourrait être notablement plus basse à pression plus élevée.

En ce qui concerne nos échantillons, on ne peut pas évoquer les réactions de formation de la cordiérite à partir de la biotite et de la sillimanite :



Ces réactions sont souvent retenues pour expliquer la formation de la cordiérite dans les gneiss très métamorphiques (FONTEILLES et al., 1968a et b; AUTRAN et al., 1970). A l'appui de ces réactions, les auteurs cités signalent la présence de sillimanite relique dans la cordiérite. Il en est de même pour HOLLISTER (1977) selon qui la cordiérite peut se former par réaction entre grenat et sillimanite.

Nous pensons que ces réactions ne peuvent pas s'appliquer aux gneiss de Vieille-Brioude. En effet, les cristaux de sillimanite inclus dans la cordiérite n'y ont pas la signification de reliques : ce sont des prismes automorphes présentant un joint parfaitement net et non réactionnel avec la cordiérite (ph. 3.5). Nous n'avons pas non plus décelé de réactions faisant intervenir le grenat; ce minéral est d'ailleurs assez peu abondant dans les gneiss de Vieille-Brioude.

Enfin, nous ne retenons pas l'interprétation selon laquelle les phases isotropes associées à la cordiérite seraient le résultat de l'altération de celle-ci, c'est-à-dire l'interprétation classiquement proposée par ceux qui ont signalé ce type de phases. Ainsi, par exemple:

- dans les migmatites de la région de Loos-Hamra (Suède), VON ECKERMANN (1936) signale la présence d'une substance colorée isotrope, associée soit à la biotite, soit à la cordiérite; il l'interprète comme le résultat de l'altération de la cordiérite, tout en notant qu'il s'agit d'un cas particulier, car, dans d'autres roches de la même région, l'altération de la cordiérite produit de la chlorite ou des micas blancs.
- MATHIAS (1952) qualifie également d'altération de la cordiérite une substance isotrope, colorée en jaune à brun, présente dans une roche exceptionnellement riche en cordiérite de la Province du Cap (Afrique du Sud); selon ROGERS (1910), cette roche correspondrait à l'incorporation de sédiments pélitiques dans un magma granitique, suivie de la fusion de ces sédiments.

Notons que les deux cas que nous venons de rapporter concernent des roches se trouvant dans un contexte de fusion; l'altération de la cordiérite en une phase isotrope y est seulement supposée, et non démontrée. Elle n'a pas été démontrée non plus par CHRISTOPHE-MICHEL LEVY (1960) qui a étudié expérimentalement l'altération de la cordiérite; les produits qu'il a obtenus s'apparentent tous, soit aux chlorites, soit aux micas blancs (ce type d'altération est d'ailleurs maintes fois observé dans des exemples naturels).

3) Quartz

Sillimanite et cordiérite étant des minéraux avec un rapport Si/Al inférieur à celui de la biotite, nous pensons qu'il est probable que, pour des raisons d'équilibre de bilan chimique, la fusion de la biotite entraîne également la cristallisation de quartz.

Mais ce quartz néoformé est difficile à mettre en évidence, car rien ne permet de le distinguer du quartz primaire existant dans les gneiss avant la fusion de la biotite. Il peut cependant être identifié dans quelques cas; ainsi, la figure IV.2 montre du quartz emplissant une fracture dans un feldspath au voisinage de biotites "fondues". Nous pensons que ce quartz a cristallisé à partir d'une phase fluide résultant de la fusion de la biotite.

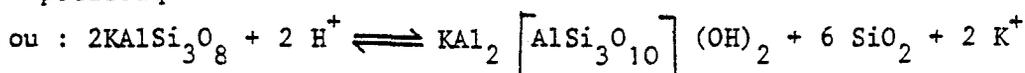
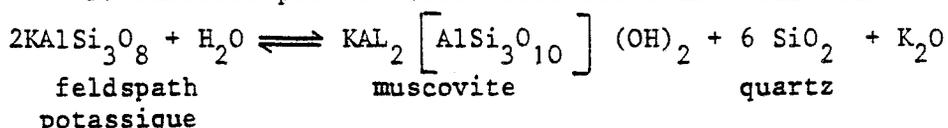
C. Apparition d'une phase fluide hydratée et modifications minéralogiques qui y sont liées.

1) Réactions liées à l'existence d'une phase fluide hydratée

a) La plus évidente de ces réaction, dans les lames minces observées, est la muscovitisation des feldspaths. Elle s'observe d'une manière générale chaque fois que le liquide de fusion (maintenant figé sous forme vitreuse) se trouve en contact avec un feldspath (fig. IV.3). Du quartz est souvent associé à cette muscovite réactionnelle (ph. 2.5).

La muscovitisation des feldspaths est un phénomène bien connu lié à la présence d'une phase fluide hydratée.

La réaction peut s'écrire sous les deux formes suivantes :



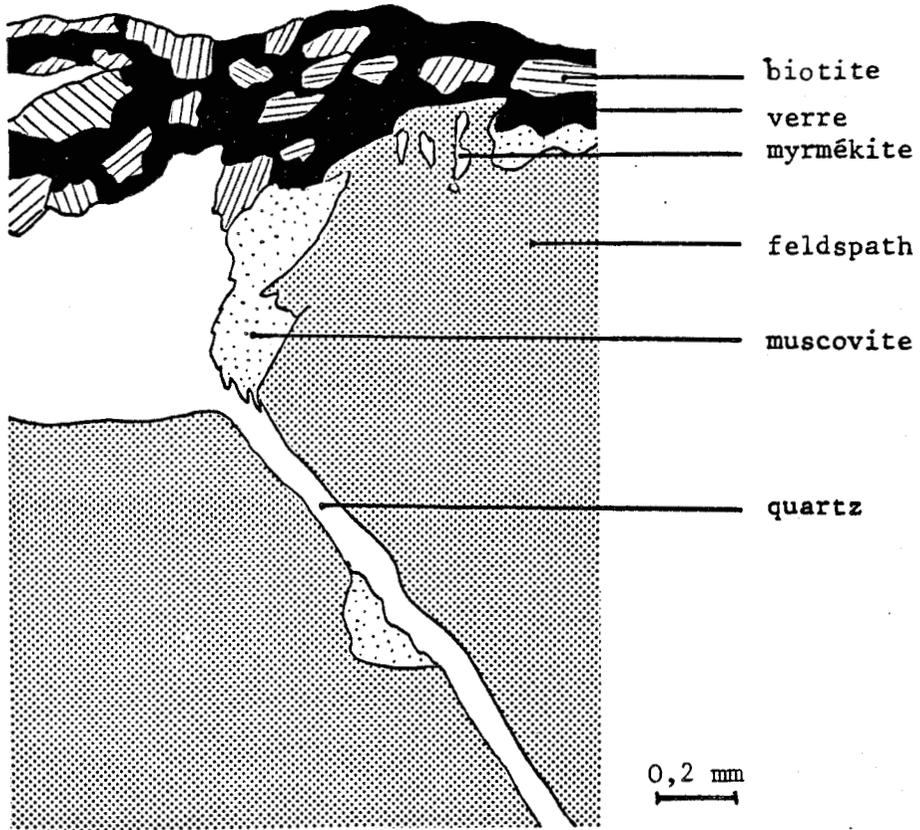


Fig. IV.2.- Quartz emplissant une fracture dans un feldspath; verre et reliques de biotites à proximité.
Ech. JP 79/64.

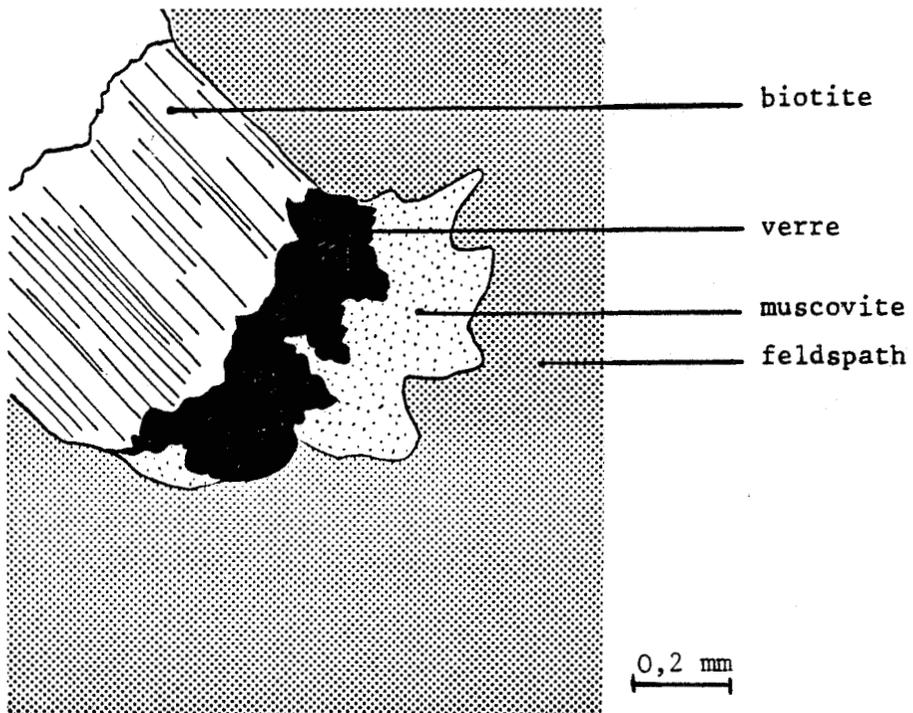


Fig. IV.3.- Feldspath muscovitisé au contact d'une phase vitreuse.
Ech. JP 79/64.

On voit que cette réaction produit aussi du quartz. Selon EUGSTER (1970), plusieurs facteurs interviennent sur cette réaction :

- la pression (P)
- la température (T)
- la fugacité de l'eau (f_{H_2O})
- l'activité de l'ion potassium (a_{K^+})
- le pH.

Par suite, la muscovitisation des feldspaths, pourtant considérée habituellement comme un processus rétrograde, n'implique pas nécessairement une diminution de la température; elle peut être due à la variation d'autres facteurs.

La figure IV.4 montre l'étendue des domaines respectifs de stabilité du feldspath potassique, de la muscovite et d'un silicate d'alumine Al_2SiO_5 (sillimanite ou andalousite suivant les cas) en fonction de T, de a_{K^+} et du pH.

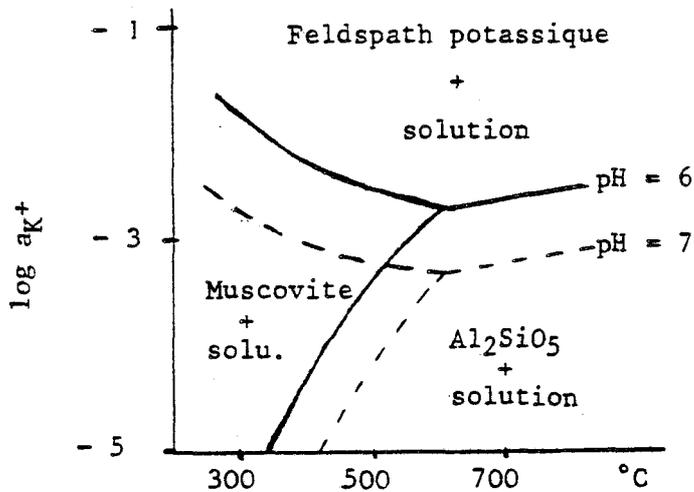


Fig. IV.4 - Stabilité du feldspath potassique en fonction de T, de a_{K^+} et du pH, pour $f_{H_2O} = 1$ kb, in EUGSTER (1970, fig.7, p. 116).

La figure montre que, lorsque le pH diminue, le domaine de stabilité de la muscovite s'accroît aux dépens du domaine du feldspath potassique; on voit là le rôle déterminant que jouent les ions H^+ dans la muscovitisation (ou deutérisation) des feldspaths. On voit aussi qu'un départ de potassium, lié à l'existence d'un gradient de K^+ et se traduisant par une chute de l'activité de cet ion, peut également entraîner la muscovitisation du feldspath.

b) Dans quelques cas, on a observé la sillimanitisation des feldspaths; le feldspath est alors remplacé par du quartz contenant des aiguilles de sillimanite: fig.IV.5.

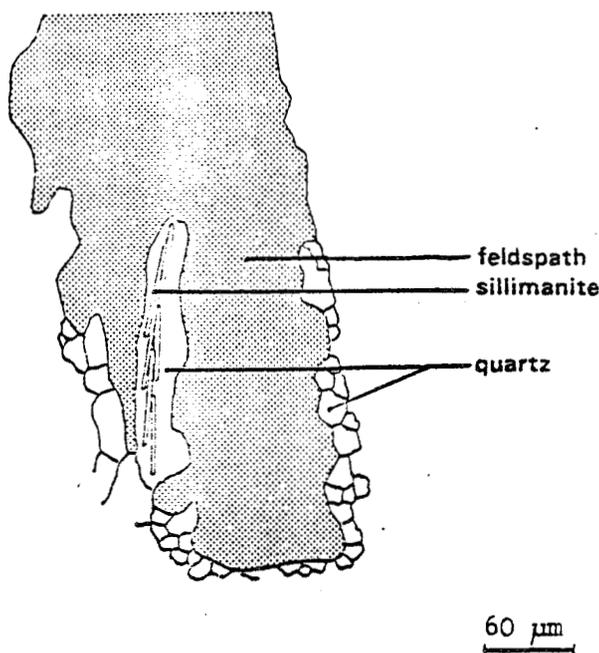
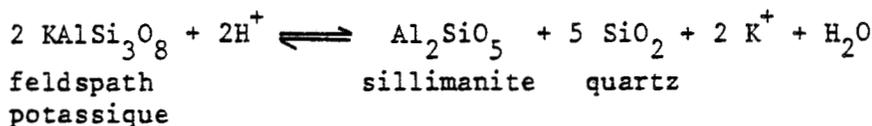


Fig. IV.5.- Quartz et aiguilles de sillimanite à l'intérieur d'un feldspath
Ech. JP 79/64.

Cette réaction qui peut s'inscrire sous la forme ionique suivante :



est également sous la dépendance des gradients d'activité de H^+ et de K^+ (EUGSTER, 1970).

c) Dans quelques cas, on constate la chloritisation de certaines biotites. Cette altération classique de la biotite (SCHWARTZ, 1958) dépend de la température mais aussi des activités des ions K^+ et H^+ liés à la présence d'une phase fluide (MacNAMARA, 1966).

2) Apparition d'une phase fluide hydratée par suite de la fusion de la biotite

Les réactions que nous venons de voir sont toutes liées à l'existence de gradients d'activité des ions H^+ et K^+ , due à la présence d'un fluide dans la roche (KORZHINSKY, 1965). Ces réactions s'observent dans des lames où l'on a constaté la fusion des biotites; mais elles ne sont pas toujours liées à

la proximité immédiate du liquide alumino-silicaté (retrouvé sous forme de verre) qui résulte de cette fusion. Nous pensons qu'elles sont alors dues à l'action d'une phase fluide essentiellement hydratée, certainement beaucoup moins visqueuse, et donc plus mobile, que le liquide de fusion alumino-silicaté. Cette phase peut entraîner préférentiellement en solution un certain nombre d'éléments tels que des ions (alcalins comme K^+ , en particulier; ions H^+ résultant de la dissociation de l'eau; etc...) et un certain pourcentage de silice (LUTH et TUTTLE, 1969). Ceci peut d'ailleurs expliquer pourquoi les verres alumino-silicatés sont relativement appauvris en silice par rapport aux biotites dont ils dérivent, une partie de la silice ayant été entraînée par la phase fluide hydratée et cristallisant sous forme de quartz à une distance plus ou moins grande des zones de fusion (fig. IV.2). L'individualisation d'une phase fluide hydratée peut avoir les causes suivantes :

a) soit la saturation en eau du liquide de fusion qui, dès qu'elle est atteinte, entraîne l'apparition d'une phase fluide hydratée (qu'on peut désigner aussi sous le nom de "vapeur"), coexistant dès lors avec le liquide.

Dans le cas de la fusion de la biotite, l'eau dissoute dans le liquide de fusion ne peut être que l'eau présente au départ dans la structure du mica. Cela suffit-il à entraîner la saturation en eau du liquide et la séparation d'une phase vapeur ? En l'absence de toute donnée expérimentale, concernant un tel système, nous ne pouvons pas répondre à cette question. Cependant dans le cas où le liquide de fusion de la biotite serait au départ sous-saturé en eau, la séparation d'une phase vapeur aura lieu seulement après que le liquide ait subi un enrichissement relatif en eau. Nous pensons que la cristallisation de phases anhydres (sillimanite, cordiérite, quartz) à partir du liquide de fusion peut entraîner la saturation en eau de la fraction de liquide qui n'a pas encore cristallisé, et donc l'apparition d'une phase vapeur hydratée.

b) soit l'existence d'une lacune de miscibilité dans une partie au moins du domaine de fusion des biotites.

Il s'agit là seulement d'une hypothèse qui nous a été suggérée par les résultats des travaux expérimentaux de VISSER et KOSTER VAN GROOS (1979a., b et c). VISSER et al. montrent que, pour le système $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$ (système voisin de celui correspondant à la biotite, mais anhydre),

il existe un domaine d'immiscibilité entre deux liquides : L_F riche en FeO , et L_S , riche en SiO_2 , dans un intervalle de température compris entre 1110° et $1235^\circ C$ pour une pression d'une atmosphère; ces deux liquides se différencient également par la valeur du rapport K_2O/Al_2O_3 , toujours plus faible dans L_F . Ces auteurs signalent également plusieurs possibilités d'extension de ce domaine d'immiscibilité, par exemple, par l'addition, même en très faible quantité, de certains éléments au système, ou bien sous l'influence de la pression. Enfin, ils pensent qu'en présence d'eau, les températures limitant le domaine d'immiscibilité doivent se trouver considérablement abaissées; ce domaine d'immiscibilité pourrait alors exister dans les conditions naturelles de fusion de la biotite.

En conclusion, on voit qu'une fusion de la biotite doit entraîner l'apparition de nouvelles phases minérales.

Dans ce cas, les minéraux que l'on peut observer dans une même lame mince ne constituent pas un ensemble homogène car leur apparition témoigne de conditions bien différentes suivant les cas :

- biotites, feldspaths, grenats et une partie du quartz se sont formés dans des conditions thermodynamiques correspondant à un métamorphisme prograde, de caractère intermédiaire, et bien évidemment antérieures à la fusion de la biotite;
- sillimanite et cordiérite (et peut-être certains quartz) ont cristallisé à partir d'un liquide résultant de la fusion de la biotite, vraisemblablement à la suite d'un pic thermique;
- enfin, la muscovite et une autre partie du quartz résultent de modifications locales des conditions physico-chimiques liées à l'apparition d'une phase fluide dans la roche.

Ces minéraux ne doivent donc pas être considérés globalement dans le cadre d'une même paragenèse.

II - CONSEQUENCES MECANIQUES

A. Pour l'ensemble de la roche

1. Existence de lits à dominante amorphe

Certains échantillons (JP 79/70) présentent une série de lits approximativement parallèles, de 0,5 à 2 mm d'épaisseur environ, constitués par

un milieu complexe comprenant de nombreuses reliques de biotites, ainsi que parfois de la sillimanite et des précipités d'oxydes métalliques dans une matrice incolore très faiblement biréfringente (ph. 5.1, 6.1. et 6.3). Cette matrice est en continuité avec le verre isotrope occupant des golfes dans des biotites voisines (ph. 6.4 et 6.5). En spectrométrie Raman, elle donne des spectres de verre ou des spectres de kaolinite. Par analogie avec les résultats du chap. III, nous en déduisons qu'il s'agit d'une phase vitreuse contenant localement de petits cristaux de kaolinite.

Nous avons réalisé quelques analyses à la microsonde électronique dans ces lits vitreux; elles sont présentées dans le tableau IV.2. Nous voyons que la phase vitreuse des lits considérés a une composition du même type que celle des phases vitreuses étroitement associées à des biotites, que nous avons analysées précédemment (tabl.III.1). Nous en déduisons qu'elle a la même origine et qu'elle serait issue de la fusion de biotites, ceci étant d'ailleurs confirmé par la présence de reliques de biotites dans les lits vitreux et par le fait que ces lits sont en relation avec des phases vitreuses occupant des golfes de biotites et résultant, selon notre hypothèse, d'une fusion de ces biotites.

L'orientation des lits vitreux paraît indépendante de la foliation primaire de la roche; en effet, les minéraux voisins et, en particulier, les biotites, paraissent tranchés comme à l'emporte-pièces par ces lits (ph. 5.1 et 6.1). Nous pensons donc que les lits vitreux correspondent à des zones de fractures ayant été emplies par le liquide de fusion des biotites; ce sont donc des zones de concentration préférentielle du liquide. Le liquide a entraîné avec lui un certain nombre de cristaux (reliques de biotite, aiguilles de sillimanite, etc...); suivant les cas, le volume de la fraction cristalline paraît plus ou moins important par rapport à celui de la fraction vitreuse.

2. Origine des fractures correspondant aux lits vitreux

L'influence de la fusion partielle sur le comportement mécanique des roches a fait l'objet de quelques études expérimentales récentes.

Deux types de comportement différents ont été constatés suivant la quantité de liquide présente dans la roche. En effet, ARZI (1978) a montré l'existence d'un pourcentage critique de liquide de fusion (appelé R.C.M.P. : "*rheological critical melt percentage*") qu'il situe aux alentours de 20% (en volume). Quand le pourcentage de liquide est inférieur à ce pourcentage critique, la roche garde une cohésion interne; mais au-delà de ce pourcentage, la roche s'écoule comme un liquide à forte viscosité.

Tableau IV.2.- Microanalyses réalisées dans les lits vitreux de l'éch. JP 79/70.

Analyse n°	18	19	20	251	266
Couleur	incolore	brun pâle à incolore	incolore	incolore	incolore
Aspect en lumière polarisée	faible biréfringence	faible biréfringence	faible biréfringence	faible biréfringence	très faible biréfringence
Photo correspondante	-	-	-	7.5	6.4
SiO ₂	46,51	38,16	47,52	47,08	48,23
TiO ₂	0,10	0,55	0,04	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	36,64	25,27	37,00	38,34	36,28
FeO + Fe ₂ O ₃	6,19	13,25	0,96	0,59	1,61
NiO	-	-	0,02	-	-
MnO	0,10	0,12	0,03	-	0,03
MgO	1,68	5,49	0,53	0,08	1,03
ZnO	-	0,12	-	-	0,09
CaO	0,16	0,07	0,51	-	0,01
Na ₂ O	-	0,02	0,05	-	0,11
K ₂ O	1,63	5,65	2,27	-	0,08
TOTAL	93,02	88,70	88,95	86,11	87,48
Nature de la phase analysée	verre	relique de biotite	verre en voie de kaolinisation	kaolinite	verre en voie de kaolinisation



Par ailleurs, l'existence de zones fondues dans les éprouvettes conduit à la naissance de fractures en extension lors de la déformation; en même temps, il y a transfert d'une partie au moins du liquide dans ces zones en extension (VAN DER MOLEN et PATERSON, 1979; PAQUET et FRANCOIS, 1980).

Les fractures dilatantes observées appartiennent à deux catégories :

- des fractures approximativement parallèles à la direction de la contrainte principale σ_1 , qui doivent être reliées en fait au développement de cisaillements obliques, comme le montre la figure IV.6.

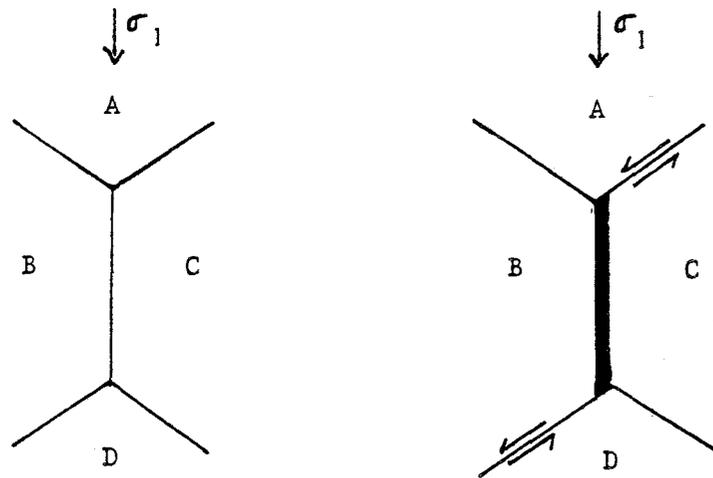


Fig. IV.6 - Ouverture d'un joint de grain parallèlement à σ_1 .

- des fractures obliques par rapport à σ_1 , qui correspondent à deux familles de cisaillement conjugués (une seule famille est représentée dans certains cas).

La combinaison de ces deux types conduit à un résultat global ressemblant à celui qui est représenté dans la figure IV.7 où l'on voit le transfert du liquide depuis des zones en compression (perpendiculaires à σ_1) vers des zones en extension (obliques ou parallèles à σ_1).

La vitesse de transfert du liquide est inversement proportionnelle à sa viscosité. Par ailleurs, selon FULLER (1956), la vitesse d'expulsion d'une couche de liquide est proportionnelle au cube de l'épaisseur de cette couche; on voit donc que le transfert du liquide se fera d'autant plus facilement que le pourcentage de liquide présent sera grand.

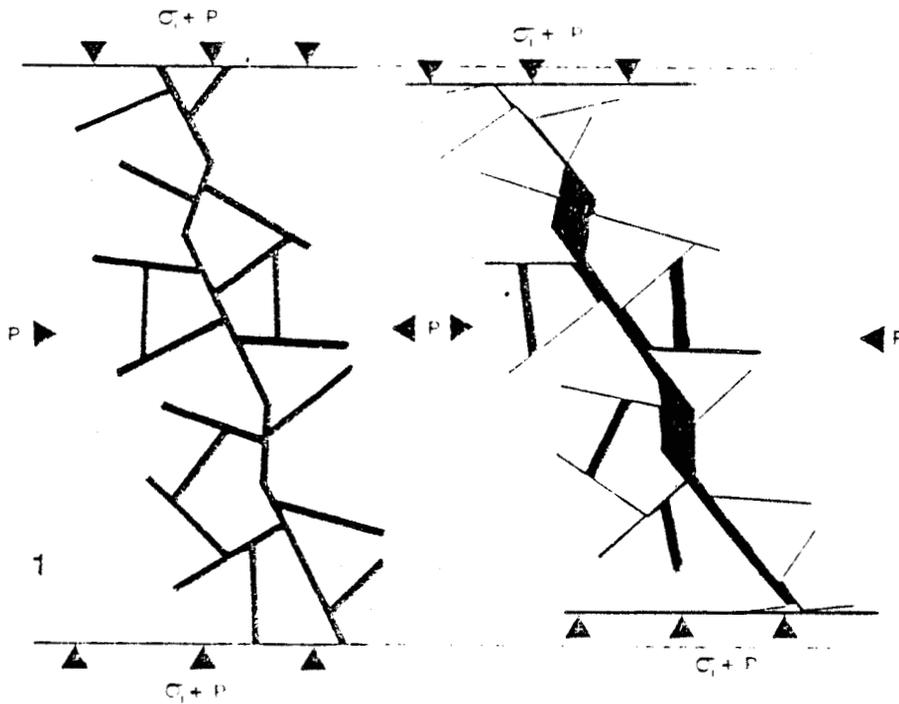


Fig. IV.7.- Modèle simplifié de déformation d'une roche partiellement fondue, in PAQUET et FRANCOIS (1979, fig.2, p. 801). Le liquide de fusion est figuré en noir.

Par comparaison avec les modèles expérimentaux qui viennent d'être présentés, nous pensons que les lits vitreux décrits plus haut correspondent bien à des fractures en extension dans lesquelles a été transféré le liquide. La formation de ces fractures est la conséquence de l'existence d'une fraction liquide dans la roche (c'est donc une conséquence de la fusion de la biotite). D'une manière générale, la présence d'une phase fluide fragilise la roche (ARZI, 1978; PATERSON et al., 1979; PAQUET et al., 1979 et 1980). En effet, la formation des cracks initiaux est favorisée, soit par le développement d'une pression de fluide (fracturation hydraulique), soit par le seul fait que la phase fluide peut emplir les microcracks formés en tête de fissure (par concentration de contraintes) et inhiber leur fermeture, entraînant ainsi, de proche en proche, l'extension de la fissure.

La fusion des grains de biotite entraîne donc une déformation importante de la roche par la formation de zones fracturées où se concentrent le liquide ; ces zones se retrouvent sous forme de lits vitreux pénétratifs dans les échantillons naturels.

B. A l'échelle des grains

Des déformations importantes peuvent être observées dans certains cas.

1) Fracturation

a) Quartz

Les grains de quartz de l'éch. JP 79/70 sont fracturés (ph. 5.1, 8.1 et 8.2); le milieu vitreux qui constitue les lits pénétratifs mis en évidence dans la roche, emplit aussi ces fractures.

b) Cordiérite

Dans certains cas, on peut observer des monocristaux de cordiérite fracturés, dont les fractures sont emplies de verre isotrope également présent à la périphérie de ces cristaux.

Une telle disposition, qui pourrait éventuellement suggérer à certains un processus d'altération de la cordiérite, répond, selon nous, à une toute autre interprétation : un premier cristal de cordiérite formé au voisinage de biotites va, si la fusion de ces biotites se poursuit (ou reprend, dans le cas d'oscillations thermiques au voisinage du point de fusion des biotites), se trouver entouré de liquide de fusion; la présence d'un liquide incompressible autour du grain de cordiérite peut entraîner la fracturation de ce grain, suivie du remplissage des fractures par le liquide.

2) Gonflement des biotites

Plusieurs biotites, situées au voisinage des lits vitreux décrits plus haut, montrent une sorte de gonflement dû à la présence de verre dans les clivages (ph. 6.2). Le milieu vitreux s'est mis en place à l'état liquide en s'insinuant dans les grains de biotite à la faveur des clivages : les feuillets du mica sont donc écartés par le liquide et on peut aboutir à une véritable dilacération du minéral (ph. 6.4, 6.5, 8.4 et 8.5)

En conclusion, on voit que le liquide de fusion de la biotite est à l'origine de processus de déformation importants dans les gneiss de Vieille-Brioude; cette déformation résulte essentiellement du développement de nombreuses fractures et du transfert du liquide.

III - PHENOMENES DE CORROSION ET DE DISSOLUTION

Nous avons observé de nombreuses figures évoquant une corrosion et nous les interprétons comme le résultat de l'action du liquide qui proviendrait (selon nous) de la fusion de la biotite, sur les minéraux de la roche (formés antérieurement à la fusion). Cette action corrosive est particulièrement marquée vis-à-vis des feldspaths et des quartz. Ces phénomènes de corrosion-dissolution ne peuvent être confondus avec une fusion quartzo-feldspathique de type eutectique, impliquant la participation des deux types de minéraux (quartz et feldspaths) et la présence d'eau. En effet, les quartz et les feldspaths sont corrodés, chacun pour leur part et indépendamment les uns des autres, lorsqu'ils se trouvent en contact avec le liquide d'origine biotitique; en l'absence de contact avec ce liquide, aucun effet n'apparaît.

A. Cas des feldspaths

Ce sont les minéraux les plus sensibles à l'action du liquide alumino-silicaté.

Dans certains cas (éch. JP 79/70), leur dissolution est si avancée qu'ils ont parfois presque complètement disparu.

La photo 7.1. montre un exemple de corrosion d'un feldspath en contact avec le verre; le bord du feldspath est découpé suivant plusieurs petits golfes séparés par des languettes qui sont parfois complètement détachées du reste du feldspath et constituent alors des îlots de feldspath-relique noyés dans le verre. L'analyse à la microsonde d'une de ces reliques comparée à l'analyse effectuée dans la partie non corrodée du minéral montre qu'il s'agit bien du même feldspath oligoclase (tabl. IV.3).

Très peu de données existent actuellement sur la solubilité des minéraux; en particulier, on ne connaît rien sur leur solubilité dans un bain alumino-silicaté chaud. Le cas qui vient d'être décrit semble indiquer toutefois une dissolution congruente (c'est-à-dire sans apparition d'une nouvelle phase) du feldspath dans le liquide alumino-silicaté. Ce cas serait donc différent de la dissolution des feldspaths dans l'eau qui se fait de manière incongruente, par lessivage préférentiel des alcalins, pouvant conduire à l'apparition de muscovite.

Tableau IV.3.- Analyses d'un feldspath corrodé et de la relique voisine . Ech. JP 79/64; ph. 7.1.

	Feldspath	relique
Analyse n°	57	54
SiO ₂	61,48	61,70
TiO ₂	0,03	0,04
Al ₂ O ₃	23,98	24,64
FeO + Fe ₂ O ₃	0,12	0,05
NiO	-	-
MnO	-	-
MgO	0,04	-
ZnO	0,07	-
CaO	4,89	5,33
Na ₂ O	8,01	8,24
K ₂ O	0,40	0,10
TOTAL	99,02	100,10

La corrosion des feldspaths semble souvent s'effectuer à la faveur des clivages, conduisant à l'individualisation de petites plaquettes parallépipédiques de feldspath, séparées par un milieu incolore, isotrope, ou légèrement biréfringent (ph. 7.2. et 7.3). Ce mode de "démolition" des feldspaths avait d'ailleurs déjà été remarqué par LACROIX (1893) dans des enclaves volcaniques et a été aussi décrit par KNOFF (1938) et LARSEN (1939) dans des granodiorites partiellement fondues par thermométamorphisme de contact. C'est un argument supplémentaire en faveur de l'existence d'un liquide de fusion dans les gneiss de Vieille-Brioude.

Le milieu isotrope ou faiblement biréfringent, présent dans les feldspaths corrodés, a été étudié en spectroscopie Raman (fig. IV.8) :

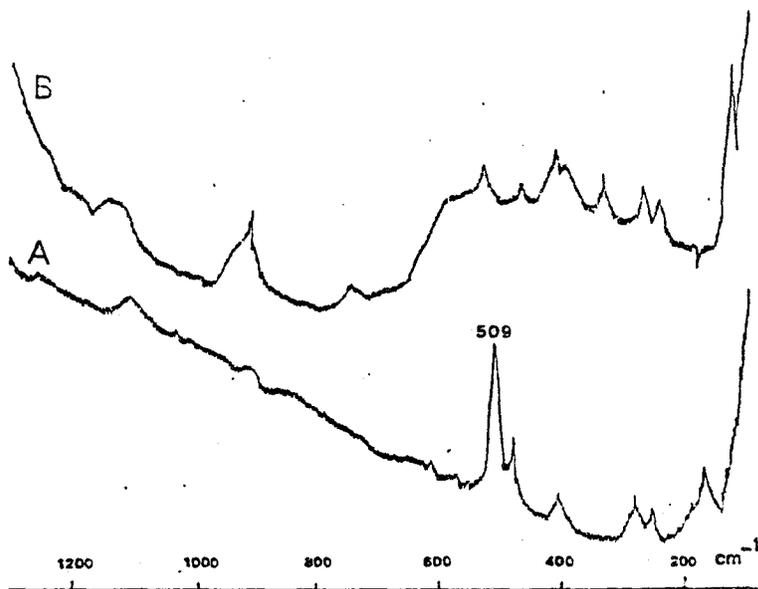


Fig. IV.8 - Spectres Raman d'un feldspath (A) et du milieu résultant de sa corrosion (B).
Ech. JP 79/70.

Le spectre du feldspath corrodé est tout-à-fait comparable à ceux publiés par WHITE (1975) : le nombre et la position des raies indiquent qu'il s'agit d'un plagioclase (spectre A, fig. IV.8). Le spectre B a été enregistré dans une bande corrodée à l'intérieur du cristal de feldspath; cette bande n'a pas un aspect homogène en lumière polarisée : on y distingue de petits taches faiblement biréfringentes dans un fond isotrope. Le spectre B a une allure générale qui rappelle les spectres de verres publiés par WHITE (1975); toutefois, il comporte des raies dont certaines peuvent être mises en correspondance avec les raies du feldspath; il correspond très probablement à un mélange hétérogène comprenant des petits fragments de feldspath noyés dans un verre. Ceci est en accord avec l'hypothèse d'une corrosion du feldspath par un liquide.

Dans un cas au moins, le verre associé à un feldspath corrodé présente un enrichissement relatif en silice (analyse n° 43, tabl. IV.4):

$$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ (en poids d'oxydes)} = 1,77 .$$

Tableau IV.4.- Analyses d'un feldspath corrodé et du milieu vitreux associé. Ech. JP 79/70.

Analyse n°	Feldpath	verre	
	42	26	43
SiO ₂	65,52	46,99	48,58
TiO ₂	0,03	-	-
Al ₂ O ₃	21,94	39,42	27,35
FeO + Fe ₂ O ₃	-	0,13	0,76
NiO	-	0,14	0,14
MnO	-	0,13	0,02
MgO	-	0,16	0,82
ZnO	-	-	-
CaO	2,49	0,04	0,77
Na ₂ O	10,01	-	2,45
K ₂ O	0,09	0,16	3,01
TOTAL	100,07	87,17	82,91

B. Cas du quartz

Dans certaines lames (éch. JP 79/70), les grains de quartz sont fracturés et se présentent comme une mosaïque de blocs non désorientés, séparés par une phase vitreuse, le plus souvent isotrope (ph. 8.1 et 8.2). Ils montrent des stades de corrosion variables, pouvant aller jusqu'à la disparition presque totale du cristal primitif qui ne subsiste plus alors qu'à l'état de petits fragments noyés dans un verre (ph. 8.3, 8.4 et 8.6). Ce dernier stade s'observe dans des lames où les feldspaths ont déjà été presque totalement dissous ; le quartz semble donc moins sensible à la corrosion que les feldspaths. Là encore, les observations sont analogues

à celles qui ont été rapportées pour des enclaves volcaniques partiellement fondues (LACROIX, 1893; KNOPF, 1938; LARSEN et al., 1939) et constituent un nouvel argument en faveur de l'existence d'un liquide de fusion dans les gneiss de Vieille-Brioude.

Les analyses que nous avons réalisées ne nous ont pas permis de déceler un enrichissement en silice du milieu vitreux, par suite de la dissolution du quartz. Cela peut être dû à une homogénéisation rapide du liquide alumino-silicaté, en ce qui concerne sa teneur en silicium (alors qu'il n'en est pas de même pour d'autres éléments, tels que le fer; chap. III). La corrosion du quartz est néanmoins indubitable.

C. Cas des grenats

Des grenats sont présents dans les gneiss de Vieille-Brioude, mais ils restent peu abondants et sont toujours de petite taille. Par suite de leur localisation dans les lits sombres de ces gneiss, ils se trouvent souvent en contact avec des biotites. On peut noter d'ailleurs à ce sujet, la nature franche et non réactionnelle de leurs contacts (ph. 7.4). Seuls présentent des modifications les grenats qui sont en contact avec le verre. Un cas est présenté (ph. 7.5) : un petit grenat montre un golfe de corrosion relativement profond au voisinage duquel se trouvent des précipités d'oxydes métalliques (de fer, en particulier); la présence de ces oxydes semble en relation avec la corrosion du grenat et pourrait donc constituer une indication de dissolution incongruente subie par ce minéral au contact du liquide de fusion. Nous avons réalisé quelques analyses à la microsonde électronique dans deux grenats de la ph. 7.4, l'un corrodé, l'autre non (tabl. IV.5).

Le grenat non corrodé (n°2) semble avoir une composition homogène, sans zonation, d'après les deux analyses qui ont été faites, l'une au centre, l'autre au bord du cristal. Le grenat corrodé (n°1), bien qu'apparemment de même génération que le précédent, a une composition différente : il est notablement plus riche en manganèse. Par ailleurs, les deux analyses réalisées ne donnent pas les mêmes résultats; le bord de ce grenat (du côté corrodé) montre, par rapport au centre, un enrichissement encore plus marqué en MnO, en même temps qu'un léger appauvrissement en oxydes de fer et un appauvrissement plus net en MgO et en CaO. Ces variations sont du même type que celles qui se traduisent par une zonation dite inverse que l'on remarque souvent au bord de certains grenats présents dans des roches ayant subi un métamorphisme poussé

et qui ont reçu des interprétations diverses : résultat d'un épisode prograde pour les uns (SMELLIE, 1974), rétrograde pour d'autres (GRANT et WEIBLEN, 1971). Dans le cas qui nous intéresse, les variations de composition des grenats et en particulier, l'enrichissement en manganèse, déjà remarqué pour les grenats corrodés par DE BETHUNE et al. (1975) et LOOMIS (1975), nous paraissent bien liées à l'action corrosive du liquide aluminosilicaté.

Tableau IV.5.- Analyses de deux grenats. Ech. JP 79/70; ph. 7.4 et 7.5. (la localisation des points correspondant à ces microanalyses est indiquée sur ces photos)

	grenat 1 (corrodé)		grenat 2 (non corrodé)	
	centre	bord (corrodé; en contact avec verre)	centre	bord
Analyse n°	246	247	253	254
SiO ₂	38,43	37,15	38,77	37,93
TiO ₂	-	-	0,02	-
Al ₂ O ₃	21,96	21,66	21,72	21,59
FeO + Fe ₂ O ₃	33,62	30,35	33,42	34,15
NiO	-	-	0,06	-
MnO	6,36	9,24	3,04	2,89
MgO	3,03	1,74	3,45	3,68
ZnO	-	-	0,02	-
CaO	1,31	0,85	1,34	1,32
Na ₂ O	-	-	0,07	0,18
K ₂ O	0,01	-	0,02	-
TOTAL	104,71	100,99	101,91	101,83

Le liquide résultant de la fusion de la biotite exerce donc une action de corrosion et de dissolution importante sur certains minéraux de la roche : feldspaths surtout, mais aussi quartz et grenats.

IV - CONSIDERATIONS RELATIVES A LA VITRIFICATION D'UN LIQUIDE ET A LA DURABILITE DES VERRES

Dans les gneiss de Vieille-Brioude, la fusion de la biotite a aussi pour conséquence la formation d'une phase minérale vitreuse. Nous allons voir les conditions qui permettent la vitrification d'une partie au moins du liquide résultant de cette fusion; puis nous envisagerons l'évolution ultérieure du verre ainsi formé.

A. Conditions de la vitrification

Des incertitudes demeurent sur la composition exacte du liquide qui subit la vitrification. En effet, nous avons évoqué plus haut (chap. III), le problème de la validité des analyses chimiques de verres; par ailleurs, nous verrons, dans la suite, que la composition du verre a pu subir des modifications notables au cours de l'histoire de la roche.

Quoiqu'il en soit, la composition du liquide qui est vitrifié ne reflète pas exactement la composition des biotites dont ce liquide est issu, d'une part par suite d'un mécanisme de fusion de type incongruent qui conduit à la précipitation précoce d'une partie des oxydes métalliques, d'autre part par suite d'une évolution de cette composition qui peut être due à des cristallisations, à la séparation d'une autre phase fluide ou à des phénomènes de corrosion-dissolution. La vitrification de ce liquide peut procéder de plusieurs facteurs, associés ou non.

1) Refroidissement rapide ou trempe

La trempe est évidente dans le cas des roches volcaniques. Elle est, par contre, difficilement envisageable dans un contexte de métamorphisme régional. Néanmoins, dans les gneiss de Vieille-Brioude, la vitrification est certainement liée à un abaissement de la température. On peut d'ailleurs penser, puisque beaucoup de biotites n'ont pas fondu ou bien n'ont fondu que partiellement, que l'épisode thermique à l'origine de la fusion a été de courte durée et n'a pas permis d'atteindre des températures très supérieures au point de fusion des biotites.

2) Cinétique de nucléation, de croissance cristalline et de dissolution

La formation de cristaux de composition donnée à partir d'un liquide dépend des trois phénomènes thermoactivés suivants :

- nucléation
- croissance cristalline
- dissolution des cristaux dans le liquide

Les courbes résultantes en fonction de la température sont représentées fig. IV.9 :

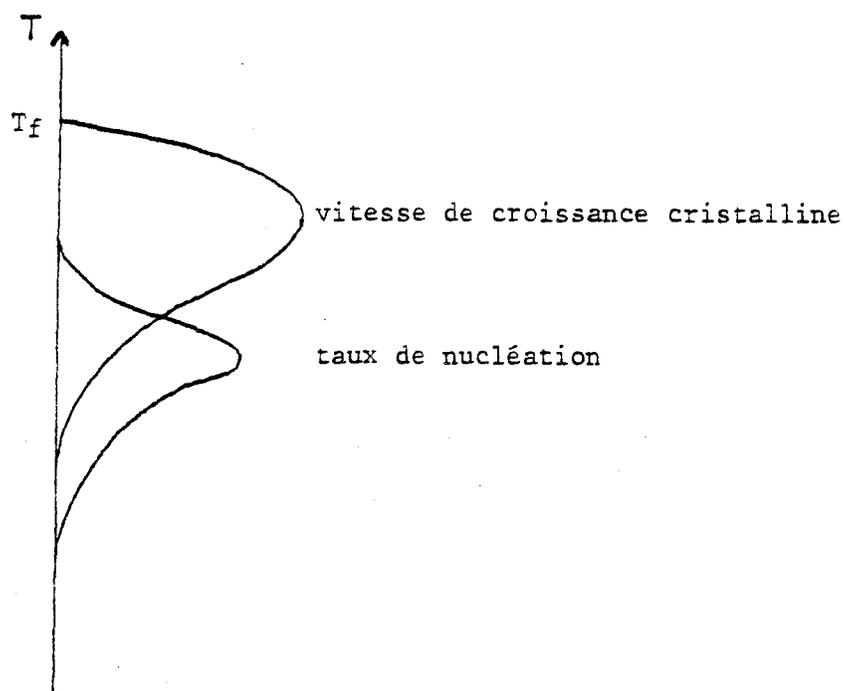


Fig. IV.9 .- Nucléation et croissance cristalline en fonction de la température pour une espèce minérale donnée.

Tf = température de fusion du cristal

La position relative des courbes de nucléation et de croissance cristalline permet de définir un domaine de températures favorables à la formation de cristaux.

On ne sait rien sur la cinématique de nucléation et de croissance cristalline de la sillimanite et de la cordiérite dans le liquide aluminosilicaté provenant de la fusion de la biotite. Toutefois, on peut penser que les domaines de température respectifs permettant la formation de sillimanite et de cordiérite ne se recouvrent pas totalement et que le domaine correspondant à la formation de la sillimanite s'étend plus loin

vers les basses températures que le domaine correspondant à la formation de cordiérite, puisque la sillimanite apparaît souvent seule dans les plages vitreuses des gneiss de Vieille-Brioude, alors que la cordiérite est presque toujours associée à la sillimanite (présente sous forme d'inclusions). Par ailleurs, ces domaines doivent correspondre à des températures supérieures au point de fusion de la biotite, ce qui peut expliquer que le liquide résultant de cette fusion ne cristallise pas, si la température ne dépasse guère le point de fusion de la biotite (fig.IV.10).

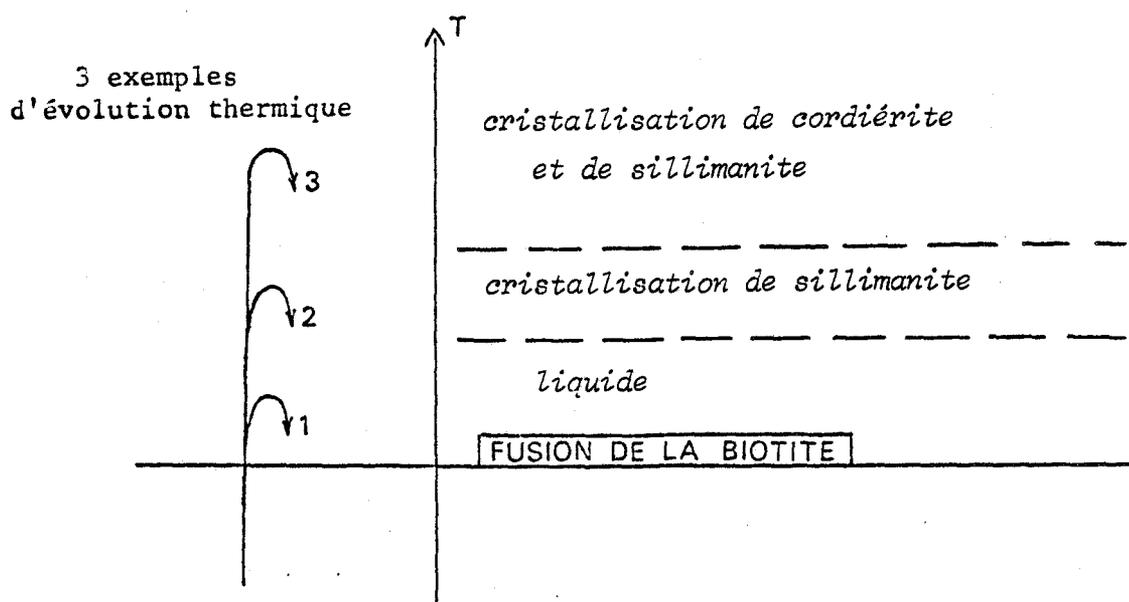


Fig. IV.10.- Influence de la température atteinte après fusion de la biotite sur les cristallisations éventuelles

1. pas de cristallisation de sillimanite, ni de cordiérite. Beaucoup de verre.
2. cristallisation de sillimanite seule. Présence de verre
3. cristallisation de cordiérite et de sillimanite. Peu ou pas de verre.

Enfin, la vitrification sera naturellement favorisée si les valeurs (même optimales) des taux de nucléation et des vitesses de croissance cristalline des espèces qui peuvent se former à partir du liquide, restent faibles. La viscosité, si elle est suffisamment élevée, ralentit la nucléation. La présence d'impuretés (détectée par l'apparition d'une fluorescence importante des phases "vitreuses" en spectrométrie Raman : chap.III)

peut avoir le même effet (bien que souvent considérées comme un facteur favorisant la nucléation, les impuretés peuvent aussi, selon leur concentration, jouer un rôle inhibiteur de la nucléation : PARKER, 1970).

En ce qui concerne les vitesses de croissance cristalline, DOREMUS (1973) indique que leur valeur maximale reste en général inférieure à 10^{-4} cm/sec pour les substances aisément vitrifiables. Or les vitesses de cristallisation qui ont pu être mesurées pour certains silicates sont très inférieures à cette valeur. Ainsi, par exemple, LOFGREN (1974) a mesuré les vitesses de croissance des plagioclases dans le système $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ avec $P = 4$ à 6 kb; les valeurs trouvées s'échelonnent entre 10^{-10} cm/sec et 2×10^{-9} cm/sec au maximum. On peut vraisemblablement penser que les vitesses de cristallisation des autres silicates sont, en général, du même ordre; c'est une des raisons pour lesquelles la vitrification des liquides silicatés est relativement aisée.

En conclusion, plusieurs facteurs peuvent favoriser la vitrification d'une partie au moins du liquide issu de la fusion des biotites. Néanmoins, la formation éventuelle d'un verre, ainsi que la quantité de verre formé, reste toujours liée à l'histoire thermique de la roche.

B. Durabilité des verres

La dévitrification des verres naturels n'est pas systématique : on connaît des verres précambriens (PHILPOTTS et MILLER, 1963).

Notons que le terme de "dévitrification" est parfois réservé à une cristallisation sans qu'il y ait départ d'une partie des constituants chimiques du verre; MARSHALL (1961) parle alors de "reconstruction thermique". Ce type de reconstruction est régi par les mêmes paramètres que la cristallisation du bain fondu; nous avons vu précédemment tous les facteurs qui peuvent limiter les possibilités de cristallisation du liquide et qui peuvent donc aussi limiter les possibilités de dévitrification sensu stricto.

Mais la cristallisation d'un verre naturel est aussi très souvent le résultat d'une reconstruction de type hydrothermal, impliquant des modifications de composition chimique relativement importantes, liées à l'action de l'eau (ou d'une solution aqueuse) sur le verre.

Le facteur essentiel de préservation d'un verre est donc l'absence de contact avec un milieu aqueux, mais dès qu'il y a contact avec une solution aqueuse, l'altération hydrothermale commence (FURNES, 1975). La vitesse de cette altération est extrêmement variable; elle est influencée par les facteurs suivants :

- composition chimique du verre.
- caractéristiques chimiques de la solution aqueuse en contact avec le verre.

L'étude expérimentale de PAUL et ZAMAN (1978) qui porte sur des verres du système $\text{Na}_2\text{O} - (\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{O} - (\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$, montre l'effet du pH de cette solution (fig.IV.11).

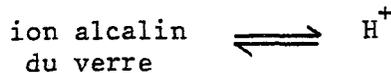
- température.

L'altération hydrothermale est très sensible à la température. A température ordinaire, elle est très faible : MARSHALL (1961) a évalué à 2 à 5 μm l'épaisseur de verre naturel qui peut subir une reconstruction hydrothermale pour une période de 100 millions d'années. Par contre, elle peut être relativement rapide à des températures de l'ordre de 300°C.

D'une manière générale, l'altération hydrothermale se traduit par des coupures du réseau vitreux selon des réactions du type :



En même temps, en présence des ions H^+ éventuellement contenus dans la solution aqueuse, il se produit des échanges ioniques (lixiviation) :



Ces échanges rendent la structure du verre plus ouverte; ils facilitent donc la diffusion de l'eau dans le verre, et, par suite, l'apparition de nouvelles coupures du réseau vitreux (SCHOLZE, 1969).

Des éléments autres que les alcalins peuvent être également entraînés par la solution aqueuse .

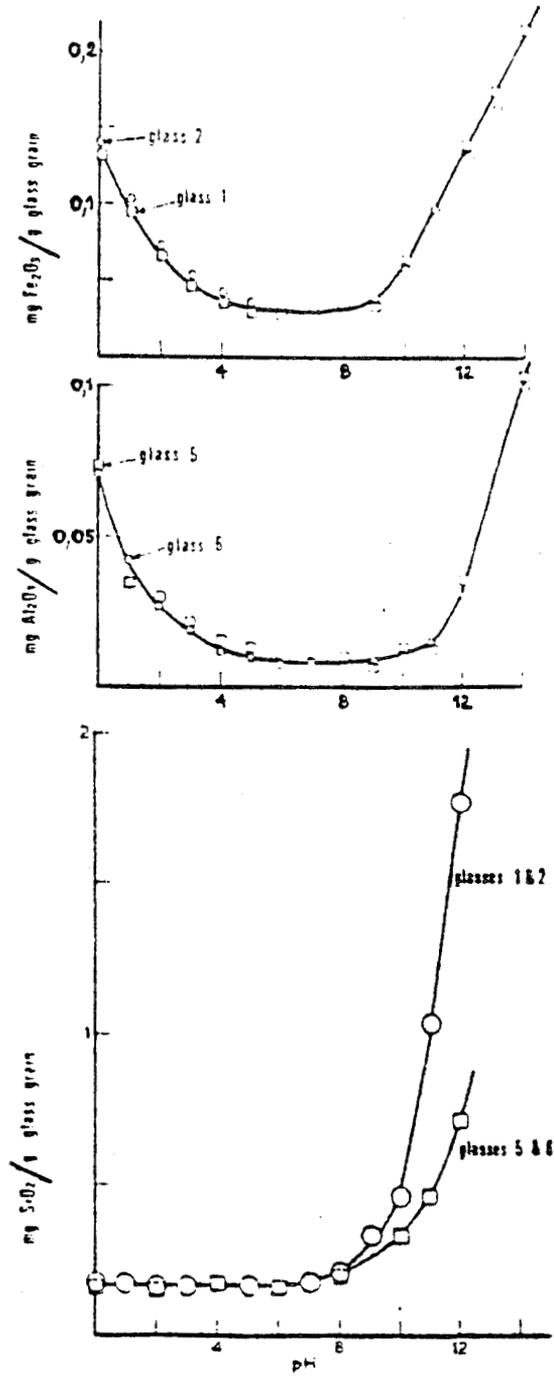


Fig. IV.11.- Extraction de différents constituants de verres synthétiques par une solution aqueuse, en fonction du pH de celle-ci, in PAUL et ZAMAN (1978; fig. 1, p. 1500 et fig.3, p.1502).



En résumé, les modifications chimiques liées à l'altération hydrothermale des verres naturels se traduisent par une diminution plus ou moins prononcée de leur teneur en différents oxydes, en même temps qu'il y a augmentation de leur teneur en eau (hydratation) : fig. IV.12.

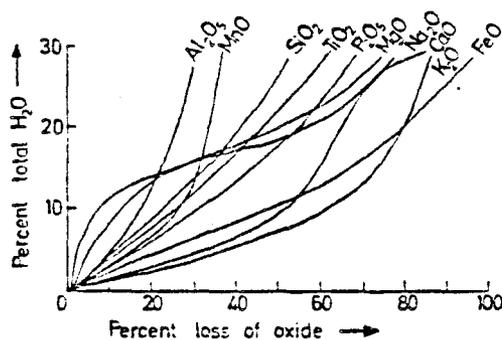


Fig. IV.12.- Variation des teneurs en oxydes d'un verre basaltique altéré (palagonite) en fonction du % d'hydratation, in FURNES (1975, fig.5, p.112).

Nous pensons que les petits cristaux de kaolinite décelés dans les phases vitreuses des gneiss de Vieille-Brioude résultent d'une altération hydrothermale de ces verres (notons d'ailleurs au passage que la kaolinite a déjà été identifiée comme produit d'altération de verres volcaniques: SUDO, 1951).

Le reconstruction hydrothermale conduisant à la formation de kaolinite implique le départ des oxydes métalliques (FeO, Fe₂O₃, MgO, TiO₂) et des alcalins présents dans les phases vitreuses. Par ailleurs, la kaolinite contient environ 13 à 14 % d'eau (en poids); une partie de cette eau était peut-être déjà présente dans le liquide qui a subi la vitrification, mais le reste, sinon la totalité, doit résulter du processus d'hydratation lié à l'altération hydrothermale du verre. Ce processus explique donc la présence d'eau dans les phases vitreuses, mais il est difficile de préciser son importance, d'une part par suite de nombreuses incertitudes sur l'évaluation de la teneur en eau des verres (chap.III), d'autre part parce qu'on ne connaît pas la teneur en eau du liquide qui est vitrifié. La teneur en eau des verres étant au maximum de 12 à 13 %, c'est également la valeur maximum que l'on peut attribuer à l'hydratation hydrothermale.

La plupart des verres volcaniques ne contiennent que 2 à 3 % d'eau; il existe toutefois des verres volcaniques altérés (palagonite) qui peuvent comporter jusqu'à 20 % d'eau. Selon BONATTI (1967), une telle teneur en eau ne peut pas résulter d'une hydratation progressive à basse température, car la diffusion de l'eau dans le verre est alors trop lente; l'hydratation s'est donc faite à température plus élevée. BONATTI (1967) note qu'elle dépend aussi du nombre de fractures affectant le verre.

De la même façon, l'hydratation subie par les phases vitreuses des gneiss de Vieille-Brioude ne s'est sans doute pas faite dans les conditions de la surface, mais en profondeur et donc à une température relativement élevée.

Notons également que cette hydratation n'a pas été suffisante pour permettre une reconstruction hydrothermale complète de ces verres; d'ailleurs selon MARSHALL (1961), la dévitrification complète des verres naturels n'est possible que s'il y a au moins 25 % d'eau dans ces verres. Ceci, avec les facteurs cités précédemment, explique pourquoi une grande partie des phases vitreuses des gneiss de Vieille-Brioude a pu subsister sans modifications structurales notables.

En conclusion, nous voyons que la présence d'un liquide résultant de la fusion des biotites doit avoir d'importantes conséquences sur la minéralogie des gneiss de Vieille-Brioude. Elle entraîne l'apparition de phases nouvelles (sillimanite, cordiérite ...) par cristallisation de ce liquide et provoque des phénomènes de corrosion-dissolution, ainsi que des réactions affectant les minéraux préexistants dans la roche. Elle a aussi des conséquences mécaniques, correspondant essentiellement à une fracturation importante de la roche et au transfert d'une partie du liquide dans des fractures en extension.

En fonction de l'histoire thermique subie par la roche, un volume plus ou moins grand de liquide se retrouve sous forme de verre; une partie de ce verre cristallise ensuite par reconstruction hydrothermale pour donner de la kaolinite.

CHAPITRE V - EVOLUTION DE LA BIOTITE ET ORIGINE DES SILICATES

D'ALUMINE Al_2SiO_5 DANS QUELQUES ROCHES DU HAUT-ALLIER

Ayant proposé la fusion naturelle de la biotite et la cristallisation de la sillimanite à partir du liquide de fusion dans les gneiss de Vieille-Brioude, nous avons recherché, dans d'autres roches du Haut-Allier, quelle était l'évolution de la biotite et comment se formaient les silicates d'alumine Al_2SiO_5 (la sillimanite en particulier). Les échantillons ont été prélevés à dessein dans des niveaux occupant soit une position équivalente, soit une position différente de celle des gneiss de Vieille-Brioude, dans la série métamorphique.

I - ANATEXITES DE LA BORDURE DU SYNCLINORIUM DE MASSIAC

A. Anatexites schisteuses à sillimanite de Saint-Cirgues-la-Loutre

Prélevées au bord de la route D 585, à la sortie de Saint Cirgues, en direction de Langeac (étape N° 13, p. 78 du Guide Géologique Régional du Massif Central), ces anatexites ont gardé un aspect nettement lité; la sillimanite y est bien visible macroscopiquement. La roche en place ne paraît pratiquement pas altérée.

Ces anatexites occupent, sur le flanc sud du synclinorium de Massiac, une position à peu près équivalente à celle des gneiss de Vieille-Brioude (que l'on pourrait d'ailleurs aussi appeler "anatexites") sur le flanc nord.

Nous y avons retrouvé toutes les observations faites sur les gneiss de Vieille-Brioude. Ainsi, une phase isotrope y emplit des golfes ou des cavernes dans des biotites (ph. 9.1); elle présente les mêmes caractéristiques en lumière réfléchie (faible pouvoir réflecteur, présence de fractures curvi-planaires bien visibles (ph. 9.2)) que les phases vitreuses étudiées précédemment (chap. III). Nous pensons qu'il s'agit également d'un verre résultant de la fusion des biotites. La sillimanite présente dans ce verre (ph. 9.1.) est selon nous un produit de cristallisation du liquide issu de cette fusion.

La fusion de la biotite n'est donc pas un phénomène isolé dans la série du Haut-Allier. Il semble que le développement de la sillimanite dans les niveaux anatectitiques lui soit lié.

B. Anatexites massives à cordiérite de Léotoing

Les anatexites grenues à cordiérite (décrites par FORESTIER, 1963) constituent le coeur de la couronne anticlinale de migmatites, entourant le synclinorium de Massiac. Nous en avons prélevé des échantillons dans le virage de la route N 9 au pied du chateau de Léotoing. Les anatexites constituent la falaise au sommet de laquelle est bâtie le château. Leur texture est nébulitique, ou même parfois équante; elles ont une teinte bleutée due à l'abondance de la cordiérite.

Selon l'interprétation classique, elles témoignent d'une anatexite plus poussée que les anatexites schisteuses à sillimanite.

En lames minces, ces roches apparaissent très riches en cordiérite. La biotite y est beaucoup moins abondante que dans les anatexites à sillimanite ou les gneiss anatectiques à biotite et sillimanite que nous avons déjà étudiés. La sillimanite est présente sous forme d'inclusions dans la cordiérite (ph. 9.3).

Nous avons retrouvé des phases isotropes (ou légèrement biréfringentes) que nous considérons comme vitreuses; elles sont clairement associées à des biotites golfées et à des précipités d'oxydes métalliques (ph. 9.4); de la cordiérite est souvent présente dans ces verres (ph.9.5).

Nous pensons que ces anatexites à cordiérite résultent d'une fusion relativement avancée de biotites préexistantes, dont un certain nombre ont même complètement disparu (d'où une moindre abondance des biotites par rapport aux gneiss à biotite et sillimanite). La cordiérite s'est formée par cristallisation du liquide issu de cette fusion; il en est certainement de même pour la sillimanite. Ceci est confirmé par les relations texturales existant entre ces minéraux, même en l'absence de verre. Ainsi, la cordiérite occupe les golfes des biotites dont les bords sont parfois soulignés par des précipités d'oxydes métalliques; la sillimanite est présente dans la cordiérite mais pas dans la biotite (ph. 9.3). Par ailleurs, comme dans les gneiss de Vieille-Brioude, on constate la présence de quartz et de muscovite réactionnels entre feldspath et verre (ph. 9.5).

L'abondance de la cordiérite, en même temps que le faible volume de verre, indiquent des conditions plus favorables à la cristallisation du liquide que dans les gneiss de Vieille-Brioude; ceci est certainement lié au fait que les anatexites à cordiérite ont subi des températures plus élevées (fig. IV.11).

Le caractère anatectique de la série du Haut-Allier paraît donc étroitement lié au phénomène de fusion de la biotite; cette fusion semble bien à l'origine de la sillimanite (et de la cordiérite) présente dans les anatexites et les gneiss anatectiques.

II - GNEISS A BIOTITE ET SILICATES D'ALUMINE DE SARNIAT

Les gneiss de Sarniat (à 10 km environ au NNE de Brioude) sont des roches sombres à foliation relativement régulière, désignées par MARCHAND (1974) sous le nom de gneiss "khondalito-kinzigitiques" par suite de leur richesse en ferromagnésiens, et considérées par cet auteur comme des reliques granulitiques rétro-morphosées au sein des séries anatectiques du Haut-Allier.

Les affleurements étant particulièrement discontinus, il convient de préciser les lieux de prélèvement des échantillons (fig. V.1). Les observations qui ont été effectuées sont d'ailleurs différentes suivant les échantillons.

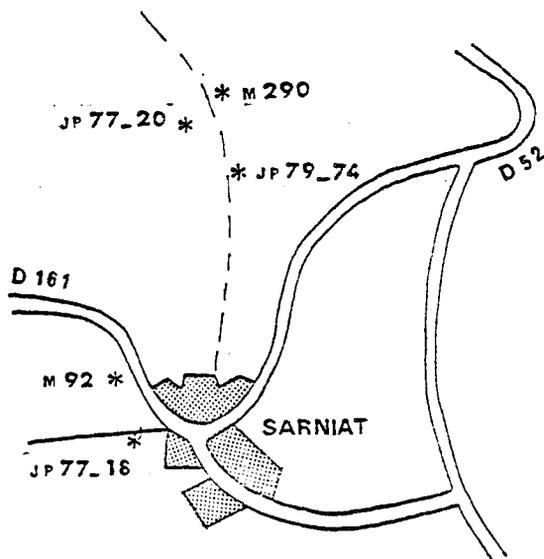


Fig. V.1.- Localisation des échantillons de gneiss de Sarniat.

M 92 et M 290 : lieux de prélèvement des échantillons étudiés par MARCHAND (1974).

Dans le cas des échantillons JP 79/74, récoltés sur le chemin de crête partant du village de Sarniat en direction du Nord, aux environs de la cote 648 nous avons mis en évidence un début de fusion de certaines biotites.

Dans d'autres cas (éch. JP 77/18 et 20), nous avons constaté une sillimanitisation des biotites, sans indices apparents de fusion; par ailleurs, les silicates d'alumine Al_2SiO_5 y montrent une évolution intéressante.

Le caractère extrêmement discontinu de l'affleurement ne permet pas de relier à coup sûr ces différentes observations. Nous envisagerons donc séparément les deux types d'échantillons.

A) Ech. JP 79/74 : fusion de la biotite ?

Ces échantillons de gneiss sombres, légèrement rougeâtres, sont formés de l'assemblage minéral suivant : feldspath - quartz - biotite - disthène - grenat. Les analyses de quelques-unes de ces phases sont données dans le tableau V.1.

Tableau V.1.- Analyses de quelques minéraux des éch. JP 79/74.

	Feldspath	Biotite		Grenat
Analyse n°	32	27	33	34
Photo correspondante	10.3	10.3	10.3	10.5
SiO ₂	63,93	35,80	39,45	38,39
TiO ₂	-	5,48	3,57	-
Al ₂ O ₃	18,71	17,42	23,37	22,30
FeO + Fe ₂ O ₃	0,16	19,91	16,44	32,52
NiO	-	-	-	-
MnO	0,11	-	-	1,57
MgO	-	9,06	7,59	4,99
ZnO	-	-	-	0,19
CaO	0,11	0,02	0,01	2,00
Na ₂ O	1,35	0,09	-	0,01
K ₂ O	13,23	8,83	7,70	-
TOTAL	97,78	96,10	98,19	101,98

Certaines biotites présentent les mêmes caractéristiques morphologiques que les biotites des gneiss de Vieille-Brioude précédemment étudiés. Elles sont également associées à une phase "vitreuse" incolore, faiblement ou très faiblement biréfringente (ph. 10.1 à 4).

La spectroscopie Raman confirme la nature vitreuse de cette substance : les spectres obtenus, pratiquement plats ou ne présentant que quelques petites bandes, sont bien caractéristiques d'un verre.

Au contact de ce verre, certains minéraux paraissent corrodés : en particulier, les feldspaths laissent de nombreuses reliques en inclusions dans le verre (ph. 10.1 à 4), tandis que le grenat s'entoure d'une auréole réactionnelle essentiellement constituée d'oxydes de fer (ph. 10.5 et 6) tandis que les autres grenats de l'échantillon (qui ne sont pas en contact avec du verre) en sont dépourvus. Quelques analyses de ces phases vitreuses ont été réalisées à la microsonde électronique; elles sont données dans le tableau V.2.

Tableau V.2.- Analyses de quelques phases vitreuses.
Ech. JP 79/74.

Analyse n°	28	30	38
Photo correspondante	10.3	10.3	10.6
SiO ₂	47,96	45,85	52,06
TiO ₂	-	0,05	-
Al ₂ O ₃	37,39	37,02	33,84
FeO + Fe ₂ O ₃	2,35	2,69	3,22
NiO	-	0,07	-
MnO	-	-	-
MgO	1,28	1,58	1,51
ZnO	0,11	0,04	-
CaO	0,59	0,56	0,42
Na ₂ O	0,04	0,05	0,07
K ₂ O	4,65	3,38	5,08
TOTAL	94,26	91,28	96,26

Nous pensons donc que certaines biotites des éch. JP 79/74 ont subi un début de fusion qui a entraîné l'apparition d'un liquide ayant une action corrosive plus ou moins marquée vis-à-vis des autres minéraux. Toutefois, le liquide figé sous forme de verre a une composition un peu différente des verres analysés au chapitre III : il est relativement pauvre en oxydes de fer, par contre K_2O est toujours présent. Cette composition n'est pas très éloignée de celle d'une muscovite; elle en diffère toutefois par une teneur en K_2O plus faible et par une teneur en eau peut-être plus forte, au moins dans certains cas (d'après les totaux des analyses du tableau V.2). Il nous semble même que dans certaines plages, des agrégats de petits grains de muscovite puissent résulter de la cristallisation du liquide de fusion. Par contre, nous n'avons pas observé de sillimanite (ni de cordiérite) ayant pu cristalliser à partir du liquide.

Il reste à souligner que, dans ces échantillons, la fusion des biotites reste très partielle. La comparaison des analyses 27 et 33 du tableau V.1, suggère une explication possible. En effet, ces analyses réalisées dans la même biotite (l'analyse 33 correspond à une zone déformée, apparaissant en clair sur la photo 10.3, dont l'orientation est différente de celle du reste du cristal) sont nettement différentes : faut-il y voir une hétérogénéité de composition originelle du cristal (pouvant expliquer que la fusion d'un cristal de biotite ne soit pas complète) ou bien le résultat de modifications cristallines éventuellement liées à une fusion commençante ? Une exploration systématique de la composition chimique des biotites devrait permettre de répondre à ces questions.

B) Ech. JP 77/18 et 77/20 : Evolution de la biotite et origine des polymorphes Al_2SiO_5 qui coexistent dans ces roches

Contrairement aux échantillons JP 79/74, ces échantillons contiennent de la sillimanite qui est même relativement abondante; les autres minéraux principaux sont les mêmes : feldspaths, quartz, biotite, disthène, grenat (ph. 11.1).

1) Sillimanitisation de la biotite

Dans les échantillons considérés, la sillimanite apparaît très souvent étroitement associée à la biotite.

Il est fréquent d'observer des aiguilles de sillimanite qui semblent se développer à partir d'un cristal de biotite (ph. 11.4 et 12.2).

Tableau V.3.- Analyse d'une biotite de l'éch. JP 77/18.

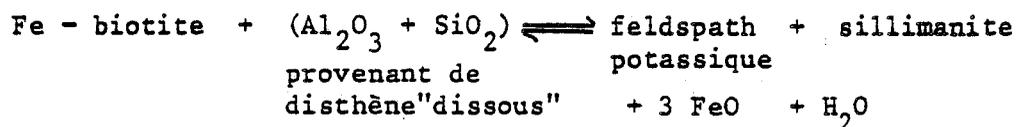
Analyse n°	97
SiO ₂	34,95
TiO ₂	3,15
Al ₂ O ₃	19,56
FeO + Fe ₂ O ₃	18,08
NiO	-
MnO	0,25
MgO	9,49
ZnO	-
CaO	-
Na ₂ O	0,70
K ₂ O	10,05
TOTAL	96,22

Dans certains cas, ces aiguilles paraissent se rassembler en prismes de plus grande taille, puis en larges plages qui peuvent atteindre des dimensions de plusieurs millimètres (ph. 11.1, 11.3 et 12.6). Le plus souvent ces grandes plages ont une nature clairement polycristalline : elles sont constituées de fibres allongées selon l'axe c et juxtaposées de manière à former une sorte de gerbe présentant souvent une extinction en "coup de balai".

Il n'est pas rare d'observer, entre les prismes de sillimanite ou au sein des grandes plages polycristallines, des précipités d'oxydes métalliques, ainsi que des reliques de biotite (ph. 11.1 et 11.3) et des inclusions de quartz et de zircon. Ces observations peuvent être interprétées en considérant que la sillimanite provient d'une réaction de décomposition de la biotite qui fournirait également le quartz et les oxydes métalliques associés à la sillimanite.

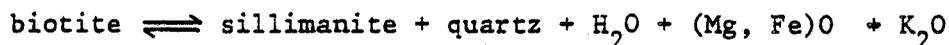
Cette réaction, appelée parfois sillimanitisation de la biotite, est évoquée par plusieurs auteurs. Ainsi TOZER (1955) décrit la formation de fibrolite aux dépens de la biotite dans des roches métamorphiques au contact du granite de Donegal, par un mécanisme impliquant le départ de K, F, Mg et (OH) et la précipitation de Fe sous forme de magnétite.

FRANCIS (1956) explique l'association de la sillimanite et de la biotite par la réaction suivante :



Il n'explique pas les mécanismes de "dissolution" du disthène.

L'aluminium nécessaire à la formation de la sillimanite ne provient pas nécessairement d'un autre alumino-silicate (autre la biotite) : LOSERT (1977) propose un mécanisme de lessivage des alcalins de la biotite qui provoquerait l'excès local de Al_2O_3 et de SiO_2 et permettrait donc de former de la sillimanite et du quartz par la réaction suivante :



Cette désalcalinisation de la biotite implique l'intervention d'une phase liquide.

D'autres auteurs expliquent la formation de sillimanite associée à la biotite, sans faire intervenir la décomposition du mica.

Ainsi CHINNER (1961) pense qu'il y a seulement croissance épitaxiale de la fibrolite sur la biotite, tandis que, pour CARMICHAEL (1969), il y a formation simultanée de biotite et de sillimanite, par un mécanisme de réactions couplées faisant intervenir la muscovitisation du disthène.

Or, dans les échantillons que nous avons étudiés, la biotite n'est pas néoformée; au contraire, elle disparaît au profit de la sillimanite. La réaction de muscovitisation, observée dans plusieurs échantillons, n'affecte pas seulement le disthène, mais aussi les autres silicates d'alumine (ph. 12.6); nous pensons qu'elle est donc postérieure à la sillimanitisation de la biotite. D'ailleurs, dans de nombreux cas (éch. JP 77/20), la sillimanite apparaît de toute évidence à partir de la biotite, tandis que les disthènes de la même lame demeurent inchangés (ph. 11.1).

Remarque : La sillimanitisation des biotites s'observe parfois dans le voisinage de grenats, mais ce fait n'est nullement systématique. Contrairement à YARDLEY (1977), nous ne pensons donc pas que la sillimanitisation affecte préférentiellement des biotites qui seraient issues de la déstabilisation du grenat; l'observation montre clairement que le grenat ne participe pas à la réaction qui produit la sillimanite dans nos échantillons (ph. 11.1).

Nous avons systématiquement constaté la présence de biotites corrodées là où se développe la sillimanite (ph. 11.5); les golfes de corrosion de la biotite sont emplis par du quartz qui contient également de petits fragments reliques de biotite. Des prismes de sillimanite, apparemment inclus dans les cristaux de biotite, se prolongent dans ce quartz. L'observation en lumière réfléchie montre que les joints biotite-sillimanite sont rarement nets : un mince liseré en creux sépare les deux espèces minérales; au contraire, les joints sillimanite-quartz sont parfaits. Selon nous, l'ensemble de ces observations suggère que la sillimanite a crû dans une phase fluide (l'existence de prismes creux de sillimanite pourrait d'ailleurs constituer un argument supplémentaire en faveur de ce mode de croissance : MARCHAND, 1974). Cette phase est vraisemblablement responsable de la corrosion des biotites, ainsi que d'un processus de lessivage des alcalins des biotites, conduisant à la cristallisation de sillimanite, puis de quartz. Nous excluons donc, dans ce cas, l'hypothèse d'une réaction à l'état solide de la biotite pour former la sillimanite.

Enfin, dans les échantillons étudiés, nous n'avons pas trouvé d'indices en faveur de l'existence d'une fusion des biotites; en particulier, il n'y a pas trace de verre.

La fusion de la biotite n'est donc pas le seul mécanisme conduisant à la formation de sillimanite; il existe aussi, dans les gneiss du Haut-Allier, un processus de sillimanitisation de la biotite dû à l'intervention d'une phase fluide (dont nous ignorons, pour le moment, la nature et l'origine).

2) Coexistence des trois polymorphes Al_2SiO_5

Le disthène fait partie de l'assemblage minéralogique primaire caractérisant les gneiss de Sarniat : feldspaths - quartz - biotite - disthène - grenat (ph. 11.2).

Il se présente en cristaux tabulaires, aplatis, abondants dans les lits biotitiques.

La plupart de ces cristaux de disthène montrent des indices de déformations : les cristaux sont plus ou moins ployés et présentent de nombreux kinks et des macles, d'où une extinction qui est rarement uniforme.

La sillimanite, qui n'est jamais déformée, se forme, postérieurement au disthène et indépendamment de lui, par un processus de sillimanitisation de la biotite que nous venons de voir; elle est donc généralement associée à la biotite. Toutefois, localement, on observe des associations polycristallines de deux ou même trois polymorphes : disthène - sillimanite (ph. 12.1), sillimanite-andalousite (ph. 12.3), disthène-sillimanite-andalousite (ph. 12.4).

Jusqu'à présent, l'andalousite n'avait pas été signalée dans les gneiss du Haut-Allier. Sa mise en évidence par le seul moyen du microscope optique n'est pas aisée car elle constitue des plages mono-ou polycristallines sans aucun repère cristallographique visible. Nous l'avons identifiée grâce à la spectroscopie Raman (fig. V.2 et V.5).

Les spectres de référence pour les différents polymorphes sont présentés dans la fig. V.2 : le spectre de l'andalousite est reproduit par IISHI et al. (1979); le spectre du disthène a été obtenu par nous à partir d'une gemme provenant du Brésil, de même les spectres de la sillimanite à partir d'un polycristal de sillimanite provenant de Chester (Connecticut). Les deux spectres donnés pour la sillimanite ont été obtenus pour deux orientations perpendiculaires du plan de polarisation du faisceau incident par rapport à l'échantillon; on voit que l'intensité de certaines raies est très sensible à cette orientation.

La plage polycristalline étudiée dans la fig. V.3 est celle de la ph. 10.4. Les différents spectres obtenus contiennent des pics parasites (V) dus à l'araldite utilisée dans la préparation des lames minces.

Des analyses des trois silicates d'alumine sont données dans le tableau V.4.

Notons enfin que, si la présence de deux des polymorphes Al_2SiO_5 , dans la même roche peut être assez souvent observée, la coexistence des trois polymorphes au sein d'une même plage a été rarement décrite (HIETANEN, 1956). Elle pose le problème de l'existence de transformations polymorphiques dans les gneiss de Sarniat.

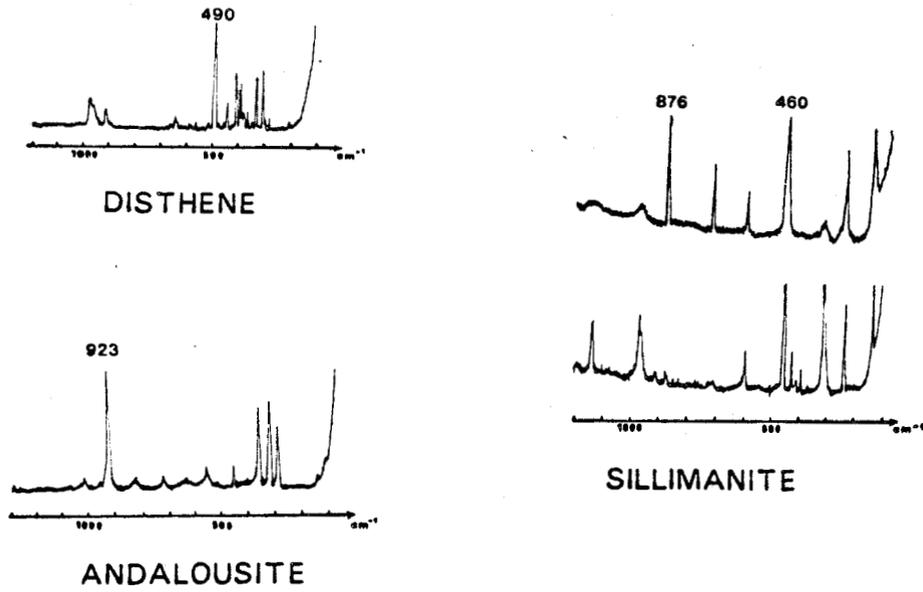
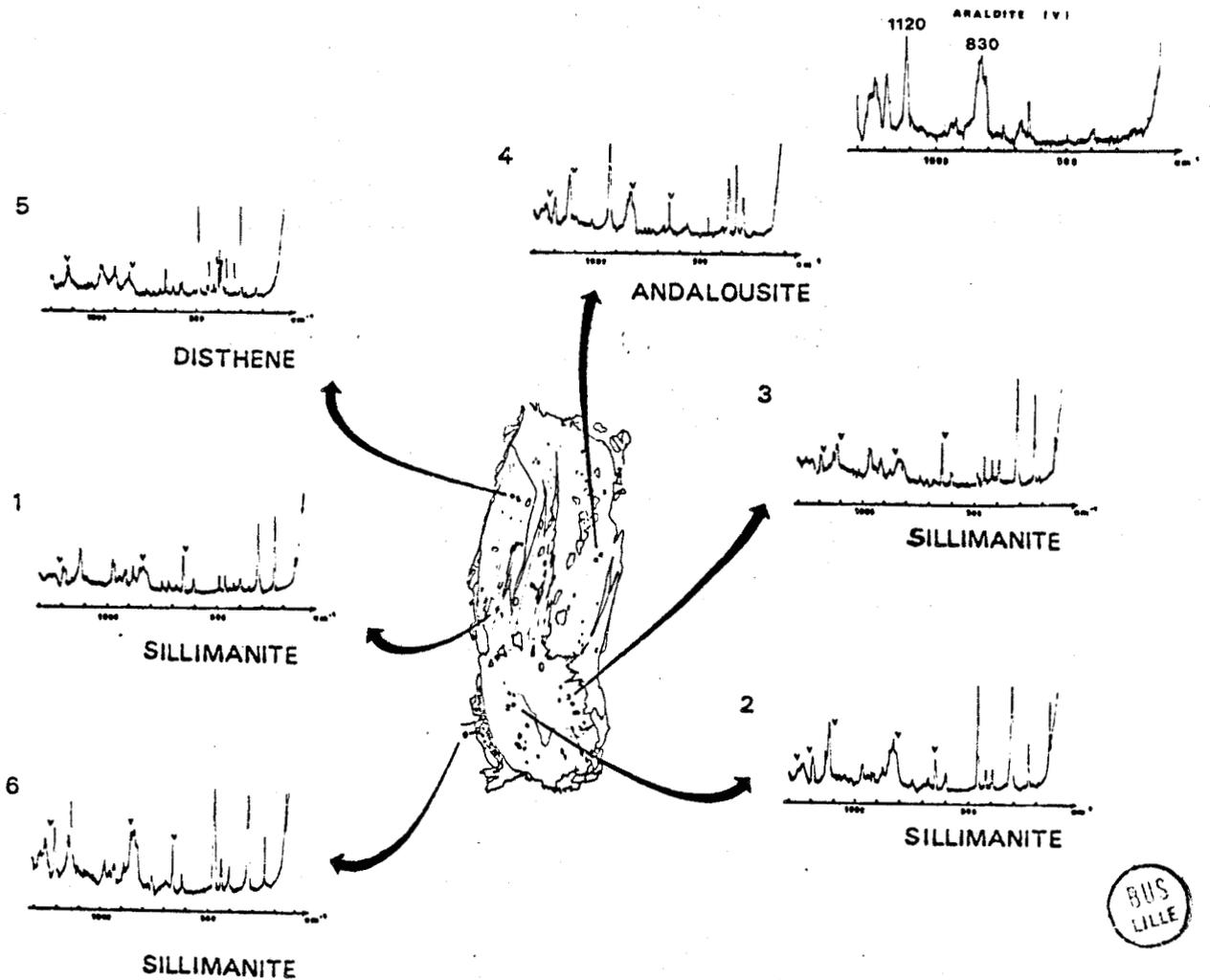


Fig. V.2.- Spectres Raman de référence des trois polymorphes de Al_2SiO_5 .



BUS
LILLE

Fig. V.3.- Etude d'une plage polycristalline par spectroscopie Raman.

Tabl. V.4.- Analyses de quelques silicates d'alumine.
Ech. JP 77/18 et 20; les analyses 92, 93 et 94
ont été réalisées dans une même plage polycristalline.

Echant. N°	Disthène		Sillimanite	Andalousite	
	77/20	77/18	77/18	77/18	77/20
Analyse n°	44	92	94	93	58
SiO ₂	36,91	36,94	37,00	37,27	37,50
TiO ₂	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	61,72	63,05	63,20	62,50	62,82
FeO + Fe ₂ O ₃	-	0,07	0,05	0,04	0,40
NiO	-	-	-	-	-
MnO	-	-	0,07	-	-
MgO	-	0,02	0,03	-	-
ZnO	0,03	-	-	-	-
CaO	0,02	-	0,02	-	0,02
Na ₂ O	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,01	-	0,18
TOTAL	98,78	100,09	100,37	99,83	100,92

3) Problème des transformations polymorphiques des silicates d'alumine Al₂SiO₅ dans les gneiss de Sarniat

Les conditions de stabilité des différents polymorphes sont définies par un diagramme de phases qui a été proposé pour la première fois sous la forme qu'on lui connaît actuellement par MIYASHIRO (1949).

Par la suite, de nombreux travaux ont été effectués dans le but de préciser les limites des différents domaines de stabilité et les coordonnées du point triple.

Les deux diagrammes les plus souvent retenus à l'heure actuelle (fig. V.4) sont :

- celui de RICHARDSON et al. (1969) avec un point triple à 5,5 kb et 622°C,
- celui d'HOLDAWAY (1971) avec un point triple à 7 kb et 650°C.

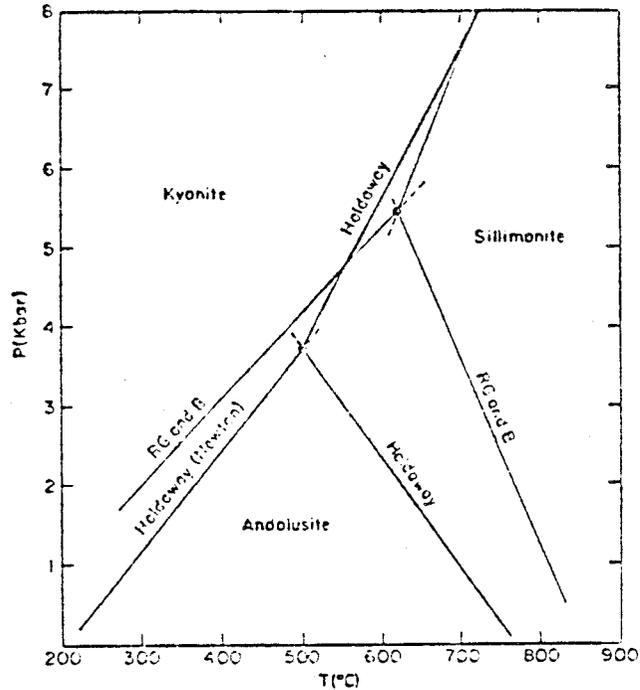


Fig. V.4.- Les deux diagrammes de phases Al_2SiO_5 les plus usités, in GREENWOOD (1976, fig. 14 p. 217).

Notons que la réalisation expérimentale des différentes transformations polymorphiques n'est jamais aisée : les silicates Al_2SiO_5 sont des espèces minérales très peu réactives et leur nucléation est toujours très difficile (les expérimentateurs partent toujours d'un mélange intime de deux phases broyées finement et apprécient l'importance de la transformation éventuelle d'après les variations des proportions des constituants du mélange).

Dans le cas des gneiss de Sarniat, nous avons vu que le disthène était le silicate d'alumine le plus ancien; il fait partie de l'assemblage minéralogique primaire, témoin d'une histoire métamorphique antérieure sur laquelle nous ne nous interrogerons pas.

La sillimanite, qui lui est postérieure, paraît avoir une double origine : d'une part, et c'est le cas le plus fréquent, elle provient de la sillimanitisation de la biotite, d'autre part, elle semble résulter d'une transformation du disthène dans le cas où elle est associée avec ce minéral, surtout quand elle le pseudomorphose partiellement (ph.12.1). Cependant, dans ce dernier cas, on constate toujours la présence de biotites en voie de sillimanitisation dans le voisinage immédiat des associations disthène-sillimanite (ph. 12.2); certaines fibres de sillimanite de ces associations se trouvent même pour partie incluses dans un grain de biotite voisin.

Par contre, en l'absence de biotites sillimanitisées, les cristaux de disthène ne sont pas modifiés (ph. 11.2).

Nous en déduisons que la transformation disthène \rightleftharpoons sillimanite est induite par la sillimanitisation de la biotite. Deux facteurs peuvent en effet intervenir, en association ou non, pour favoriser, dans ce cas, la transformation du disthène :

- la sillimanite issue de la décomposition de la biotite fournit, quand elle se trouve au contact du disthène, des sites de nucléation facilitant la transformation de celui-ci;
- la phase fluide liée à la sillimanitisation de la biotite joue probablement un rôle important.

En effet, RICHARDSON et al. (1969) ont constaté expérimentalement que la présence d'eau augmente considérablement la vitesse des transformations polymorphiques. On peut même penser que la phase fluide provoque une véritable dissolution du disthène, faisant passer en solution les éléments nécessaires à la poursuite de la croissance de la sillimanite issue au départ de la biotite (fig. V.5). Peut-on alors encore parler de transformation polymorphique véritable ?

Remarque : L'étude au microscope électronique en transmission de deux associations disthène-sillimanite, réalisée par A. LEFEBVRE, a montré que :

- dans un cas, les axes \vec{c} des fibres de sillimanite sont dans le prolongement de l'axe \vec{c} du disthène;
- dans l'autre cas, les axes \vec{c} des deux minéraux font, entre eux, un angle de 30° environ.

Les relations d'orientation étant différentes dans les deux cas, nous pensons qu'elles ne peuvent pas constituer un argument en faveur de l'existence d'une véritable transformation polymorphique (à l'état solide).

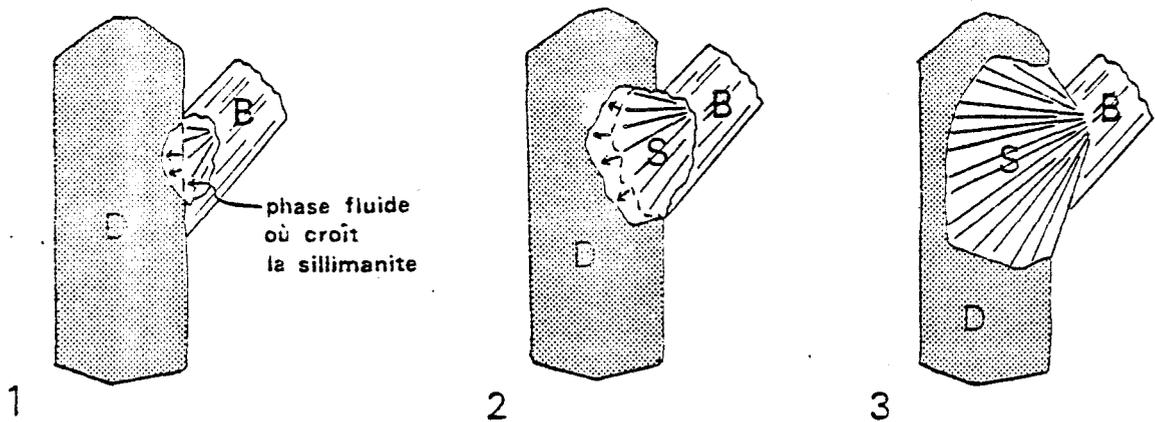


Fig. V.5.- Rôle possible de la phase fluide liée à la sillimanitisation de la biotite, dans la déstabilisation du disthène.

1. dissolution du disthène
 2. poursuite de la croissance de la sillimanite à partir des éléments présents en solution
 3. configuration finale (observée).
- B= biotite; D = disthène; S= sillimanite

En ce qui concerne la formation de l'andalousite, l'intervention d'une phase fluide est manifeste. En effet, dans les gneiss de Sarniat, l'andalousite se forme aux dépens de certains cristaux de disthène (parfois déjà partiellement transformé en sillimanite : ph. 12.3); on reconnaît dans bien des cas l'habitus du cristal initial. Or, toutes les associations disthène-andalousite ainsi que toutes les plages d'andalousite sont alignées suivant des directions préférentielles (obliques par rapport à la foliation) dans les lames; ces directions sont également marquées par des phénomènes de muscovitisation de certains feldspaths et de chloritisation de quelques biotites. Enfin, elles correspondent à des fractures bien nettes dans certains minéraux, en particulier grenat et disthène, qui, ailleurs, ne sont pas fracturés. Les disthènes fracturés montrent toujours des indices de déstabilisation plus ou moins poussée

(le cristal semble "s' effiloche" au voisinage de la zone de fracture), quand ils ne sont pas partiellement ou totalement remplacés par de l'andalousite (ph. 12.5).

Nous pensons qu'un fluide corrosif, circulant dans la roche à la faveur des fractures qui viennent d'être mises en évidence, est responsable de ces phénomènes ; il dissout le disthène et de l'andalousite croît à partir des éléments passés en solution.

Nous n'avons jamais constaté le remplacement de sillimanite issue de la biotite par de l'andalousite. Il semble donc que seul le disthène soit instable vis-à-vis du fluide évoqué plus haut.

En définitive, dans les gneiss de Sarniat, les associations des polymorphes Al_2SiO_5 ne sont pas le résultat de transformations polymorphiques à l'état solide; elles résultent toujours de l'intervention d'une phase fluide qui déstabilise préférentiellement le disthène. En l'absence de tout contact avec ce fluide, le disthène persiste, inchangé, à l'état métastable, dans des conditions de pression et de température qui correspondent à la croissance de sillimanite ou d'andalousite.

On voit donc l'usage prudent qui doit être fait du diagramme de phases des polymorphes Al_2SiO_5 pour déterminer les conditions de pression et de température correspondant à un assemblage minéralogique donné.

Par ailleurs, on voit aussi qu'un assemblage minéralogique peut se trouver modifié par suite de conditions physico-chimiques locales particulières (présence d'une phase fluide). Dans ce cas, la paragenèse de la roche ne doit donc pas être considérée globalement : elle doit être interprétée comme une juxtaposition d'équilibres locaux, témoignant dans chaque cas, d'un environnement particulier (THOMPSON, 1959; KORZHINSKY, 1965).

En conclusion, l'évolution de la biotite présente des aspects différents dans les roches du Haut-Allier que nous avons étudiées. Dans les gneiss anatectitiques à biotite et sillimanite et dans les anatexites, la biotite subit une fusion clairement mise en évidence par la présence d'un verre aluminosilicaté.

Dans les gneiss à biotite et disthène (interprétés comme des "reliques granulitiques rétro-morphosées"), l'évolution de la biotite semble due à l'intervention d'une phase fluide corrosive qui provoquerait la sillimanitisation

des biotites par lessivage des alcalins. La fusion des biotites a été mise en évidence dans certains échantillons; mais, la discontinuité des affleurements ne permet pas de relier à coup sûr les deux types d'évolution. On peut seulement suggérer que la formation des fluides actifs mis en évidence est peut-être liée à l'anatexie régionale dans laquelle, par ailleurs, la fusion de la biotite semble jouer un rôle important.

Enfin, dans les roches métamorphiques du Haut-Allier, la sillimanite pourrait se former par trois processus au moins :

- cristallisation à partir d'un liquide alumino-silicaté résultant d'une fusion,
- lessivage des cations d'un alumino-silicate par une phase fluide,
- "transformation" d'un autre silicate d'alumine préexistant; là encore, l'intervention d'une phase fluide semble nécessaire.

Nous voyons là un exemple du rôle fondamental que peuvent jouer les fluides dans la formation de certains minéraux des roches métamorphiques.

CHAPITRE VI - AUTRES EXEMPLES

Nous avons recherché d'autres exemples d'une fusio possible de la biotite (proposée auparavant pour des gneiss du Haut-Allier); ces exemples nous ont été fournis par deux régions des Pyrénées :

- le massif de l'Agly (Pyrénées Orientales),
- la région de Lherz (Ariège).

I - DANS LE MASSIF DE L'AGLY (PYRENEES ORIENTALES)

I A. Contexte géologique

Situé au Nord de l'accident nord-pyrénéen, le massif hercynien de l'Agly comporte un ensemble de terrains métamorphiques et granitiques étudiés par FONTEILLES (1970) qui y distingue un socle antécambrien et une couverture paléozoïque. Socle et couverture sont affectés par un métamorphisme hercynien prograde avec apparition d'andalousite, de cordiérite et de sillimanite dans les roches de composition pélitique; l'absence de disthène indique des conditions de pression relativement basses. Ce métamorphisme est attribué à la mise en place d'intrusions profondes. Le massif de l'Agly est affecté par de nombreuses failles, dont la plus importante est la faille de Planèzes, de direction NNE-SSW, séparant un domaine oriental, constituant le bloc de Cassagnes-Latour de France, d'un domaine occidental très disloqué où l'on reconnaît plusieurs blocs (fig. VI.1).

Le bloc de Cassagnes-Latour-de-France montre une série apparemment continue comprenant des terrains paléozoïques reposant sur des gneiss du socle, dits gneiss de Belesta. Cette série est affectée par un métamorphisme prograde où l'on peut reconnaître successivement des faciès caractéristiques de l'épizone, de la mésozone et de la catazone.

A l'Ouest de la faille de Planèzes, on retrouve le Paléozoïque inférieur et les gneiss du socle: gneiss de Belesta (niveau supérieur) et gneiss de Caramany (niveau inférieur).

Ce domaine occidental montre des roches magmatiques variées : diorite de Tournefort, granite de Saint-Arnac, charnockite d'Ansignan

Les gneiss du massif de l'Agly présentent, en plusieurs endroits, un caractère nettement anatectitique, se traduisant sur le terrain par de beaux affleurements de migmatites.

Selon RAGUIN (1938), la limite entre les gneiss et les schistes de la base du paléozoïque ne correspond pas à une discordance stratigraphique (interprétation retenue par FONTEILLES, 1970, qui distingue un socle et une couverture), mais à un "front de migmatites" marquant la limite supérieure de l'anatexie.

Notre étude n'a aucun caractère exhaustif; elle a porté sur :

- quelques niveaux kinzigitiques (très riches en sillimanite et grenat) présents dans les gneiss de Belesta et prélevés en différents points du massif,
- quelques échantillons de gneiss de Caramany :
 - . d'une part, sous leur faciès classique, peu différent de celui des gneiss de Belesta,
 - . d'autre part, sous le faciès particulier de gneiss clairs à grenats qui se trouve au toit du granite charnockitique d'Ansignan.
- quelques échantillons de micaschistes de la base du Paléozoïque (selon FONTEILLES).

B. Les niveaux kinzigitiques des gneiss de Belesta

Ces niveaux sont particulièrement riches en ferro-magnésiens (plus de 30 % du volume total de la roche) : grenat, sillimanite, oxydes métalliques, cordiérite et biotite (en proportions variables suivant les cas). Les autres minéraux sont : le quartz, les feldspaths (alcalins perthitiques et plagioclases) et la muscovite.

Sur le terrain on constate que les bancs de kinzigites se trouvent dans des zones à caractère migmatitique; des niveaux clairs, essentiellement quartzo-feldspathiques, leur sont souvent associés.

En lame mince, ces roches présentent des caractères de déformation souvent intenses : les grands cristaux de sillimanite et de grenat sont cataclasés (ph. 14.1) et les quartz se présentent sous forme de rubans allongés à extinction roulante. Par ailleurs, on constate la présence de milieux microcristallins essentiellement micacés qui évoquent une structure

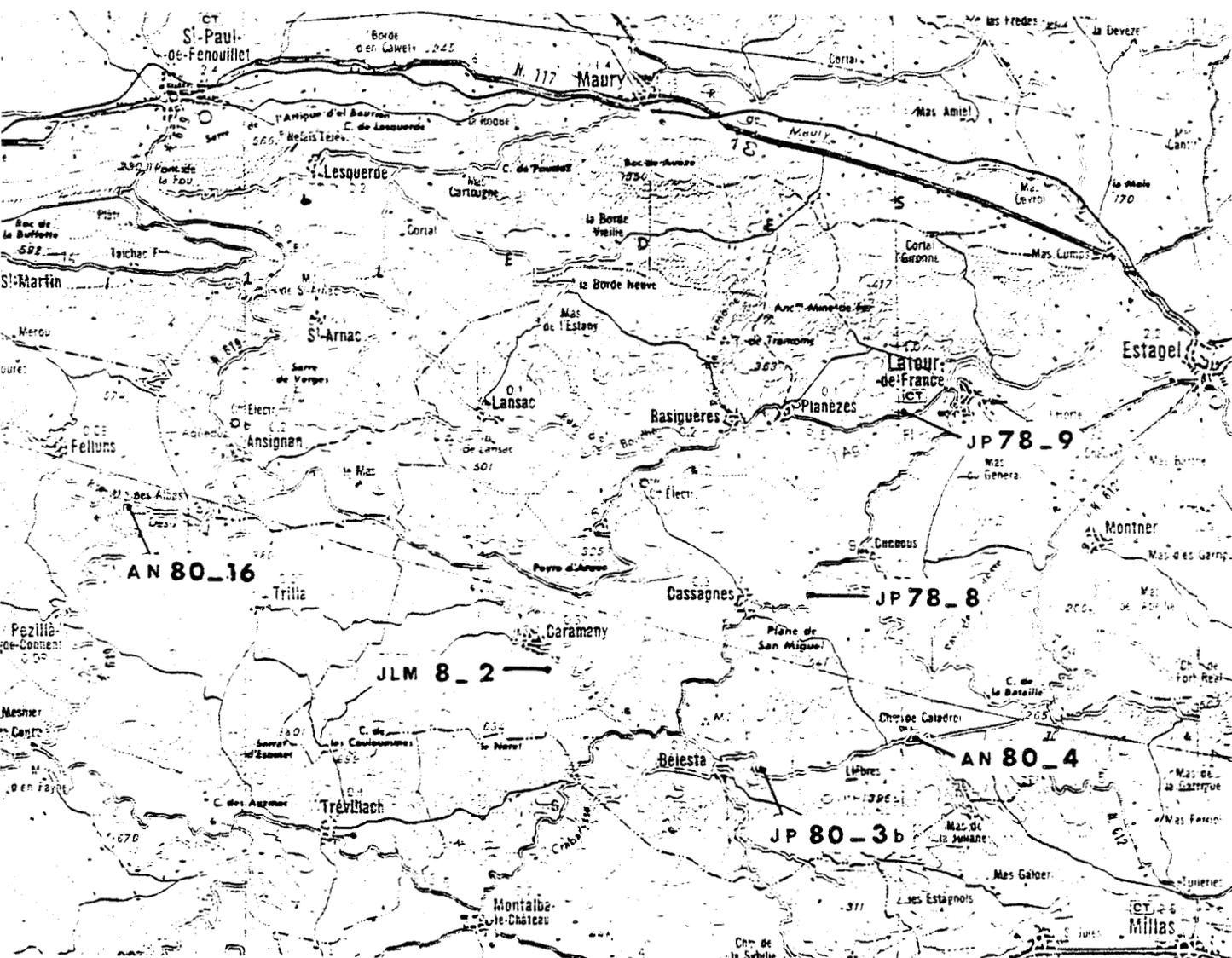


Fig. VI.2.- Localisation des échantillons du massif de l'Agly ; extrait de la feuille I.G.N. "Rivesaltes" (1/100.000è).



mylonitique (nous verrons ce qu'il en est dans la suite) (ph. 13.1). L'analyse des principaux minéraux constitutifs des kinzigites étudiées est donnée dans le tableau VI.1.

1) Mise en évidence de phases amorphes

Les kinzigites de l'Agly renferment de nombreuses plages isotropes (ph. 13.2 et 14.3) souvent colorées en lumière naturelle (de jaune à orangé) et présentant des fractures curviplanaires. L'aspect de ces plages, en lumière réfléchie, est identique à celui des plages "vitreuses" des gneiss du Haut-Allier (ph. 14.2 et 14.4). L'absence de figures de convergence et l'obtention de spectres Raman quasiment "plats" confirment la nature vitreuse de ces plages.

Ces phases ont été analysées à la microsonde électronique; les résultats sont donnés dans le tableau VI.2.

On remarque que les rapports $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ (en moles) des phases vitreuses

analysées ne présentent pas de grandes variations, mais ont des valeurs un peu inférieures à celles qui ont été calculées pour les verres des gneiss du Haut-Allier.

Mis à part le silicium et l'aluminium, un autre élément important de ces verres est le fer qui présente cependant des teneurs variables (de 4 à 10 % en poids d'oxydes, approximativement).

Enfin, les totaux d'oxydes, toujours nettement inférieurs à 100, indiquent probablement une teneur en eau importante (avec un maximum de l'ordre de 16 à 17 %). Les discussions relatives à la validité et à l'interprétation des analyses de verres ont déjà été exposées dans le chap. III; elles concernent aussi, naturellement, les verres de l'Agly.

2) Relations structurales entre les différentes phases

Dans certains cas, on peut observer que les phases vitreuses occupent des golfes ou des cavernes dans des biotites (ph. 13.2, 13.3), mais ce n'est pas le cas général, contrairement à ce qui a été observé dans les gneiss de Vieille-Brioude. Bien souvent, la biotite est absente au voisinage des plages vitreuses.

Tableau VI.1.- Analyses de minéraux présents dans les niveaux kinzigitiques des gneiss de Bélesta.

Analyse n°	Grenat	Sillimanites.				Cordiérites			Biotites		Muscovite	Quartz	Feldspath plagioclase
		74	78	99	100	82	101	106	80	102			
Echantillon n°	73	78/8	78/9	78/8	78/8	78/9	78/8	78/8	78/9	78/8	104	79	81
Photo correspondante	14,4	-	14,3	-	-	14,4	-	-	14,3	-	-	14,3	14,3
SiO ₂	37,98	37,61	36,36	36,62	36,81	49,18	48,60	48,28	35,69	34,18	40,42	97,51	60,21
TiO ₂	-	-	1,69	0,01	-	-	-	-	4,04	3,76	-	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	22,00	62,66	59,96	63,32	62,65	33,81	33,70	33,95	18,26	18,82	29,58	0,12	25,45
FeO + Fe ₂ O ₃	32,77	0,13	1,26	0,26	-	7,08	6,94	7,03	18,53	18,62	10,37	0,09	0,13
NiO	-	-	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-	0,04	-
MnO	2,33	-	0,06	0,09	-	0,17	-	0,14	0,10	-	0,07	-	0,09
MgO	4,04	-	0,02	0,09	-	8,86	8,98	9,07	10,83	9,79	4,63	0,01	-
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08	0,26
CaO	0,81	0,02	0,01	0,02	-	0,03	0,03	0,02	-	0,10	-	-	6,79
Na ₂ O	-	-	0,02	-	-	0,08	0,04	-	0,06	0,09	-	0,04	7,40
K ₂ O	-	-	-	0,01	-	0,04	0,01	0,02	9,78	8,62	9,75	-	0,19
TOTAL	99,94	100,44	99,41	100,56	99,47	99,26	98,30	98,52	97,24	94,05	94,82	97,89	100,54



Tableau VI,2.- Analyses de quelques phases vitreuses présentes dans des kinzigites de l'Agly.

Analyse n°	72	75	83	103	105
Echantillon n°	78/8	78/8	78/9	78/8	78/8
Couleur	orangé	orangé	jaune très pâle	orangé	orangé
Aspect en lumière polarisée	isotrope	isotrope	isotrope	isotrope	isotrope
Photo correspondante	14,4	-	14,3	-	-
SiO ₂	39,09	38,09	38,89	35,21	36,34
TiO ₂	0,06	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	36,26	35,09	37,64	34,65	35,70
FeO + Fe ₂ O ₃	7,53	7,39	4,25	9,94	7,32
NiO	-	-	-	-	-
MnO	0,11	-	0,02	0,04	0,18
MgO	2,78	2,57	1,53	3,37	3,51
ZnO	-	0,15	0,07	-	-
CaO	0,34	0,47	0,56	0,21	0,19
Na ₂ O	0,06	0,05	0,13	0,10	0,06
K ₂ O	0,13	0,12	0,34	0,20	0,14
TOTAL	86,38	83,91	83,78	83,72	83,45



Dans plusieurs cas, les phases vitreuses se trouvent au voisinage de grenats qu'elles semblent parfois remplacer mais seulement d'une manière très partielle, le reste du grenat paraissant non réactionnel avec les phases qui l'entourent.

Des phases vitreuses sont également présentes au voisinage de cristaux de cordiérite; la cordiérite apparaît même parfois totalement entourée de verre (ph. 14.3).

Le verre peut contenir des précipités d'oxydes métalliques en inclusions ainsi que des prismes de sillimanite. Par ailleurs, des prismes de sillimanite de toutes tailles sont inclus dans de grands monocristaux de cordiérite (éch. 78/8) ou dans des agrégats fins constitués essentiellement de mica blanc (éch. JP 80/3b); quelques-uns de ces prismes se prolongent dans du verre (ph. 14.2).

A propos des relations entre sillimanite et cordiérite, il est intéressant de noter l'existence de symplectites de ces deux minéraux; la sillimanite symplectitique constitue alors souvent une bordure ou un prolongement d'une section prismatique de sillimanite, le tout se trouvant inclus dans un grand monocristal de cordiérite.

Enfin, le verre se trouve souvent en plages à contours plus ou moins arrondis au sein de lits constitués d'agrégats micacés fins paraissant essentiellement biotitiques (ph. 14.4). En fait, l'observation en lumière réfléchie à fort grossissement montre que le verre constitue la matrice de l'agrégat micacé et qu'il n'y a pas de discontinuité entre cette matrice vitreuse et le verre des plages arrondies (ph. 14.5).

3) Interprétation

Bien que l'association des phases vitreuses avec les biotites soit moins souvent observée que dans le Haut Allier (peut-être à cause de la déformation importante qu'ont subies ces roches), nous pensons, à la lumière de l'étude précédente, que le verre, présent dans les kinzigites de l'Agly résulte également de la fusion des biotites.

La sillimanite et la cordiérite sont des produits de cristallisation du liquide issu de cette fusion. Les relations existant entre ces minéraux indiquent que la sillimanite cristallise la première, puisqu'elle est présente en inclusions dans la cordiérite, comme c'est le cas dans les gneiss du Haut-Allier. Le stade de cristallisation de la sillimanite seule est suivi

par un stade de syncristallisation de sillimanite et de cordiérite, ainsi que le montre l'existence de symplectites de ces deux minéraux; ensuite la cordiérite cristallise seule.

Les observations réalisées à partir de l'éch. JP 80/3b (prismes de sillimanite inclus dans un agrégat de mica blanc renfermant par ailleurs de nombreuses plages vitreuses) suggèrent que la muscovite peut être également un produit de cristallisation du liquide résultant de la fusion de la biotite. Dans ce cas, le liquide qui donne la muscovite a dû subir une évolution différente de celui qui permet la cristallisation de cordiérite : l'eau et le potassium provenant de la biotite sont restés sur place.

Enfin, se pose le problème des relations entre les différents mécanismes de déformation reconnus dans les kinzigites, et l'épisode de fusion de la biotite.

La fracturation des grands cristaux de sillimanite est postérieure à la fusion de la biotite et peut être liée à la présence de liquide dans la roche, selon un mécanisme déjà évoqué au chap. IV.

Il en est vraisemblablement de même pour les fractures affectant les grenats et qui sont souvent dans le prolongement de fractures affectant la sillimanite.

Par contre, rien n'indique le caractère antérieur ou postérieur des déformations plastiques affectant le quartz (et certains feldspaths) par rapport à la fusion de la biotite; des observations faites sur les gneiss de Caramany apporteront toutefois des éléments de réponse.

En ce qui concerne la présence de lits microcristallins biotitiques, nous pensons qu'ils représentent des zones de concentration préférentielle du liquide de fusion, comme l'indique la présence généralisée de verre; les nombreux petits fragments de biotite qu'ils renferment représentent des reliques incomplètement fondues à moins qu'il ne s'agisse de néocristallisations à partir du liquide ?

C. Autres observations

1) Gneiss de Caramany

Sous leur faciès typique, ces gneiss sont peu différents des gneiss de Bélesta; ils représenteraient néanmoins un niveau plus profond dans le socle (FONTEILLES, 1970).

Des échantillons prélevés dans un même affleurement, près du village de Caramany, montrent des assemblages minéralogiques bien différents, bien que peu distants les uns des autres (quelques centimètres à quelques décimètres). Ainsi, dans un cas (éch. JLM 8-2'), la roche ne contient que : quartz, feldspaths, biotite et grenat. La plupart des biotites sont intactes; quelques-unes présentent cependant un début de fusion indiqué par la présence d'un peu de verre jaune; il n'y a ni sillimanite, ni cordiérite. Par ailleurs, les grenats ne sont que peu ou pas fracturés, ces fractures restant d'ailleurs toujours fermées (ph. 15.1). Dans d'autres cas, la quantité de biotite présente est nettement moins importante, tandis que sillimanite et cordiérite (éch. JLM 8.2) ou spinelle (proche de l'hercynite, d'après la couleur verte) et cordiérite (éch. JLM 8.2'') sont présents; les biotites montrent des signes de fusion probable (ph. 15.2). Les grenats sont intensément fracturés; leurs fractures sont ouvertes et occupées par du verre (ph. 15.3) ou un milieu plus complexe (verre et/ou cristaux).

Le développement de la sillimanite et de la cordiérite paraît bien lié à la disparition de la biotite par fusion; le spinelle présent dans certains cas pourrait être aussi un produit résultant de cette fusion (il est d'ailleurs fréquent dans les fusions expérimentales de biotites).

La fracturation des grenats serait une conséquence de la fusion de la biotite; les fractures sont remplies par le liquide et les produits qu'il entraîne ou qui en dérivent (ph. 15,3).

Par contre, la déformation plastique du quartz et des feldspaths s'observe même dans les cas où la biotite n'a pratiquement pas fondu; c'est donc certainement un phénomène indépendant de la fusion et antérieur à celle-ci.

Nous avons également étudié un faciès particulier des gneiss de Caramany : les gneiss blancs à grenats qui se trouvent au toit de la charnockite d'Ansignan. Ces gneiss blancs sont interprétés comme le résultat de la fusion des gneiss de Caramany au contact du magma charnockitique. Nous y avons constaté la présence d'un verre abondant, localisé surtout au voisinage des grenats (ph. 15.4). Des biotites golfées sont parfois associées à ce verre; mais souvent, la biotite est absente. Nous pensons que les biotites de ces gneiss ont presque totalement fondu; le liquide résultant de cette fusion s'est figé en un verre dont la localisation fréquente au voisinage des grenats correspond en fait à la localisation des biotites qui ont fondu (le grenat ne jouant pas de rôle dans la formation du verre).

Quelques analyses ont été effectuées sur un échantillon de ces gneiss blancs; elles sont données dans le tableau VI.3.

Tableau VI.3.- Analyses de quelques phases présentes dans les gneiss blancs à grenats de Las Albas.
Ech. AN 80/16 .

Analyse n°	Grenat		Biotite	Phases vitreuses (incolores; faible biréfring.)		
	243	245	238	240	241	242
SiO ₂	38,66	38,48	38,34	42,18	44,12	41,55
TiO ₂	0,05	0,12	0,18	0,05	-	0,13
Al ₂ O ₃	21,86	21,99	17,63	33,51	33,35	32,50
FeO + Fe ₂ O ₃	30,91	30,57	10,40	3,93	2,52	8,16
NiO	0,06	-	-	-	-	-
MnO	0,98	1,56	-	0,06	0,13	-
MgO	6,70	7,17	18,77	2,20	1,97	3,25
ZnO	0,23	-	0,56	-	0,18	-
CaO	1,61	1,43	0,13	0,88	1,12	0,92
Na ₂ O	-	0,06	0,17	0,07	0,08	0,05
K ₂ O	-	0,04	9,15	0,86	0,90	0,34
Total	101,05	101,41	95,32	83,73	84,37	86,91

2) Micaschistes "anatectitiques" de Caladroi

Ces micaschistes sont dits "anatectitiques" par FONTEILLES (1970) et constituent, selon lui, la base du Paléozoïque. Toutefois, la possibilité d'une fusion partielle "in situ" de ces schistes n'a pas été reconnue par RAGUIN (1938) qui n'y voit que des injections de granite ou de pegmatite, à relier avec la présence de migmatites dans les gneiss sous-jacents. Nous ne nous prononcerons pas ici sur le caractère réellement anatectitique de ces micaschistes; nous nous sommes contentées d'observer l'évolution de la biotite au voisinage des niveaux quartzo-feldspathiques.

Là encore, nous avons reconnu la présence de verre, souvent associé à des biotites golfées et parfois "blanchies". Feldspaths et quartz paraissent parfois corrodés au contact de ce verre (ph. 15,5 et 16,6). Les phases vitreuses sont le plus souvent isotropes; certaines contiennent de la cordiérite; la cordiérite n'apparaît d'ailleurs pas en dehors des plages vitreuses dans les échantillons que nous avons étudiés.

Le tableau VI.4 donne des analyses de ces différentes phases.

D. Interprétation

Dans tous les cas qui viennent d'être présentés, nous avons constaté une fusion plus ou moins avancée des biotites. La preuve d'une telle fusion tient dans l'existence de verre associé à des biotites golfées. Ce verre présente des caractéristiques morphologiques et optiques tout à fait comparables au verre des gneiss de Vieille-Brioude. Par contre, sa composition chimique montre de légères différences concernant en particulier la valeur du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$; ces différences pourraient être le reflet des compositions de biotites qui fondent ou elles pourraient être la conséquence de l'évolution subie par le liquide de fusion (en fonction des conditions environnantes). Nous ne disposons pas de suffisamment d'éléments pour retenir l'une ou l'autre hypothèse.

Les phases qui cristallisent suite à la fusion de la biotite sont surtout la sillimanite et la cordiérite; mais la formation de muscovite et de spinelle est également possible dans certains cas.

Par ailleurs, un problème reste posé : comment expliquer que la fusion de la biotite se produise à des niveaux aussi différents dans la série de l'Agly (micaschistes de la base du Paléozoïque, gneiss de Belesta, gneiss de Caramany) et que, dans chaque cas, elle reste souvent partielle ? Une étude régionale plus approfondie pourrait permettre de répondre à une telle question.

II - DANS LA REGION DE LHERZ (ARIEGE)

L'une des caractéristiques les plus intéressantes de cette région tient à la présence d'intrusions ultrabasiques (lherzolites) qui ont fait l'objet de nombreuses études (ex. : RAVIER, 1957; MONCHOUX, 1970; CHOUKROUNE, 1974).

Des écailles de gneiss granulitiques ont été associées à ces intrusions ultrabasiques (AZAMBRE et RAVIER, 1978).

Tableau VI.4.- Analyses de quelques phases présentes dans les micaschistes de Caladroi .
Ech. AN 80/4 .

Analyse n°	Feldspath			Quartz			Biotite			Cordiérite			Phases vitreuses (jaune pâle, isotropes)					
	207	203	215	202	201	212	204	205	208	209	210							
SiO ₂	64,83	99,03	98,49	36,25	49,70	49,60	38,61	37,05	37,60	38,34	37,47							
TiO ₂	-	0,02	0,01	0,91	-	-	0,03	-	-	-	0,06							
Al ₂ O ₃	22,66	0,03	0,02	21,47	33,16	33,31	37,97	35,79	35,59	35,21	34,45							
FeO + Fe ₂ O ₃	-	-	-	16,13	6,64	8,96	0,86	1,15	5,78	1,88	4,43							
NiO	-	0,06	-	-	-	-	0,07	0,03	-	-	-							
MnO	-	1,07	-	0,14	1,10	0,27	-	-	-	-	0,11							
MgO	0,01	-	0,03	10,63	7,89	8,46	0,38	0,12	1,72	0,05	1,07							
ZnO	-	0,20	-	-	-	1,09	-	-	-	-	-							
CaO	3,91	0,02	-	0,14	0,03	0,01	0,51	0,37	0,74	0,41	0,40							
Na ₂ O	9,18	0,04	-	0,12	0,09	0,17	0,25	0,14	-	0,13	0,11							
K ₂ O	0,09	0,01	-	7,30	-	-	0,34	0,35	0,26	0,30	0,17							
TOTAL	100,68	100,49	98,54	93,09	98,60	102,00	79,04	75,08	81,70	76,32	78,26							



Nous avons étudié des échantillons de gneiss provenant de l'une de ces écaïlles; leur lieu de prélèvement est indiqué dans la fig. VI.3.

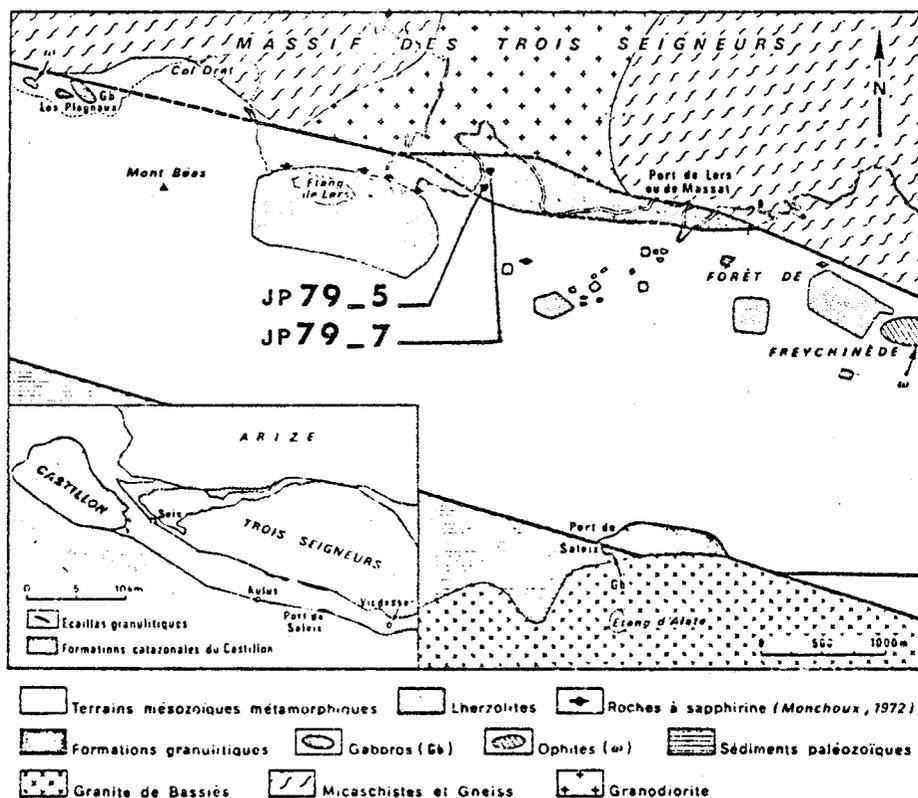


Fig. VI.3.- Localisation des échantillons provenant de la région de Lherz, in AZAMBRE et al. (fig.2 p.222).

Les gneiss étudiés sont des gneiss clairs assez riches en grenats. Les principaux minéraux constitutifs sont les suivants : quartz, feldspaths, grenat, biotite, oxydes métalliques, auxquels s'ajoutent éventuellement : chlorite, muscovite, cordiérite, sillimanite.

Les grenats sont affectés de multiples fractures (ph. 16.1) dont les plus importantes se prolongent dans la matrice quartzofeldspathique qui présente par ailleurs des indices de déformation plastique. Ils sont toujours entourés d'un milieu complexe qui emplit également leurs fractures et où l'on a reconnu la présence d'une phase vitreuse pratiquement incolore, tantôt isotrope, tantôt légèrement biréfringente (ph. 16.4). Par ailleurs, ce milieu est également constitué de fines paillettes de mica blanc, parfois

de chlorite (éch. JP 79/5), ou encore de cordiérite et de sillimanite. Des reliques de biotite sont parfois présentes; dans ce cas, on voit clairement que le verre emplit les golfes et les cavernes de ces biotites (ph. 16.2 et 16.3). Le plus souvent, les biotites ont presque totalement disparu. Nous pensons que ces biotites ont fondu; le milieu qui entoure les grenats est le résultat de cette fusion, comme l'indique la présence de verre. Les phases minérales nouvelles qui se forment à la suite de cette fusion sont : sillimanite, cordiérite, muscovite et chlorite.

Par ailleurs, avant de cristalliser ou de se figer en un verre, le liquide exerce une action corrosive sur les minéraux. Les feldspaths sont particulièrement sensibles à cette corrosion comme le montre l'existence de nombreuses reliques feldspathiques dans le milieu entourant les grenats; la présence du liquide détermine parfois la formation de myrmékites réactionnelles dans le feldspath (ph. 16.5).

Le grenat paraît peu sensible à la corrosion due au liquide, sauf quand celui-ci est présent en quantité relativement importante.

Les phases vitreuses se trouvent presque toujours au voisinage des grenats : ceci pourrait être simplement dû au fait que les biotites dont elles dérivent se trouvaient le plus souvent près des grenats. Par suite, la présence de liquide à la périphérie des grenats va déterminer leur comportement fragile : il y a fracturation des grenats, les fractures étant emplies par le liquide (et ensuite par les phases qui en dérivent).

En conclusion, nous avons vu plusieurs exemples d'une fusion probable de la biotite en différentes régions de France. Il s'agirait donc d'un phénomène qui ne serait pas limité aux gneiss de Vieille-Brioude, mais pourrait être généralisé.

L'indice le plus constant paraît être la présence de verres avec des caractéristiques proches de ceux que nous avons étudiés en détail dans les gneiss de Vieille-Brioude. Par contre, les relations de ces verres avec les biotites ne sont pas toujours évidentes, soit que les biotites aient presque complètement disparu, soit que les liquides qui donnent les verres aient subi des déplacements importants. Par ailleurs, dans tous les exemples étudiés, l'association sillimanite + cordiérite (+ oxydes métalliques) résulte de la fusion des biotites.

DEUXIEME PARTIE

F U S I O N E X P E R I M E N T A L E D E L A B I O T I T E

CHAPITRE VII - FUSION EXPERIMENTALE DE LA BIOTITE.

Nous avons tenté de réaliser expérimentalement la fusion de biotites en place dans des échantillons de roches, afin d'apporter une preuve expérimentale de l'existence de cette fusion et de préciser, si possible, les conditions dans lesquelles elle se produit, et la nature des phases nouvelles qui en résultent.

Nous n'avons pu réaliser qu'un nombre très limité d'essais dans le cadre de ce travail, qui ne constitue donc qu'une approche expérimentale bien incomplète ; mais, les premiers résultats obtenus sont déjà extrêmement intéressants.

I - ESTIMATION DES CONDITIONS DE FUSION DE LA BIOTITE

Les essais devant être très limités en nombre, nous avons dû choisir des paramètres expérimentaux inspirés, d'une part, des matériaux naturels présentant le phénomène de fusion, et, d'autre part, des quelques expérimentations faisant intervenir une "déstabilisation" des biotites.

Remarque : Le terme de "déstabilisation" ("breakdown") est utilisé par les auteurs pour indiquer que la biotite participe à une fusion partielle du matériau, sans plus de précision sur les mécanismes intervenant lors de cette fusion.

A. Conditions de pression et de température subies par les gneiss de Vieille Brioude

Nous tenterons de préciser la paléothermobarométrie de ces gneiss qui montrent la fusion naturelle de la biotite.

La fusion de la biotite s'accompagne de néocrystallisation de sillimanite et de cordiérite ; le domaine de stabilité de ces minéraux fixe donc une plage P - T où s'inscrit la fusion de la biotite.

Le domaine de stabilité de la sillimanite est donné par le diagramme de phases des polymorphes Al_2SiO_5 ; le diagramme qui devrait être utilisé de préférence, pour des raisons d'ordre thermodynamique, est celui d'HOLDAWAY (1971) ; nous retiendrons quand même également celui de RICHARDSON et al. (1969), car, selon plusieurs auteurs, il s'accorderait mieux avec les données géologiques (fig. V.4).

La courbe donnant la limite inférieure de stabilité thermique de la

cordiérite d'après SCHREYER et SEIFERT (1969) suit approximativement la droite correspondant à l'inversion disthène \rightleftharpoons sillimanite. Par ailleurs, le domaine de stabilité de la cordiérite est limité vers les hautes pressions, mais la position de cette limite varie notablement suivant la composition de la cordiérite. Ainsi, RICHARDSON (1968) a montré qu'une cordiérite ferreuse ne peut persister au-delà de 3,5 kb (dans des conditions de fugacité d'oxygène correspondant au tampon QFM : quartz - fayalite - magnétite, c'est-à-dire les conditions régnant dans la plupart des roches métamorphiques).

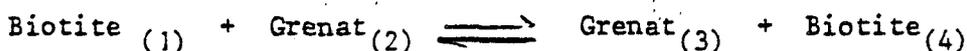
Au contraire, une cordiérite magnésienne peut être stable jusqu'à 10 kb (SCHREYER et al., 1969).

Dans les gneiss de Vieille-Brioude, la cordiérite résultant de la cristallisation du liquide de fusion de la biotite a une composition intermédiaire entre des deux pôles :

$$\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}} \approx 0,5 \quad (\text{en moles d'oxydes})$$

On peut donc proposer qu'elle se soit formée à une pression inférieure à 7 kb. Un large domaine de pression et de température correspondant à la stabilité de la sillimanite et de la cordiérite est ainsi défini. La température et la pression correspondant à la fusion des biotites se trouvent naturellement dans les limites de ce domaine.

Nous avons cherché à apporter des précisions concernant la température, en utilisant le géothermomètre de PERCHUK (1968), basé sur la répartition de Fe^{2+} et de Mg^{2+} entre biotite et grenat. La réaction correspondant à l'échange de ces ions est la suivante :



Nous avons vu que des petits grenats du type almandin étaient présents dans les gneiss anatectitiques de Vieille Brioude ; leur formation est antérieure à la fusion de la biotite et nous admettons que, faisant partie, avec la biotite, de l'assemblage initial de ces gneiss, ils sont en équilibre avec les biotites à leur contact.

D'après les analyses faites dans l'échantillon 79/70, nous obtenons :

- pour le grenat : $\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}} \approx 0,15$ (en moles d'oxydes)
- pour la biotite : $\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}} \approx 0,39$ "

En reportant ces valeurs dans le diagramme de PERCHUK (1968), nous obtenons une température de 650°C environ (fig. VII.1).

Cette température correspond à la dernière équilibration entre biotite et grenat au cours du métamorphisme prograde ; la fusion de la biotite a nécessairement eu lieu à une température égale ou supérieure.

BUS
LILLE

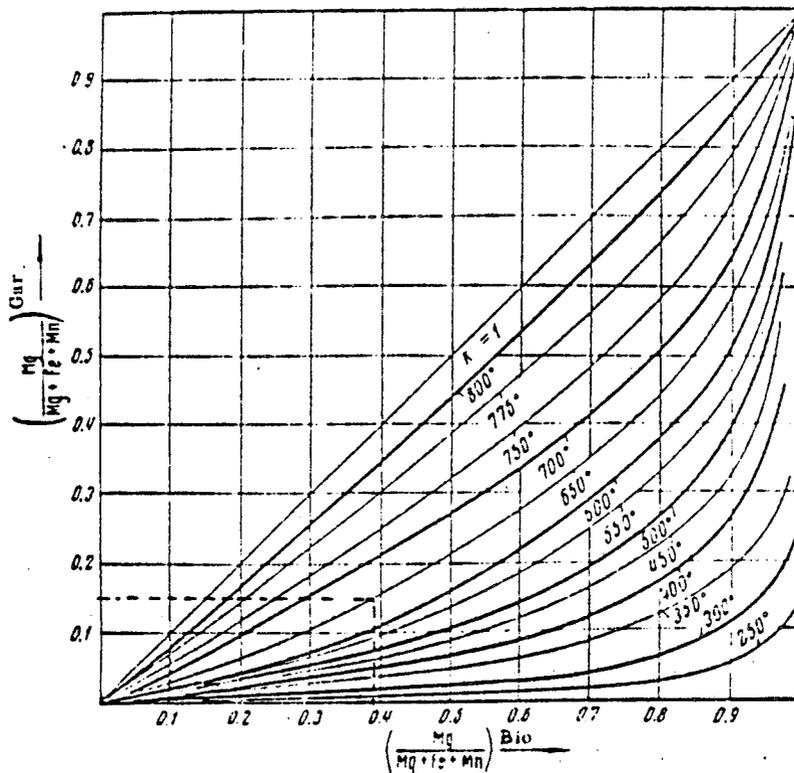
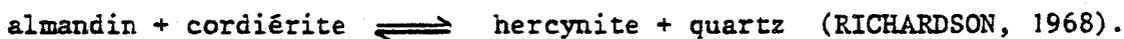


Fig. VII.1 = Abaque correspondant au géothermomètre biotite-grenat de PERCHUK (1968).

Par ailleurs, la coexistence de la cordiérite avec un grenat de type almandin dans les gneiss de Vieille-Brioude, qui sont dépourvus de spinelle (hercynite), pourrait indiquer que l'on n'a pas franchi la courbe correspondant à la réaction :



Cette courbe se situe aux alentours de 800°C pour une pression de 3 kb (elle n'est d'ailleurs que faiblement influencée par la pression) : fig. VII.2. Cela pourrait indiquer que la fusion de la biotite ait eu lieu à une température inférieure à 800°C dans les gneiss de Vieille-Brioude. Mais, on ne peut l'affirmer, car la réaction ci-dessus est aussi influencée par la fugacité de l'oxygène : la cordiérite peut donc se former ou demeurer stable à des températures bien supérieures à 800°C, si f_{O_2} reste faible.

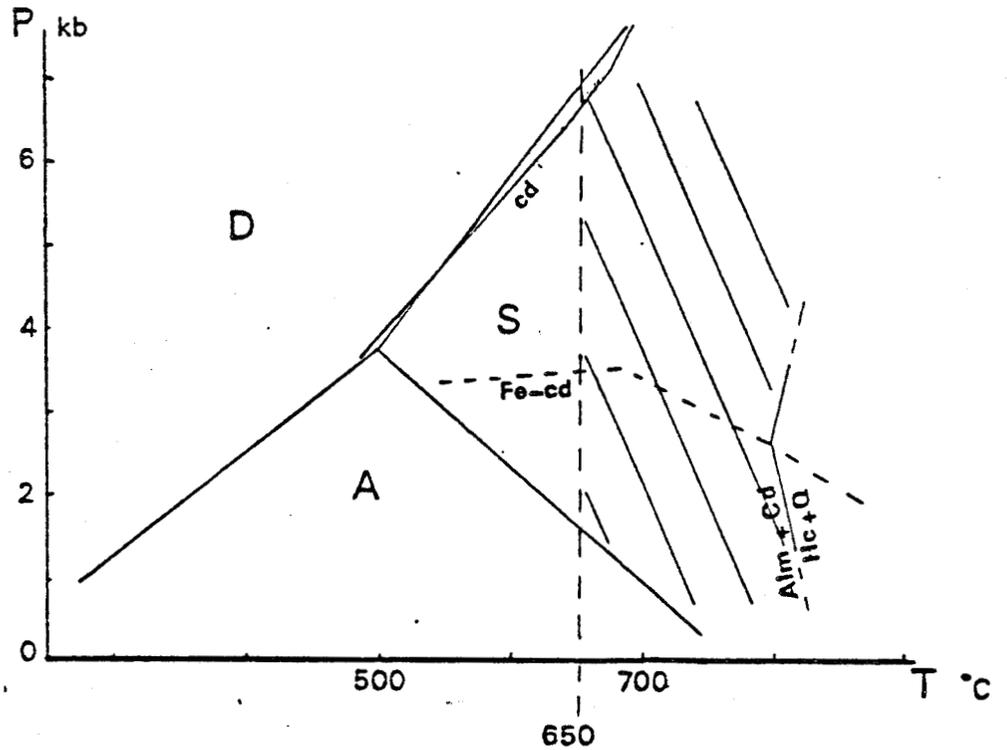


Fig. VII.2 = Diagramme situant le domaine P - T où s'inscrit la fusion des biotites dans les gneiss de Vieille-Brioude (zone hachurée).

- A = andalousite
- Alm = almandin
- Cd = cordiérite
- D = disthène
- Hc = hercynite
- Q = quartz
- S = sillimanite

B. Utilisations des données bibliographiques sur la stabilité de la biotite

BUS
LILLE

La stabilité des biotites est influencée par leur composition chimique : le rapport $Mg/Mg + Fe$ joue un rôle important (chap. I), mais aussi la teneur en Al (HOSCHEK, 1976).

Dans le cadre de ce travail, nous avons choisi de limiter nos essais aux biotites des gneiss de Vieille Brioude, ou à des biotites de composition

voisine, ayant donc une teneur élevée en Al et un rapport $\frac{Mg}{Mg + Fe}$ voisin de 0,4. Pour de telles biotites, nous disposons des courbes de "décomposition" (fig. I.5) établies par BROWN et FYFE (1970) à partir de la biotite du granite de Skiddaw, dont la composition n'est pas très éloignée de celle des biotites des gneiss de Vieille Brioude.

Ces courbes correspondent à l'apparition d'un liquide de fusion, issu, selon BROWN et FYFE, de la fraction quartzo-feldspathique présente dans les mélanges qu'ils ont utilisés.

Selon nous, l'apparition d'un premier liquide est due à la fusion des biotites elles-mêmes, ce liquide pouvant ensuite dissoudre une partie des grains de quartz et de feldspaths ou induire leur fusion. Le fait que les premiers liquides produits par BROWN et FYFE (1970) n'aient pas une composition granitoïdique constitue un argument en faveur de notre hypothèse. Nous considérerons donc, en première approximation, les courbes établies par BROWN et FYFE, comme des courbes de fusion des biotites. Elles se placent d'ailleurs à l'intérieur du domaine P - T précédemment défini à propos de la paléothermobarométrie des gneiss de Vieille Brioude. Nous avons donc choisi, en nous servant de ces courbes, les conditions P - T de nos essais de fusion de biotites. Ainsi, par exemple, nous pouvons voir que, pour P = 2 kb, la température doit être égale ou supérieure à 725°C pour que l'on puisse espérer observer une fusion des biotites.

II - TECHNIQUE EXPERIMENTALE

Les essais ont été réalisés dans la machine Haute Pression - Haute Température du LA 234. Cette machine à haut confinement d'argon est décrite par FRANCOIS (1978) ; elle permet la réalisation d'essais de déformation, mais nous n'avons réalisé, pour le moment, que des essais statiques pour étudier la fusion des biotites.

Les éprouvettes sont des parallélépipèdes dont les dimensions sont approximativement : 0,3 x 0,4 x 1 cm , dont les faces ont été polies pour faciliter l'observation au microscope en lumière réfléchie avant et après essai. Elles sont placées dans des tubes d'or scellés aux deux extrémités.

III - RESULTATS DES ESSAIS REALISES ET INTERPRETATION

A. Caractéristiques des différents essais

Des éprouvettes ont été taillées d'une part dans des portions très riches en biotites des gneiss de Vieille Brioude (JP 79/70) : éprouvettes de type I, d'autre part dans des gneiss de Sarniat (JP 77/20) : éprouvettes de type II.

Les éprouvettes de type I sont donc constituées essentiellement par

de très nombreuses biotites, des grains de quartz plus ou moins fracturés et des lits de milieu vitreux contenant de nombreux petits fragments reliques de biotites ; des grenats et un peu de sillimanite peuvent être également présents éventuellement dans certaines éprouvettes. La ph. 6.1 montre un aspect caractéristique de ces éprouvettes avant essai. Le tableau II.1 donne des analyses de biotites de ces échantillons. Les éprouvettes de type II sont beaucoup moins riches en biotite ; elles montrent l'association feldspath, quartz, disthène, biotite et grenat (ainsi qu'éventuellement un peu de sillimanite). Les conditions de pression, température et durée des différents essais sont données dans le tableau VII.1.

Type d'éprouvette	N° essai	Température	Pression	Durée
Type I (éch. JP 79/70)	I.A	- 700°C	2,3 kb	2 h
	I.B	- 770°C	2,1 kb	30'
	I.C	- 770°C	2,1 kb	5 h
	I.D	- 1090°C	2,2 kb	1 h 30
Type II (éch. JP 77/20)	II.A	- 770°C	2,1 kb	1 h
	II.B	- 800°C	2,3 kb	2 h
	II.C	- 1090°C	2,2 kb	1 h 30

Tableau VII.1 = Caractéristiques des différents essais réalisés.

B. Résultats

1) Essai I.A (gneiss de Vieille Brioude)

Aucun signe de fusion n'a été observé ; les surfaces polies de l'éprouvette ne montrent aucune modification après essai (ph. 17.1).

2) Essais I.B et I.C (gneiss de Vieille Brioude)

Les résultats sont très semblables dans les deux essais : il y a eu fusion et formation d'un nouveau verre. Les surfaces des éprouvettes ne sont plus planes, par suite de déplacements plus ou moins importants du liquide formé ; l'observation de ces surfaces en lumière réfléchie a donc nécessité un nouveau polissage.

On constate que les biotites ont fondu de manière partielle ou presque totale suivant les cas. Les petits fragments de biotite présents dans les lits vitreux ont totalement disparus. Les modifications de l'état de surface indiquent que ces lits sont repassés à l'état liquide pendant

l'essai. Les fragments de grains de quartz sont enrobés de verre ; leurs contours très adoucis indiquent qu'une partie du quartz a été dissoute par le liquide (ph. 17.2 , à comparer avec 17.1). En lame mince, le verre paraît jaune à brun pâle ; il est parfaitement isotrope.

La fusion des biotites a donné lieu à des néocristallisations : nombreux précipités d'oxydes métalliques, ainsi que d'autres petits cristaux allongés à pouvoir réflecteur assez élevé (ph.17.2 et 17.4), présentant dans quelques cas des structures "en arêtes de poisson" (ph. 17.3) ; ces cristaux ont été identifiés en spectroscopie Raman : il s'agit d'une olivine (par comparaison avec les spectres Raman de forstérite reproduits par WHITE, 1975) - fig. VII.3.



Fig. VII.3 = Spectres Raman :

A = cristal d'olivine obtenu dans l'essai I.B

B₁, B₂, B₃ = spectres de référence d'une forstérite synthétique (in : WHITE, 1975 , fig. 2b p. 333).

3) Essai I.D (gneiss de Vieille Brioude)

Il a entraîné la vitrification complète de l'éprouvette, retrouvée sous forme de fragments de verre noirâtre à cassure conchoïdale.

4) Essais II.A et II.B (gneiss de Sarniat)

Les résultats de ces deux essais sont très comparables. L'aspect des deux éprouvettes est peu modifié. Toutefois, certaines biotites montrent des signes de fusion indubitables : elles sont plus ou moins profondément golfées et un verre contenant par endroits de petits précipités d'oxydes leur est associé (ph. 17.5). Ce verre n'existait pas avant essai. Dans quelques cas, des cristaux de disthène paraissent même corrodés au contact du verre.

5) Essai II.C

L'éprouvette correspondante ne contient plus aucune biotite ; par contre, elle renferme un volume important de verre brun à incolore suivant les endroits (ph. 17.6). Les plages de verre coloré renferment des précipités d'oxydes métalliques (ph. 17.7) ainsi que des petits cristaux identifiés par analyse à la microsonde électronique : il s'agit de spinelle, de composition proche de l'hercynite. Les quartz et surtout les feldspaths ont été corrodés par le liquide de fusion. Le verre associé à des minéraux clairs est faiblement coloré ou incolore ; il passe de manière progressive au verre plus coloré. En lumière polarisée, le verre est isotrope. Les analyses à la microsonde correspondant à cet essai sont présentées dans le tableau VII.2.

Les analyses montrent que la composition du verre n'est pas homogène ; on constate des variations importantes sur les teneurs en fer, en magnésium, en calcium et en titane. La couleur brune semble liée à une teneur en fer relativement élevée.

Les variations concernant les teneurs en silice, en aluminium et en alcalins sont beaucoup moins marquées. La différence 100 % - les totaux des oxydes dosés indique une teneur probable en eau de 3 % au maximum pour le verre.

Remarque : On peut s'interroger sur la température maximale subie par l'échantillon au cours de cet essai: en effet, on n'observe pas la transformation quartz \rightleftharpoons tridymite, ce qui suggère que l'éprouvette est restée à une température bien inférieure à 1090°C.

Tableau VII.2 = Analyses des phases nouvelles (spinnelle + verre) résultant de l'essai II.C (éch. JP 77/20).

Analyse N°	Spinnelle	Verre				
	122	120	121	219	221	222
Couleur	—	brun clair	jaune pâle	jaune pâle	brun clair	brun clair
SiO ₂	0,25	58,20	61,18	61,62	57,77	58,15
TiO ₂	—	1,62	—	0,04	0,99	2,76
Al ₂ O ₃	61,43	18,92	22,56	21,94	18,39	16,46
FeO + Fe ₂ O ₃	30,20	9,15	2,57	0,65	8,59	7,61
NiO	—	—	—	—	—	—
MnO	0,53	0,30	0,02	—	0,02	0,02
MgO	7,49	2,62	0,73	0,23	2,45	4,52
ZnO	—	—	—	—	0,37	—
CaO	—	1,53	1,77	4,61	1,64	1,15
Na ₂ O	0,01	2,34	3,10	3,35	2,73	2,02
K ₂ O	—	4,78	6,87	4,82	4,32	4,44
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,06	—	—
Total	99,91	99,46	98,81	97,32	97,25	97,12

C. Interprétation

Les résultats des essais montrent qu'il est possible d'obtenir la fusion de biotites en place dans des échantillons de gneiss pour des conditions de température et de pression pouvant être réalisées dans le cadre du métamorphisme régional.

Les essais réalisés à partir des éprouvettes de type II (dépourvues de verre) montrent que le premier liquide apparaît bien par fusion des biotites seules.

Dans le cas des éprouvettes de type I, les résultats sont



plus ambigus, car le verre hydraté est présent au départ et passe peut-être à l'état liquide avant les biotites ; la disparition des biotites pourrait alors être aussi bien le résultat d'une fusion véritable des biotites que d'une dissolution par le liquide provenant les lits vitreux.

La fusion des biotites se produit bien de manière incongruente : il y a toujours formation de précipités d'oxydes métalliques. D'autres néocristallisations peuvent apparaître : olivine ou spinelle, suivant les conditions de température. D'autres minéraux pourraient éventuellement se former, si la durée des essais était plus longue ; il est également possible que les phases minérales apparues les premières (ex : olivine) réagissent par la suite et qu'elles soient remplacées par d'autres. Des essais de beaucoup plus longue durée pourraient peut-être apporter des réponses à ces questions. Il s'agit là de problèmes rencontrés par tous les expérimentateurs qui ont étudié la fusion des roches : alors que l'apparition du premier liquide est rapide (des essais d'une durée d'une à quelques heures suffisent), la cristallisation des phases en équilibre avec ce liquide nécessite des durées d'essais beaucoup plus longues (au moins deux à trois semaines, selon BÜSCH et al. , 1974).

Le liquide formé exerce une action corrosive sur quartz et feldspaths ; cette action est d'autant plus marquée que la température de l'essai est élevée. Par suite, la composition du liquide reflétera cette contamination. On explique ainsi aisément la richesse en silice des verres analysés (par rapport à la composition des biotites qui ont fondu), ainsi que la présence de sodium et de calcium dans ces verres. (tableau VII.2). Par ailleurs, les compositions différentes obtenues suivant les points montrent qu'il n'y a pas eu d'homogénéisation complète du liquide en chacun de ces constituants ; cette homogénéisation semble d'ailleurs plus difficile à réaliser pour certains éléments (ex = fer) que pour d'autres (ex = silice, eau).

La teneur en eau du verre est bien celle que l'on peut attendre dans le cas d'une fusion où l'eau disponible est seulement celle présente dans la biotite.

Enfin, le fait que les biotites n'aient pas fondu dans l'essai I.A indique que, pour une pression de 2,3 kb, la température correspondant au début de la fusion des biotites étudiées, est supérieure à 700°C, mais inférieure ou égale à 800°C (essai II.B). Pour une pression de 2,1 kb, cette température est inférieure ou égale à 770°C.

Conclusions

Nous avons réalisé expérimentalement la fusion de biotites en place dans des échantillons de gneiss, dans des conditions de pression et de température qui sont celles du métamorphisme régional, apportant ainsi un argument supplémentaire en faveur de l'existence d'une fusion naturelle de ces biotites.

La composition du liquide alumino-silicaté produit correspond à la fusion des biotites, mais aussi à la dissolution d'une partie des feldspaths et du quartz.

La formation de néocrystallisations indique que la fusion des biotites est bien un phénomène incongruent.

Mais d'autres essais sont nécessaires pour préciser les conditions de fusion des biotites.

Par ailleurs, il faudrait aussi envisager la fusion de biotites de composition différente de celles étudiées ici.

TROISIEME PARTIE

IMPLICATIONS PETROLOGIQUES

CHAPITRE VIII - FUSION DE LA BIOTITE ET ANATEXIE

Nous avons proposé une fusion de la biotite dans des séries qui présentent, sur le terrain, un caractère largement migmatique attribué à la fusion partielle subie par ces roches métamorphiques. Il convient donc d'étudier maintenant les liens qui pourraient exister entre la fusion vraisemblable de la biotite et l'anatexie régionale.

I - DONNEES CLASSIQUES SUR L'ANATEXIE

A. Fusion de matériel quartzo-feldspathique

L'hypothèse de l'anatexie a été avancée par SEDERHOLM (1907) pour expliquer l'association fréquente de granites et de gneiss, ainsi que la présence de séries à caractères mixtes faisant transition entre gneiss et granites, et qu'il a appelées "migmatites". La fusion partielle des gneiss conduirait donc à la cristallisation de leucosomes quartzo-feldspathiques et à la formation des granites.

Cette hypothèse n'a pas été immédiatement acceptée par tous et la question de l'origine des granites a fait l'objet, pendant plusieurs années, de vives controverses (READ, 1957) entre les partisans d'une origine magmatique par anatexie, et les partisans d'une origine métasomatique liée à l'action de fluides "granitisants" sur une roche restant à l'état solide.

Plus récemment, les travaux expérimentaux de TUTTLE et BOWEN (1958) ont entraîné un regain de faveur pour l'hypothèse de l'anatexie. En effet, ces travaux ont montré que la fusion était possible dans le système $\text{SiO}_2 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ (en présence d'eau en excès), à des températures relativement basses, tout à fait compatibles avec celles que l'on peut estimer, d'après l'observation des assemblages minéralogiques, pour la formation des migmatites.

Les travaux de TUTTLE et BOWEN portent sur un domaine de pression s'étendant jusqu'à 4kb seulement ; ils ont, par la suite, été poursuivis par LUTH et al. (1964) jusqu'à 10 kb. Par ailleurs, de nombreux expérimentateurs ont étudié l'influence de composants additionnels (ex = anorthite : VON PLATEN, 1965) sur le système $\text{Q} - \text{Ab} - \text{Or} - \text{H}_2\text{O}$. Néanmoins, les résultats de ces travaux doivent être appliqués avec réserve au contexte naturel pour les raisons suivantes :

- les mélanges sont fondus en présence d'eau en excès, ce qui ne correspond pas, en général, aux conditions naturelles ;

- ils représentent des systèmes très simplifiés par rapport aux systèmes naturels ; or, de faibles teneurs en certains éléments peuvent modifier considérablement les équilibres étudiés (LUTH, 1976) ;
- enfin, le matériel de départ des expériences est une poudre fine, ce qui multiplie les contacts réactionnels et favorise la fusion ; ce n'est pas le cas pour les matériaux naturels compacts, dont la porosité est très faible sous haut confinement.

L'utilisation d'éprouvettes de roches intactes permet de lever cette dernière objection. Toutefois, là encore, l'échantillon testé n'est pas identique au matériau naturel ; en effet, la taille de l'éprouvette entraîne la formation de très nombreuses fissures et cracks qui modifieront le comportement de la roche lors de l'expérience, dans le cas où la roche est saturée en eau avant l'essai. MEHNERT et al. (1973) ont ainsi tenté la fusion des matériaux compacts quartzo-feldspathiques (granulites, leucosomes de gneiss, quartzites à feldspaths) en environnement hydraté, pour des températures de 660°C à 760°C. La fusion commence aux joints triples où les trois phases (quartz, feldspath potassique, plagioclase) sont en contact, puis se poursuit par l'apparition de films fondus aux joints quartz-feldspath potassique et quartz-plagioclase. Pour $p_{H_2O} = 1 \text{ kb}$ et $T = 760^\circ\text{C}$ et après un essai d'une journée, l'épaisseur des films fondus n'est que de 3 à 4 microns à l'intérieur de l'éprouvette ; MEHNERT et al. n'obtiennent des épaisseurs plus importantes (de l'ordre de 15 microns) que si p_{H_2O} est portée à 4kb, pour la même température et la même durée d'essai. Dans les mêmes conditions, mais en l'absence d'eau, les échantillons ne montrent aucun signe de début de fusion.

Or, dans un contexte naturel, la roche sous haute pression de confinement, n'est pas perméable. Néanmoins la percolation d'une certaine quantité d'eau peut être envisagée, si un phénomène de cataclase permet l'ouverture localisée de fissures et de cracks. Quoiqu'il en soit, le stock d'eau présente aux joints de grains, ou dans les pores, reste faible et la saturation paraît fort improbable.

La fusion naturelle de matériel quartzo-feldspathique ne peut donc pas être à l'origine de l'anatexie, parfois très importante, qui affecte les séries métamorphiques. Il faut donc envisager l'intervention d'autres minéraux.

B. Rôle des minéraux hydratés dans l'anatexie

Les niveaux de migmatites sont associés à des gneiss dont les paragneisses sont celles de la partie supérieure du faciès des amphibolites et correspondent donc à des températures de 650 à 750°C environ. Or, à ces températures, les constituants quartzo-feldspathiques ne peuvent fondre

qu'en présence d'eau et comme cette eau n'est pas disponible à l'état libre en quantité suffisante, plusieurs auteurs ont songé qu'elle pouvait provenir de la décomposition de minéraux hydratés, et en particulier des micas, toujours présents dans les séries métamorphiques affectées par l'anatexie.

Sur le terrain on note, en effet, la coïncidence entre la disparition de la muscovite et le début de l'anatexie (LUNDGREN, 1966). Les réactions amenant la décomposition de ce minéral (et la libération de l'eau qu'il contient) ont fait l'objet de plusieurs travaux expérimentaux (EVANS, 1965 ; KERRICK, 1972). Par ailleurs, certains auteurs ont réalisé des fusions expérimentales où interviennent muscovite et biotite ; nous allons faire le point sur ces travaux.

1) Expériences sur mélanges dispersés en présence d'eau

a) STORRE et KAROTKE (1972) ont étudié expérimentalement la réaction :

$$\text{muscovite} + \text{quartz} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{liquide} + \text{sillimanite (ou disthène)}$$

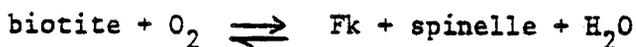
b) VON PLATEN (1965) a obtenu une fusion importante à partir de matériel gneissique broyé, dépourvu de muscovite et de feldspath potassique, mais contenant de la biotite. Pour $p_{\text{H}_2\text{O}} = 2 \text{ kb}$, la fusion commence entre 690°C et 730°C ; 60 à 80 % du matériel de départ peuvent passer à l'état liquide. Les bains obtenus ont une nature leucocrate et contiennent toujours du potassium qui ne peut provenir que de la biotite.

L'interprétation proposée consiste en une décomposition de la biotite entraînant l'apparition de feldspath potassique ; celui-ci va constituer, avec le quartz et le plagioclase déjà présents, un mélange fusible en présence d'eau (eau ajoutée + eau libérée par la réaction).

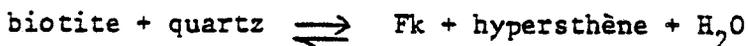
Les réactions proposées sont :

- pour des gneiss pauvres en Al:

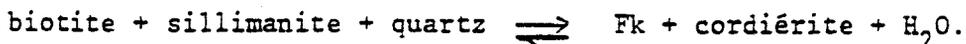
. en conditions oxydantes :



. en conditions réductrices :



- pour des gneiss hyperalumineux:



Dans tous les cas, selon VON PLATEN, le liquide silicaté obtenu est le résultat de la fusion du feldspath potassique (formé par les réactions ci-dessus), du quartz et du plagioclase.

c) VON PLATEN et HÖLLER (1966) tirent des conclusions similaires à partir de fusions de matériel gneissique broyé à muscovite et/ou à biotite. La disparition de la muscovite s'accompagnerait de la cristallisation de sillimanite, et celle de la biotite de la cristallisation de cordiérite et/ou de grenat suivant les conditions de pression.

stables, à savoir celles qui sont relativement riches en Mg, pour une teneur moyenne en Al.

f) HOFFER (1976) étudie la fusion d'un mélange (biotite + Fk + quartz + sillimanite + H₂O) en présence d'eau. Le premier liquide formé apparaît à :

- T = 703°C pour p_{H₂O} = 7 kb,
- T = 685°C pour p_{H₂O} = 10 kb.

Dans les deux cas, la biotite a totalement disparu pour des températures supérieures de 15 à 20°C à celles qui viennent d'être données, alors que les autres phases cristallines subsistent encore.

2) Expériences sur mélanges dispersés sans eau ajoutée

Les fusions ainsi obtenues, sans eau libre au départ, sont parfois qualifiées de fusions "sèches".

a) STORRE (1972) a étudié expérimentalement la réaction :

muscovite + quartz \rightleftharpoons liquide + Fk + sillimanite ou disthène
dans un domaine de pression s'étendant de 7 à 20 kb.

A 7 kb, la température de début de fusion n'est que de 10°C supérieure à celle correspondant au même mélange en conditions hydratées ; l'écart est un peu plus grand pour des pressions supérieures.

b) HUANG et WYLLIE (1973) ont réalisé la fusion sèche d'un granite à muscovite à des pressions élevées (entre 10 et 15 kb). Pour P = 10kb, la température de début de fusion est de 760°C. Une vingtaine de degrés au-dessus du solidus, la muscovite disparaît complètement : les auteurs considèrent qu'il s'agit d'une dissolution du mica dans le liquide de fusion.

c) BROWN et FYFE (1970) ont étudié la fusion de granites, granodiorites et diorites broyés auxquels ils ont ajouté une certaine fraction de minéraux hydratés (muscovite, biotite, phlogopite ou hornblende). Leurs résultats ont déjà été présentés au chap. I (fig. I.5).

Selon BROWN et FYFE, les fusions obtenues seraient la conséquence de la déstabilisation des minéraux hydratés qui fournirait l'eau nécessaire à la fusion de la fraction quartzo-feldspathique. En même temps de nouvelles phases cristallisent : sillimanite, pyroxènes, ilménite.

3) Expériences sur roches non broyées en présence d'eau

Il s'agit là des expériences réalisées par BÜSCH, SCHNEIDER et MEHNERT (1974) sur des échantillons de granodiorites, de diorites quartziques et de tonalites qui contiennent donc de la biotite en plus des minéraux clairs. Dans tous les essais, de l'eau a été ajoutée au départ en excès. Le domaine de température considéré s'étend de 660 à 810°C pour P_{H₂O} = 2 à 4,5 kb.

Après essais, les auteurs ont constaté la présence de films fondus aux joints quartz-plagioclase. Par ailleurs, ils ont observé des figures de "corrosion" de la biotite quand celle-ci se trouve en contact avec le verre résultant du liquide de fusion ; ils en déduisent que l'instabilité et la décomposition du mica sont causées, ou tout au moins accélérées, par la présence du liquide. Les minéraux qui se forment à partir de la biotite sont: de l'orthopyroxène, de la hornblende (surtout dans le cas des essais réalisés avec les pressions de vapeur d'eau les plus élevées) et de l'ilménite.

Les auteurs remarquent que de larges plages vitreuses sont présentes au contact des biotites en voie de décomposition ; les plages vitreuses de grande taille sont d'ailleurs exclusivement associées à ces biotites dans les échantillons. BÜSCH et al. tentent d'expliquer ce fait en suggérant que la libération de K, due à la décomposition de la biotite, abaisse le point de fusion des minéraux voisins.

Dans le cas des essais réalisés aux températures les plus basses (inférieures à 720°C environ), la biotite reste stable et la fusion se limite aux joints entre les grains de quartz et de plagioclase. Les auteurs signalent également que la stabilité ou l'instabilité des biotites semble en rapport avec la composition chimique de celles-ci.

II - LA FUSION DE LA BIOTITE : ROLE EVENTUEL DANS L'ANATEXIE

A. Critique des interprétations concernant le rôle de la biotite

D'une manière générale, dans tous les cas qui viennent d'être présentés, les différents expérimentateurs considèrent que la biotite intervient dans l'anatexie en fournissant l'eau permettant la fusion des constituants quartzo-feldspathiques. Bien que l'expression de "fusion incongruente" de la biotite soit parfois employée (VON PLATEN, 1965 ; BÜSCH et al. , 1974), les réactions proposées montrent que c'est une décomposition de la biotite, avec apparition de nouvelles phases et libération d'eau, qui est envisagée, et non pas une fusion véritable de celle-ci ; les auteurs considèrent toujours que le liquide silicaté se forme avant tout et fondamentalement aux dépens du quartz et des feldspaths (ce liquide pouvant ensuite dissoudre éventuellement les micas présents).

Or, au cours des chapitres précédents, nous avons vu qu'une fusion véritable de la biotite était possible : cette fusion, reconnue dans les échantillons naturels et reproduite expérimentalement, doit jouer un rôle important dans l'anatexie.

Les travaux expérimentaux relatés ci-dessus peuvent s'interpréter aisément à la lumière de cette nouvelle conception.

Les expériences réalisées sur poudres ne permettent pas de reconnaître

les endroits où se produit la fusion et les minéraux qui fondent les premiers. Notons, toutefois, que la biotite présente dans les mélanges initiaux disparaît partiellement, sinon complètement, lors de la fusion. Les interprétations proposées correspondent soit à une décomposition, soit à une dissolution de la biotite, et n'envisagent pas une fusion véritable de ce minéral, alors qu'il n'y a aucun argument qui permette de retenir les deux premières hypothèses plutôt que la troisième. Bien au contraire, l'examen de la composition des premiers liquides formés va à l'encontre des interprétations retenues. Ainsi, BROWN et FYFE (1970) notent que cette composition n'a pas de rapport avec la composition de la fraction leucocrate des mélanges étudiés et ne s'en rapproche que par la suite, quand le pourcentage de liquide formé augmente. Les auteurs n'en tirent pas de conclusion ; cela nous paraît pourtant un argument indiquant que le premier liquide n'apparaît pas aux dépens de la fraction leucocrate (quartz-feldspaths), et qu'il se forme donc aux dépens de la fraction restante constituée par le minéral hydraté ajouté (muscovite, biotite, phlogopite ou hornblende) : c'est donc ce minéral, mica ou hornblende, qui fond d'abord. Ensuite, nous pensons qu'une partie des constituants quartzo-feldspathiques va passer dans le liquide, soit par dissolution, soit par fusion (facilitée par la présence d'une phase fluide), soit par l'action simultanée de ces deux mécanismes. Le volume de liquide formé augmente alors et sa composition se modifie. Cela explique, selon nous, pourquoi les analyses des verres obtenus après des essais de longue durée, montrent une teneur importante en SiO_2 et des teneurs faibles en FeO et MgO . Les phénomènes de dissolution sont d'ailleurs grandement facilités par le fait que l'on a affaire à des grains dispersés.

D'une manière générale, on ne sait pas, dans toutes les expériences sur poudres, ce qui revient à une fusion véritable des minéraux présents et ce qui revient à une dissolution par le premier liquide formé.

Les seules expériences qui ne soient pas réalisées sur des poudres, mais sur des portions de roches, et qui permettent donc de reconnaître les endroits où se localise le liquide de fusion, sont celles de BÜSCH et al. (1974), mais elles ont été réalisées dans des conditions de saturation en eau. Par suite, nous pensons qu'elles présentent le résultat de deux phénomènes concomittants :

- une fusion des constituants quartzo-feldspathiques due à la présence d'eau ajoutée, qui explique la localisation du verre aux joints quartz-feldspaths ;
- une fusion de la biotite produisant un liquide qui peut éventuellement dissoudre une partie des minéraux voisins, ce qui explique que les plus grandes plages vitreuses soient toujours associées à des biotites en voie de déstabilisation.

Ce deuxième phénomène n'a pas été identifié comme tel par les expérimentateurs ; mais l'interprétation qu'ils proposent à ce sujet ne nous paraît pas plus convaincante.

B. La fusion de la biotite à l'origine de l'anatexie?

Comme nous l'avons vu, la fusion du matériel quartzo-feldspathique ne peut pas être à l'origine de l'anatexie dans un contexte naturel, car il n'y a pas, en général, d'eau disponible pour cette fusion. Nous pensons que la fusion de la biotite joue alors un rôle fondamental. En effet, elle permet de fournir, en l'absence de l'eau, un liquide silicaté dont nous avons vu l'action corrosive importante sur les feldspaths et le quartz ; par suite, on peut obtenir un volume de liquide considérable, de composition à tendance leucocrate, par dissolution des feldspaths et du quartz. Le mécanisme que nous proposons est différent du rôle attribué en général à la biotite et qui consiste en une décomposition libérant l'eau nécessaire à la fusion hydratée du quartz et des feldspaths (nous n'excluons toutefois pas la possibilité d'une telle fusion, dans le cas où une phase fluide hydratée est présente). Les feldspaths et les quartz ne sont pas nécessairement complètement dissous. WINKLER et BREITBAR (1978) ont d'ailleurs démontré que tous les constituants des leucosomes ne sont pas passés par un état liquide : une partie des quartz et des feldspaths a été entraînée sous forme de fragments solides par le liquide, et représente donc de véritables "resisters".

Toutefois, dans une série pérititique, les premiers signes d'anatexie ne correspondent sans doute pas au début de la fusion de la biotite ; on sait qu'ils se manifestent dès que la muscovite disparaît. Nous suggérons qu'un mécanisme de fusion de la muscovite (semblable à la fusion de la biotite que nous avons étudiée) intervienne alors, suivi par la dissolution d'une fraction plus ou moins importante des autres minéraux ; la fusion de la biotite prend ensuite le relais.

Les conditions de pression et de température permettant cette fusion dépendent de la composition chimique des biotites (KNABE, 1970 ; HOFFER, 1976). Elles peuvent être aussi influencées par d'autres facteurs, tels que l'existence d'une pression partielle de vapeur d'eau ou des variations de la fugacité de l'oxygène.

C. Conséquences

La fusion de la biotite entraîne l'apparition de nouvelles phases minérales. Nous avons vu que cette fusion était de type incongruent : elle s'accompagne de la précipitation précoce d'oxydes métalliques (oxydes de fer en particulier). Par ailleurs le liquide résultant de cette fusion cristallise pour donner d'autres phases nouvelles. Dans les échantillons

que nous avons étudiés, nous avons mis en évidence la cristallisation de sillimanite et de cordiérite (et peut-être aussi d'hercynite, dans les gneiss de Caramany). Expérimentalement, les nouvelles phases que nous avons formées, outre les oxydes métalliques, sont une olivine et un spinelle (proche de l'hercynite). Les observations de LACROIX (1893), ainsi que les résultats des différents travaux résumés ci-dessus, indiquent que d'autres minéraux peuvent résulter de la fusion de la biotite : pyroxènes, amphiboles, grenat... La nature des nouvelles phases qui cristallisent doit dépendre de plusieurs facteurs :

- = composition chimique de la biotite qui fond
- = température
- = pression
- = p_{H_2O}
- = fO_2

Ainsi, l'influence de la pression semble déterminante en ce qui concerne la formation de cordiérite ou de grenat (VON PLATEN et al., 1966 ; GREEN, 1976) : la cordiérite cristallise en équilibre avec un liquide de composition pérititique à basse pression, mais elle est remplacée par le grenat à des pressions plus élevées (cordiérite et grenat pouvant coexister aux pressions intermédiaires).

L'apparition des amphiboles serait favorisée par l'existence d'une pression partielle de vapeur d'eau (BÜSCH et al., 1974) ; par ailleurs, le type d'amphiboles formé dépendrait aussi, selon HOSCHEK (1976), de la composition chimique de la biotite initiale.

Toujours selon HOSCHEK (1976), une composition riche en fer pourrait favoriser la cristallisation de pyroxènes.

Quant aux spinelles, ils semblent apparaître préférentiellement à haute ou très haute température. Toutefois, la formation de ces minéraux contenant du fer (spinelles, pyroxènes) est aussi influencée par la fugacité de l'oxygène.

En définitive, les minéraux constitutifs des mélanosomes des migmatites (biotites mises à part) peuvent résulter de la cristallisation d'un liquide issu de la fusion de biotites ; dans cette hypothèse, ils ont donc une origine de type magmatique et ne doivent pas être considérés comme des résidus réfractaires. Des processus de ségrégation mécanique de ces minéraux tôt cristallisés peuvent entraîner l'individualisation d'un mélanosome, tandis que le liquide restant, relativement enrichi en composants leucocrates par la séparation des premiers cristaux formés (qui sont ceux de minéraux alumineux et ferro-magnésiens), et poursuivant éventuellement son enrichissement en constituants clairs par la dissolution d'une partie des feldspaths et des quartz, peut donner un leucosome qui cristallisera à une distance plus ou moins grande du mélanosome.

C O N C L U S I O N S

Nous avons mis en évidence la présence d'une phase vitreuse aluminosilicatée dans les gneiss de Vieille-Brioude (Haut-Allier). Nous avons montré que cette phase résultait de la fusion des biotites. Cette fusion, de type incongruent, donne lieu à la précipitation précoce d'oxydes métalliques. D'autres phases cristallisent à partir du liquide de fusion : sillimanite, cordierite ... Par ailleurs, ce liquide exerce une action corrosive marquée vis-à-vis des feldspaths et du quartz : les différents aspects de l'évolution du liquide résultant de la fusion de la biotite sont résumés dans la figure C.1.

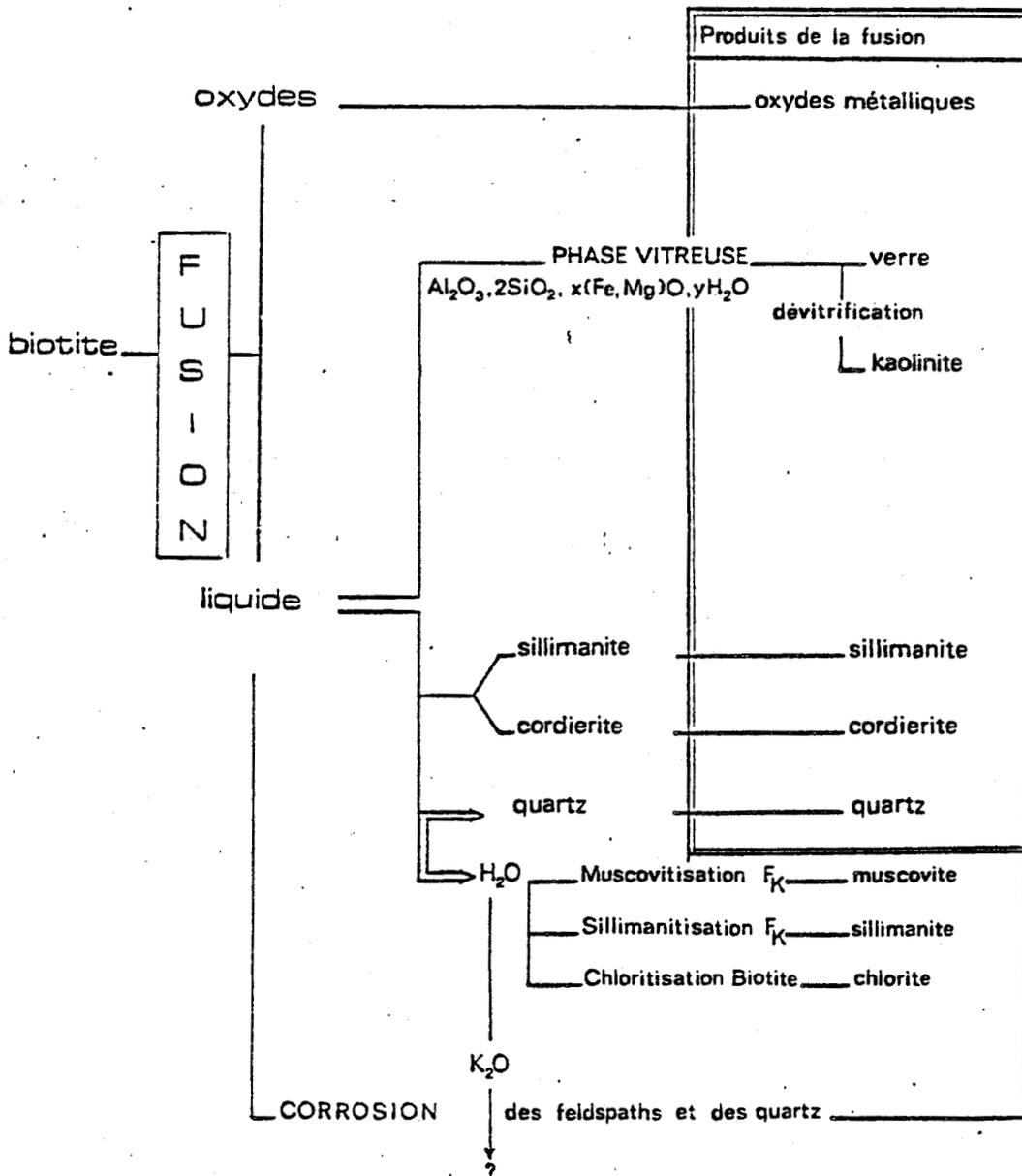


Fig. C.1.- Evolution du liquide de fusion de la biotite dans les gneiss de Vieille-Brioude (Haut-Allier).

Outre les différentes transformations minéralogiques indiquées dans la figure, la présence d'un liquide dans ces gneiss a des conséquences d'ordre mécanique : fracturation de la roche et transfert du liquide dans les fractures en extension.

Nous avons retrouvé les indices d'une fusion des biotites dans des gneiss anatectitiques ou des anatexites prélevés en différents points de la série du Haut-Allier, et dans lesquels sillimanite et cordiérite semblent bien apparaître à la suite de cette fusion. Par contre, d'autres gneiss (considérés comme des reliques granulitiques rétro-morphosées) ne montrent pas la même évolution : la biotite y présente un phénomène de sillimanitisation liée à l'intervention d'une phase fluide ; par ailleurs, de la sillimanite (ainsi que de l'andalousite) se forme aussi aux dépens du disthène présent dans ces gneiss ; toutefois ceci n'est rendu possible que par l'action d'un fluide qui dissout au préalable le disthène. En l'absence de toute phase fluide, l'assemblage primaire de ces gneiss à disthène - biotite - grenat demeure inchangé.

Ces différents exemples montrent le rôle important des fluides (silicatés ou hydratés) dans l'évolution des paragenèses métamorphiques.

La fusion de la biotite a affecté également certains gneiss de l'Agly (Pyr. Orientales) et de la région de Lherz (Ariège). Ce phénomène qui n'avait, jusqu'à présent, été décelé que dans le cas très particulier d'enclaves volcaniques soumises à un thermométamorphisme élevé (LACROIX, 1893), semble se produire dans différentes séries métamorphiques, dans les conditions de l'anatexie régionale. Nous pensons qu'il doit même jouer un rôle fondamental dans l'apparition de l'anatexie. En effet, dans le contexte naturel, à partir d'une certaine profondeur, les séries pélitiques ne contiennent pratiquement plus d'eau pouvant permettre la fusion hydratée des constituants quartzo-feldspathiques. Par contre, la fusion des biotites va produire un liquide silicaté qui pourra dissoudre un volume important de quartz et de feldspath pour aboutir à un magma à tendance leucocrate. En même temps, les cristaux précocement formés (sillimanite, cordiérite, mais aussi peut-être : grenat, spinelle ...) à partir du liquide de fusion des biotites, peuvent se rassembler et constituer un mélanosome. La fusion des biotites, avec ses conséquences, peut donc expliquer le développement d'une fusion partielle importante et la formation de migmatites au sein d'une série métamorphique.

Il reste à préciser les conditions exactes dans lesquelles peut se produire la fusion de la biotite. Plusieurs facteurs interviennent certainement ; outre l'influence de la pression et de la température, il faudrait envisager aussi celle de la composition chimique de la biotite, de la pression partielle de vapeur

d'eau, de la fugacité de l'oxygène, etc ... Nous n'avons fait qu'aborder cette étude expérimentale, en montrant que la fusion de la biotite en place dans des échantillons de gneiss était réalisable expérimentalement (pour $T \sim 770^{\circ}\text{C}$ et $P \sim 2,1 \text{ kb}$).

Par ailleurs, nous suggérons qu'un mécanisme de fusion, similaire à celui de la biotite, existe aussi peut-être pour la muscovite ; il serait intéressant de rechercher les traces d'une fusion naturelle de la muscovite et d'en réaliser, éventuellement, l'étude expérimentale.

ANNEXE 1: LA MICROSONDE MOLECULAIRE A EFFET RAMAN

L'effet RAMAN est un phénomène de changement de fréquence qui accompagne la diffusion d'un faisceau de lumière monochromatique (de fréquence ν_0) par des molécules polyatomiques. On constate que la lumière diffusée contient, outre la radiation de fréquence ν_0 (diffusion Rayleigh sans changement de fréquence), des radiations beaucoup moins intenses de fréquence $\nu_0 - \nu_i$ (raies Raman Stokes) et $\nu_0 + \nu_i$ (raies Raman anti-Stokes). L'ensemble de ces raies constitue le spectre Raman du milieu irradié. Ce spectre dépend de la structure de l'édifice polyatomique, et de la nature des liaisons chimiques qu'il comporte ; il est caractéristique de l'espèce chimique étudiée.

Le plus souvent, on n'enregistre que la partie Stokes, la plus intense du spectre dont l'origine coïncide alors avec la fréquence ν_0 de la radiation excitatrice (fig. A.1).

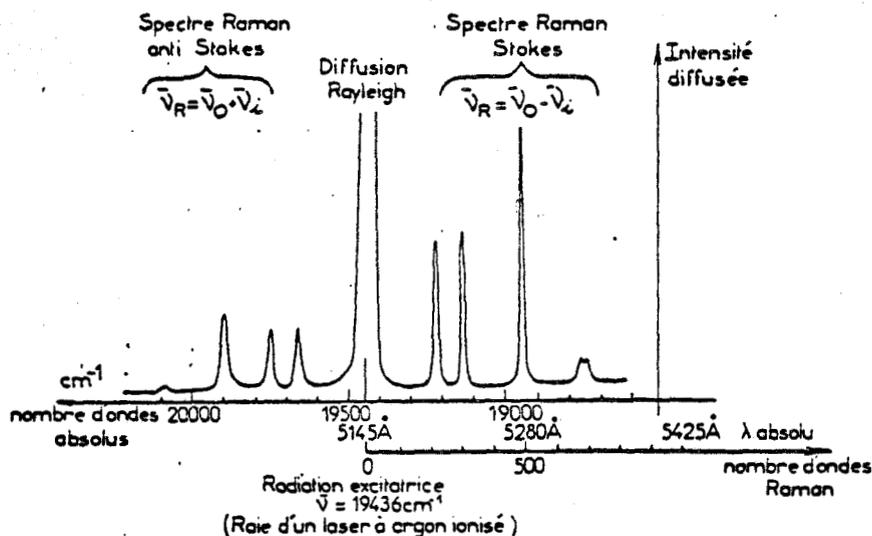


Fig. A.1.- Les différentes parties d'un spectre Raman, in DHAMELINCOURT (1979, fig. 2 p.9).

La microsonde à effet Raman (DHAMELINCOURT, 1979) permet d'obtenir le spectre Raman d'échantillons microscopiques (de l'ordre du micron). Elle comporte un microscope optique permettant le repérage de l'échantillon à analyser ; cet échantillon est irradié par un faisceau laser monochromatique (d'où l'appellation de "microsonde moléculaire à laser" pour désigner l'appareil). La lumière

diffusée est envoyée dans un filtre optique qui permet d'obtenir le spectre Raman recherché, reproduit grâce à un dispositif enregistreur (oscilloscope ou enregistreur à plume) : fig. A.2.

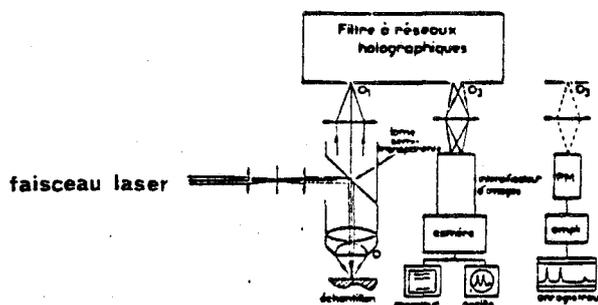


Fig. A.2.- Schéma simplifié d'une microsonde à effet Raman, in DHAMELINCOURT et al. (1977, fig. 4).

La microsonde peut également fonctionner en microscope Raman. Dans ce cas, on réalise un éclairage global de la préparation ; l'image de la préparation donnée par l'objectif du microscope est transférée sur la surface des réseaux ; en isolant alors, grâce au filtre optique, une raie Raman caractéristique d'un des constituants de l'échantillon, on obtient, sur un écran de télévision, une image donnant la répartition de ce constituant dans la préparation (fig. A.3). La résolution spatiale de l'image Raman obtenue est de l'ordre du micron.

L'utilisation de la microsonde à effet Raman présente des avantages pratiques considérables :

- = c'est une méthode non destructive ;
- = une très petite quantité de substance suffit pour l'obtention du spectre Raman (en effet, le volume de matière excitée par le faisceau laser, en éclairage ponctuel, est de l'ordre de $1\mu\text{m}^3$) ;
- = les préparations ne nécessitent pas de traitement particulier : ainsi, on peut se servir des lames minces d'usage courant en pétrologie (toutefois, il vaut mieux utiliser des lames non recouvertes, pour éviter les effets parasites dus à la résine adhésive).

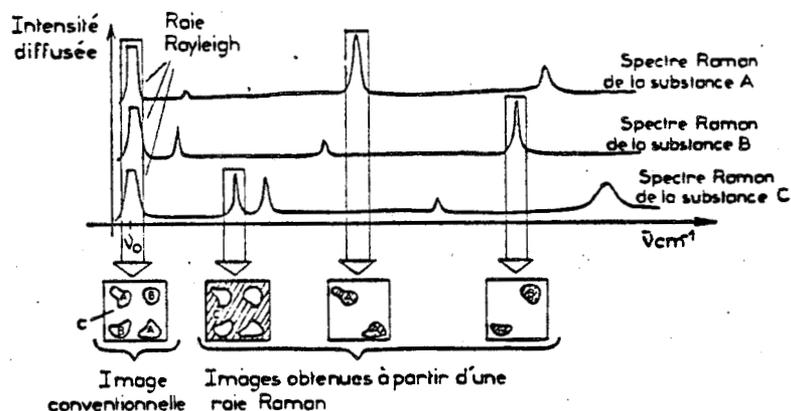


Fig. A.3.- Principe de la localisation des constituants d'un échantillon hétérogène (microscopie Raman), in DHAMELINCOURT (1979 , fig. 6 p. 23).

La microsonde Raman est un instrument d'un grand intérêt pour la minéralogie, mais malheureusement encore trop peu utilisé. On ne dispose donc pas des spectres de référence de tous les minéraux. Nous avons recherché nous-mêmes les spectres de référence de plusieurs silicates. Certains ont été présentés dans les chapitres précédents (spectres Raman de biotite : fig. III.1, de sillimanite et de disthène : fig. V.2) ; les autres sont reproduits dans la fig. A.4.

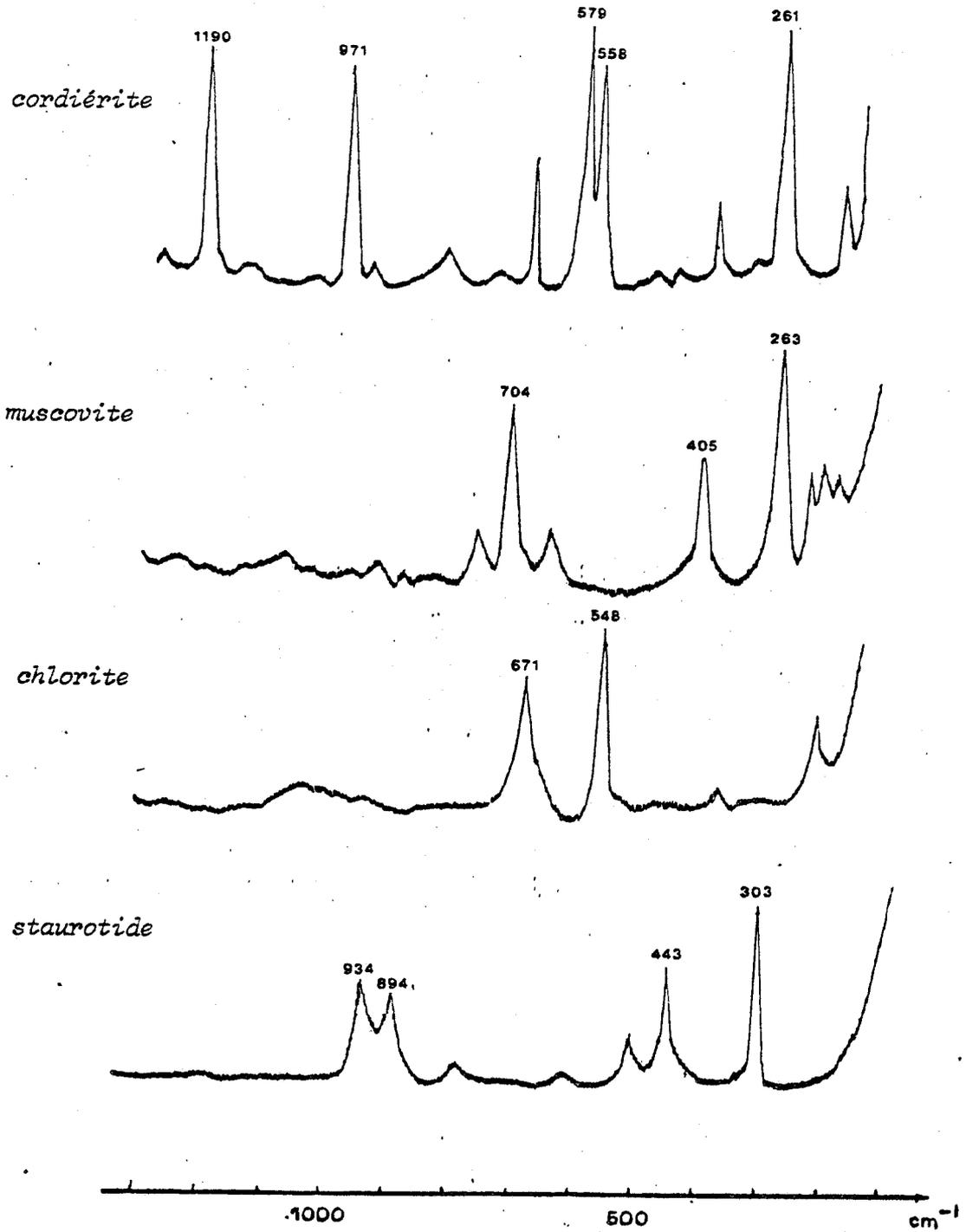


Fig. A.4. - Spectres Raman de référence :

- cordierite (éch. JP 78/8 - Agly)
- muscovite (éch. JP 79/18 - Lherz)
- chlorite (éch. JP 79/18 - Lherz)
- staurotide (éch. AN 80/83 - Haut-Allier).



ANNEXE 2 : LE SYSTEME $Al_2O_3 - FeO - SiO_2$

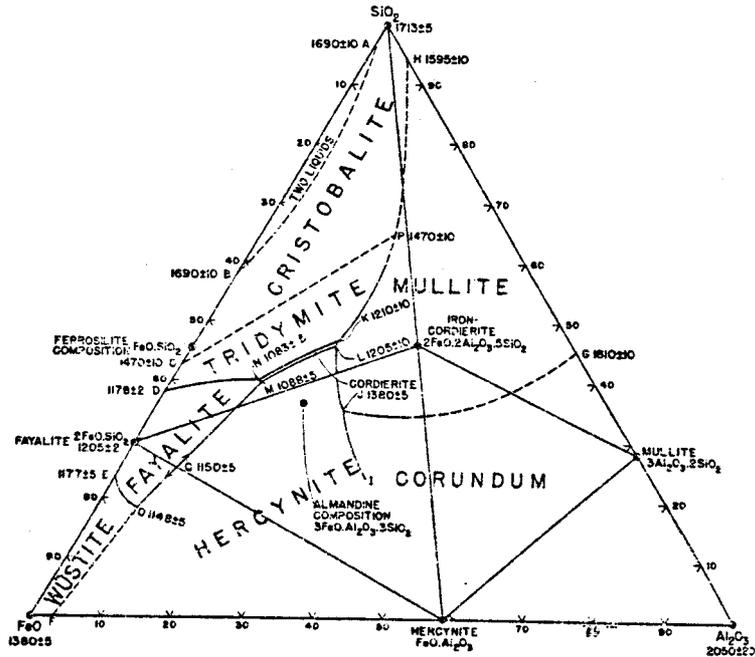


Fig.A.5.- Représentation triangulaire du système $Al_2O_3 - FeO - SiO_2$, d'après SCHAIRER et YAGI (1952).



B I B L I O G R A P H I E

- ARZI A.A. (1978).- Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44, p. 173-184.
- AUTRAN A., FONTEILLES M. et GUITARD G. (1970).- Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional, considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XII, p. 673-731.
- AZAMBRE B. et RAVIER J. (1978).- Les écaïlles de gneiss du faciès granulite du Port de Saleix et de la région de Lherz (Ariège), nouveaux témoins du socle profond des Pyrénées. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XX, p. 221-228.
- BONATTI E. (1967).- Mechanisms of deep-sea volcanism in the South Pacific. In "Researches in geochemistry", Abelson éd., John Wiley (New York), t. II, p. 453-491.
- BOROM M.P. et HANNEMANN R.E. (1967).- Local composition changes in alkali silicate glasses during electron microprobe analysis. *J. Appl. Physics*, 38, p. 2406-2407.
- BROWN G.C. et FYFE W.S. (1970).- The production of granitic melts during ultrametamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 28, p. 310-318.
- BROWN M. (1973).- The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proc. Geol. Assoc.*, 84, p. 371-382.
- BROWN M. (1979).- The petrogenesis of the St Malo migmatite belt, Armorican Massif, France, with particular reference to the diatexites. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 135, 1, p. 48-74.
- BÜSCH W., SCHNEIDER G. et MEHNERT K.R. (1974).- Initial melting at grain boundaries - Park II = Melting in rocks of granodioritic, quartz dioritic and tonalitic composition. *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, H. 8, p. 345-370.
- CARME F. (1974a).- Tectoniques superposées dans le Haut-Allier : mise en évidence d'une mégastucture tangentielle formée aux dépens d'un socle plus ancien. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 278, série D, p. 2501-2504.
- CARME F. (1974b).- Idées nouvelles sur le style et l'ampleur de la tectonique hercynienne à la marge sud de la zone Arverne (Massif Central). *C. R. Ac. Sc. Paris*, 278, série D, p. 2613-2616.
- CARMICHAEL D.M. (1969).- On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 20, p. 244-267.
- CHENEVOY M. et RAVIER J. (1971).- Caractères généraux des métamorphismes du Massif Central. In *Symposium J. Jung : "Géologie, géomorphologie et structure profonde du M.C. français"*. Plein Air Service éd. (Clermont-Ferrand), p. 109-132.
- CHINNER G.A. (1961).- The origin of sillimanite in Glen Clova, Angus. *J. Petrol.*, 2, p. 312-323.
- CHRISTOPHE MICHEL-LEVY M. (1960).- Sur l'altération de la cordiérite. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 83, p. 142-143.

- CHOUKROUNE P. (1974).- Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité sub-verticale. Thèse (Montpellier), 279p.
- DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMAN M.A. (1962).- Rock - forming minerals. Longman (Londres), t.I, 333p., et t.III, 270p.
- DHAMELINCOURT P. (1979).- Etude et réalisation d'une microsonde moléculaire à effet Raman. Quelques domaines d'application. Thèse (Lille), 193 p. (ronéot.).
- DHAMELINCOURT P. et SCHUBNEL H.J. (1977).- La microsonde moléculaire à laser et son application à la minéralogie et la gemmologie / 1. Rev. gemm. a-f-g., 52.
- DOREMUS R.H. (1973).- Glass Science. John Wiley (New York).
- EUGSTER H.P. (1970).- Thermal and ionic equilibria among muscovite, K-feldspar and alumino-silicate assemblages. Fortschr. Mineral., 47, p. 106-123.
- EUGSTER H.P. et WONES D.R. (1962).- Stability relations of the ferruginous biotite, annite. J. Petrol., 3, p. 82-125.
- EVANS B.W. (1965).- Application of a reaction - rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz. Am. J. Sci., 263, p. 647-667.
- FONTEILLES M. (1970).- Géologie des terrains métamorphiques et granitiques du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales). Bull. B.R.G.M., Section IV, n° 3, p. 21-72.
- FONTEILLES M. et GUITARD G. (1968a).- Le comportement de l'eau dans les roches métamorphiques catazonales des Pyrénées et son influence sur les associations minérales des paragneiss d'origine pélitique, en particulier des kinzigites. C. R. Ac. Sc. Paris, 267, série D, p. 1133-1135.
- FONTEILLES M. et GUITARD G. (1968b).- Les domaines réactionnels de la mésozone et de la catazone et leur interprétation par les phénomènes de déséquilibre et la mobilité de l'eau : application aux associations minérales des micaschistes et paragneiss d'origine pélitique des Pyrénées. C. R. Ac. Sc. Paris, 267, série D, p. 1561-1564.
- FORESTIER F.H. (1963).- Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif Central français). Bull. Serv. Carte géol. France, 271, 49, 302 p.
- FORESTIER F.H. (1971).- Les schistes cristallins de la moitié nord du Massif Central. In Symposium J. Jung : "Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français", Plein Air Service éd. (Clermont-Ferrand), p. 89-108.
- FORESTIER F.H., LASNIER B., LEYRELOUP A. et MARCHAND J. (1973).- Vues nouvelles sur la catazone dans le Massif Central français et le Massif armoricain, de l'affleurement au Moho. Bull. Soc. géol. France, (7), XV, p. 562-578.

- FRANCIS G.M. (1956).- Facies boundaries in pelites at the middle grades of regional metamorphism. *Geol. Mag.*, 93, p. 353-368.
- FRANCOIS P. (1978).- Etude et réalisation d'une machine de déformation à haute température sous haute pression de confinement. Thèse doct.-ing. (Lille), 108 p.
- FULLER D.D. (1956).- Theory and practice of lubrication. John Wiley (New York).
- FURNES H. (1975).- Experimental palagonitization of basaltic glasses of varied composition. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, p. 105-113.
- GRANT J.A. et WEIBLEN P.W. (1971).- Retrograde zoning in garnet near the second sillimanite isograd. *Am. J. Sci.*, 270, p. 281-296.
- GREEN T.H. (1976).- Experimental generation of cordierite or garnet-bearing granite liquids from a pelitic composition. *Geology*, p. 85-88.
- GREENWOOD H.J. (1976).- Metamorphism at moderate temperatures and pressures. In "The evolution of the crystalline rocks", Bailey, Macdonald éd., Academic Press (New York), p. 187-259.
- GRIFFITH W.P. (1975).- Raman spectroscopy of terrestrial minerals. In "Infrared and Raman spectroscopy of lunar and terrestrial minerals". C. Karr Jr éd., Academic Press (New York), p. 299-323.
- GROLIER J. (1971).- La tectonique du socle hercynien dans le Massif Central. In Symposium J. Jung : "Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français", Plein Air Service éd. (Clermont-Ferrand), p. 215-268.
- HIETANEN A. (1956).- Kyanite, andalusite and sillimanite in the schists in Boehls Butte, Idaho. *Am. Mineral.*, 41, p. 1-27.
- HOFFER E. (1976).- The reaction sillimanite + biotite + quartz = cordierite + K - feldspar + H₂O and partial melting in the system K₂O - FeO - MgO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 55, p. 127-130
- HOLDAWAY M.J. (1971).- Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Am. J. Sci.*, 271, p. 97-131.
- HOLLISTER L.S. (1977).- The reaction forming cordierite from garnet, the Khatada Lake metamorphic complex, British Columbia. *Can. Mineral.*, 15, p. 217-229.
- HOSCHEK G. (1976).- Melting relations of biotite + plagioclase + quartz. *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, H. 2, p. 79-83.
- HUANG W.L. et WYLLIE P.J. (1973).- Melting relations of muscovite granite to 35 Kb as a model for fusion of metamorphosed subducted oceanic sediments. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42, p. 1-14.
- IISHI K., SALJE E. et WERNEKE C.H. (1979).- Phonon spectra and rigid-ion model calculations on andalusite. *Phys. Chim. Min.*, 4, p. 173-188.
- JUNG J. et ROQUES M. (1936).- Les zones d'isométagmorphisme dans les terrains cristallophylliens du Massif Central français. *Rev. Sci. Nat. Auvergne*, 1, p. 1.

- KERRICK D.M. (1972).- Experimental determination of muscovite + quartz stability with $PH_2O < P$ total. Am. J. Sci., 272, p. 946-958.
- KNABE W. (1970).- Reaktionen des Biotits bei der Anatexis. Geol. Jahrb., 88, p. 355-372.
- KNOFF A. (1938).- Partial fusion of granodiorite by intrusive basalt, Owens Valley, California. Am. J. Sci., 236, p. 373-376.
- KORZHINSKY D.S. (1965).- The theory of systems with perfectly mobile components and the processes of mineral formation. Am. J. Sci., 263, p. 193-205.
- KWAK T.A.P. (1968).- Ti in biotite and muscovite as an indication of metamorphic grade in almandine amphibolites facies rocks from Sudbury, Ontario. Geochim. Cosmochim. Acta, 32, p. 1222-1229.
- LACROIX A. (1893).- Les enclaves des roches volcaniques. Masson (Paris).
- LARSEN E.S. et SWITZER G. (1939).- An obsidian - like rock formed from the melting of a granodiorite. Am. J. Sci., 237, p. 562-568.
- LASNIER B. (1977).- Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central français (Haut-Allier). Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. Thèse (Nantes), 351 p.
- LE MAITRE R.W. (1974).- Partially fused granite blocks from Mt Elephant, Victoria, Australia. J. Petrol., 15, p. 403-412.
- LEYRELOUP A. (1973).- La lithologie du socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcan néogènes : granites et série charnockitique, leur thermométamorphisme (Massif Central français). Thèse 3^e cycle (Nantes) 356 p.
- LOFGREN G. (1974).- An experimental study of plagioclase morphology. Am. J. Sci., 273, p. 243-273.
- LOOMIS T.P. (1975).- Reaction zoning of garnet. Contrib. Mineral. Petrol., 52, p. 285-306.
- LOSERT J. (1977).- Sillimanite fibrolitique du Moldanubicum du Massif de Bohême et ses analogies avec celle des massifs cristallins varisques de l'Europe occidentale. In "La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale", Coll. intern. C.N.R.S., Rennes, n° 243, p. 329-340.
- LUTH W.C. (1976).- Granitic rocks. In "The evolution of the crystalline rocks", Bailey et Mac Donald éd., Academic Press (New York), p. 335-417.
- LUTH W.C., JAHNS R.H. et TUTTLE O.F. (1964).- The granite system at 4 to 10 kilobars. J. G. R., 69, p. 759-773.
- LUTH W.C. et TUTTLE O.F. (1969).- The hydrous vapor phase in equilibrium with granite and granite magmas. In "Igneous and metamorphic geology", Poldervaart vol., Geol. Soc. Amer. Mem. 115, p. 513-548.

- MAC NARAMA M.J. (1966).- Chlorite - biotite equilibrium reactions in a carbonate - free system. *J. Petrol.*, 7, p. 404-413.
- MARCHAND J. (1974).- Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central français (Haut Allier) ; les termes acides. Thèse 3^e cycle (Nantes), 207 p.
- MARSHALL R.R. (1961).- Devitrification of natural glass. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, p. 1493-1520.
- MATHIAS M. (1952).- An unusual cordierite - rock from Upington, Cape Province. *Mineral. Mag.*, 29, p. 936-945.
- MEHNERT K.R., BÜSCH W. et SCHNEIDER G. (1973).- Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites. *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, H 4, p. 165-183.
- MIYASHIRO A. (1949).- The stability relation of kyanite, sillimanite and andalusite, and the physical conditions of the metamorphic processes. *J. Geol. Soc. Jap.*, 55, p. 218-223.
- MIYASHIRO A. (1961).- Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol.*, 2, p. 277-311.
- MONCHOUX P. (1970).- Les lherzolites pyrénéennes : contribution à l'étude de leur minéralogie, de leur genèse et de leurs transformations. Thèse (Toulouse).
- NAVEZ M. et SELLA C. (1963).- Application du microanalyseur à sonde électronique à l'étude de la composition superficielle des verres. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 257, série D, p. 4183-4186.
- ŌKI Y. (1961).- Biotites in metamorphic rocks. *Jap. Journ. Geol. Geogr.*, 32, p. 497-506.
- PAQUET J. et FRANCOIS P. (1979).- Influence de la fusion sur le comportement mécanique de roches granitiques à 800°C et 250 MPa de confinement. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 258, série D, p. 799-802.
- PAQUET J. et FRANCOIS P. (1980).- Experimental deformation of partially melted granitic rocks at 600 - 900°C and 250 MPa confining pressure. *Tectonophysics*, 68, p. 131-146.
- PARKER R.L. (1970).- Crystal growth mechanisms. In "Solid state physics", Ehrenreich, Seitz et Turnbull éd. Academic Press (New York), 25, p. 151-299.
- PATERSON M.S. et VAN DER MOLEN I. (1978).- The deformation of granular masses with particular reference to partially - melted granite. In "Mechanisms of deformation and fracture", interdisciplinary conference, Univ. Luleå, Suède, p. 137-141.
- PAUL A. et ZAMAN M.S. (1978).- Influences of Al₂O₃ and Fe₂O₃ on chemical durability of silicate glasses at different pH values. *J. Mater. Sci.*, 13, p. 1499-1502.

- PERCHUK L.L. (1968).- The biotite - garnet geothermometer. *Proceed. Acad. Sci. USSR, Earth Sci. Sections*, 177, p. 131-134.
- PETERLONGO J.M. (1960).- Les terrains cristallins des monts du Lyonnais (Massif Central français). *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, n° 4.
- PETERLONGO J.M. (1978).- Massif Central. Guides géol. régionaux, Masson (Paris), 224 p.
- PHILPOTTS A.R. et MILLER J.A. (1963).- A pre-Cambrian glass from St Alexis-des-Monts, Quebec. *Geol. Mag.*, 100, p. 337-345.
- RAGUIN E. (1938).- Contribution à l'étude des gneiss des Pyrénées. *Bull. Soc. géol. France*, (6), VIII, p. 11-36.
- RICHARDSON S.W. (1968).- Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. *J. Petrol.*, 9, p. 468-488.
- RAVIER J. (1957).- Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. Thèse (Paris), 250 p.
- READ H.H. (1957).- The Granite controversy. Interscience Publishers (New York).
- RICHARDSON S.W., GILBERT M.C. et BELL P.M. (1969).- Experimental determination of kyanite - andalusite and sillimanite equilibria : the aluminum silicate triple point. *Am. J. Sci.*, 267, p. 259-272.
- ROGERS A.W. (1910).- The Kheis series. *Trans. Geol. Soc. South Africa*, 13, p. 93-104.
- RUDEE M.L. (1976).- Amorphous materials. In "Electron microscopy in mineralogy", Wenk éd., Springer - Verlag (Berlin), p. 476-487.
- SABATE P. (1968).- Etude pétrographique et structurale du socle cristallophyllien entre l'Alagnon et l'Allier (Massif Central français). Thèse 3° cycle Clermont-Ferrand).
-
- SCHAIRER J.F. et YAGI (1952).- The system FeO-Al₂O₃-SiO₂. *Am. J. Sci.*, Bowen vol., p. 471.
-
- SCHOLZE H. (1969).- Le verre. Institut du verre éd. (Paris).
- SCHREYER W. et SEIFERT F. (1969a).- Compatibility relations of the aluminum silicates in the systems MgO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O and K₂O - MgO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O at high pressures. *Am. J. Sci.*, 267, p. 371-388.
- SCHWARTZ G.M. (1958).- Alteration of biotite under mesothermal conditions. *Econ. Geol.*, 53, p. 164-177.
- SEDERHOLM J.J. (1907).- Om granit och gneiss. *Bull. Com. Geol. Finlande*, 23.
- SMELLIE J.A.T. (1974).- Formation of atoll garnets from the aureole of the Ardara pluton, Co. Donegal, Ireland. *Mineral Mag.*, 39, p. 878-888.
- STORRE B. (1972).- Dry melting of muscovite + quartz in the range Ps = 7 kb to Ps = 20 kb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 37, p. 87-89.

- STORRE B. et KAROTKE E. (1972).- Experimental data on melting relations of muscovite + quartz in the system $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ to 20 kbar water pressure. *Contr. Mineral. Petrol.*, 36, p. 343-345.
- SUDO T. (1951).- Minerals from pumiceous tuff in Japan. *Science*, 113, p. 266-267.
- THOMPSON J.B. Jr. (1959).- Local equilibrium in metasomatic processes. In "Researches in Geochemistry", Abelson éd., John Wiley (New York), t. 1, p. 427-457.
- TOZER C.F. (1955).- The mode of occurrence of sillimanite in the Glen district, Co. Donegal. *Geol. Mag.*, 92, p. 310-320.
- TUTTLE O.F. et BOWEN N.L. (1958).- Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 74, p. 1-153.
- VAN DER MOLEN I. et PATERSON M.S. (1979).- Experimental deformation of partially melted granite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, p. 299-318.
- VISSER W. et KOSTER VAN GROOS A.F. (1979a).- Phase relations in the system $K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2$ at 1 atmosphere with special emphasis on low temperature liquid immiscibility. *Am. J. Sci.*, 279, p. 70-91.
- VISSER W. et KOSTER VAN GROOS A.F. (1979b).- Effects of P_2O_5 and TiO_2 on liquid-liquid equilibria in the system $K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2$. *Am. J. Sci.*, 279, p. 970-988.
- VISSER W. et KOSTER VAN GROSS A.F. (1979c).- Effect of pressure on liquid immiscibility in the system $K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - P_2O_5$. *Am. J. Sci.*, 279, p. 1160-1175.
- VON ECKERMANN H. (1936).- The Loos-Hamra region. *Geol. För. Förh.*, 58, p. 129.
- VON PLATEN H. (1965).- Experimental anatexis and genesis of migmatites. In "Controls of metamorphism", Pitcher et Flynn éd., Oliver et Boyd (Edimbourg), p. 207-218.
- VON PLATEN H. et HÖLLER N. (1966).- Experimentelle Anatexis des Stainzer Plattengneises von der Koralpe, Steiermark, bei 2, 4, 7 und 10 kb H_2O Druck. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 106, p. 106-130.
- WIEWIÓRA A., WIECKOWSKI T. et SOKOŁOWSKA A. (1979).- The raman spectra of kaolinite subgroup minerals and pyrophyllite. *Arch. Mineral.*, 35, p. 5-14.
- WHITE W.B. (1975).- Structural interpretation of lunar and terrestrial minerals by Raman spectroscopy. In "Infrared and Raman spectroscopy of lunar and terrestrial minerals", C. Karr Jr. éd., Academic Press (New York), p. 325-358.
- WINKLER M.G.F. et BREITBART R. (1978).- New aspects of granitic magmas. *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 10, p. 463-480.
- WONES D.R. et EUGSTER H.P. (1965).- Stability of biotite : experiment, theory and application. *Am. Mineral.*, 50, p. 1228-1272.

- WYART J. et SABATIER S. (1959).- Transformation des sédiments pélitiques à 800°C sous une pression d'eau de 1800 bars et granitisation. Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallog., 82, p. 201-210.
- YARDLEY B.W.D. (1977a).- The nature and significance of the mechanism of sillimanite growth in the Connemara schists, Ireland. Contrib. Mineral. Petrol., 65, p. 53-58.
- YODER H.S. Jr. et KUSHIRO I. (1969).- Melting of a hydrous phase : phlogopite. Am. J. Sci., 267-A, p. 558-582.

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Tableaux

	Pages
Tabl.I.1.-Composition de la biotite du granite de Skiddaw, in BROWN et FYFE, 1970, tabl.1 p.312.....	11
Tabl.II.1.-Analyses de quelques biotites des gneiss de Vieille-Brioude.....	22
Tabl.III.1.-Analyses des phases vitreuses associées à des biotites golfées...	32
Tabl.IV.1.-Analyse d'une cordiérite.....	38
Tabl.IV.2.-Microanalyses réalisées dans les lits vitreux de l'éch. JP 79/70..	47
Tabl.IV.3.-Analyses d'un feldspath corrodé et de la relique voisine.....	52
Tabl.IV.4.-Analyses d'un feldspath corrodé et du milieu vitreux associé.....	54
Tabl.IV.5.-Analyses de deux grenats.....	56
Tabl.V.1.-Analyses de quelques minéraux des éch. JP 79/74.....	68
Tabl.V.2.-Analyses de quelques phases vitreuses.....	69
Tabl.V.3.-Analyse d'une biotite de l'éch. JP 77/18.....	71
Tabl.V.4.-Analyses de quelques silicates d'alumine.....	76
Tabl.VI.1.-Analyses de minéraux présents dans les niveaux kinzigitiques des gneiss de Bélesta.....	87
Tabl.VI.2.-Analyses de quelques phases vitreuses présentes dans des kinzigités de l'Agly.....	88
Tabl.VI.3.-Analyses de quelques phases présentes dans les gneiss blancs à grenats de Las Albas.....	92
Tabl.VI.4.-Analyses de quelques phases présentes dans les micaschistes de Caladroi.....	94
Tabl.VII.1.-Caractéristiques des différents essais réalisés.....	103
Tabl.VII.2.-Analyses des phases nouvelles (spinelles + verre) résultant de l'essai II.C.....	106
Tabl.VIII.1.-Résumé des résultats expérimentaux de KNABE (1970).....	113

Figures

Fig.I.1.-Composition des biotites, in DEER et al., 1962, fig.13 p.57.....	6
Fig.I.2.-Courbes de fusion de la phlogopite, d'après YODER et KUSHIRO, 1969, fig.2 p.573.....	7
Fig.I.3.-Stabilité de l'annite en fonction de P et T pour différentes valeurs de f_{O_2} , in EUGSTER et WONES, 1962, fig.12 p.111.....	9
Fig.I.4.-Stabilité de l'annite en fonction de T et de f_{O_2} , pour P=2,07 kb, in EUGSTER et WONES, 1962, fig.4 p.99.....	9
Fig.I.5.-Décomposition de différents minéraux hydratés et début de fusion de mélanges granitiques et dioritiques, in BROWN et FYFE, 1970, fig.2 p.314.	12
Fig.II.1.-Schéma structural de la région du Haut-Allier, in GROLIER, 1971, fig.16 p.239.....	16
Fig.II.2.-Coupe St-Flour - St-Germain l'Hem, in FORESTIER, 1963, fig.27 p.148.	19
Fig.II.3.-Localisation des échantillons provenant du Haut-Allier.....	21
Fig.III.1.-Spectre Raman de biotite.....	27
Fig.III.2.-Spectres Raman de verres, d'une dendrite faiblement biréfringente et de kaolinite.....	29
Fig.III.3.-Représentation des "verres" et de quelques cordiérites dans le diagramme $SiO_2-Al_2O_3-\Sigma MO$	33
Fig.IV.1.-Spectres Raman des oxydes de fer présents dans la phase vitreuse, de l'hématite et de la goéthite.....	36
Fig.IV.2.-Quartz emplissant une fracture dans un feldspath.....	41
Fig.IV.3.-Feldspath muscovitisé au contact d'une phase vitreuse.....	41
Fig.IV.4.-Stabilité du feldspath potassique en fonction de T, de a_{K^+} et du pH pour $fH_2O = 1$ kb, in EUGSTER, 1970, fig.7 p.116.....	42
Fig.IV.5.-Quartz et aiguilles de sillimanite à l'intérieur d'un feldspath....	43
Fig.IV.6.-Ouverture d'un joint de grain parallèlement à σ_1	48

	Pages
Fig.IV.7.-Modèle simplifié de déformation d'une roche partiellement fondue, in PAQUET et FRANCOIS, 1979, fig.2 p.801.....	49
Fig.IV.8.-Spectres Raman d'un feldspath et du milieu résultant de sa corrosion.....	53
Fig.IV.9.-Nucléation et croissance cristalline en fonction de la température pour une espèce minérale donnée.....	58
Fig.IV.10.-Influence de la température atteinte après fusion de la biotite sur les cristallisations éventuelles.....	59
Fig.IV.11.-Extraction de différents constituants de verres synthétiques par une solution aqueuse, en fonction du pH de celle-ci, in PAUL et ZAMAN, 1978, fig.1 p.1500 et fig.3 p.1502.....	62
Fig.IV.12.-Variation des teneurs en oxydes d'un verre basaltique altéré (pallagonite) en fonction du % d'hydratation.....	63
Fig.V.1.-Localisation des échantillons de gneiss de Sarniat.....	67
Fig.V.2.-Spectres Raman de référence des trois polymorphes de Al_2SiO_5	75
Fig.V.3.-Etude d'une plage polycristalline par spectroscopie Raman.....	75
Fig.V.4.-Les deux diagrammes de phases Al_2SiO_5 les plus usités, in GREENWOOD 1976, fig.14 p.217.....	77
Fig.V.5.-Rôle possible de la phase fluide liée à la sillimanitisation de la biotite, dans la déstabilisation du disthène.....	79
Fig.VI.1.-Schéma structural du massif de l'Agly, in FONTEILLES, 1970.....	83
Fig.VI.2.-Localisation des échantillons du massif de l'Agly.....	85
Fig.VI.3.-Localisation des échantillons provenant de la région de Lherz, in AZAMBRE et RAVIER, 1978, fig.2 p.222.....	95
Fig.VII.1.-Abaque correspondant au géothermomètre biotite-grenat de PERCHUK, 1968.....	100
Fig.VII.2.-Diagramme situant le domaine P-T où s'inscrit la fusion des biotites dans les gneiss de Vieille-Brioude.....	101
Fig.VII.3.-Spectres Raman d'un cristal d'olivine obtenu dans l'essai I.B et spectres de référence d'une forstérite synthétique (in WHITE, 1975, fig.2b p.333).....	104
Fig.C.1.-Evolution du liquide de fusion de la biotite dans les gneiss de Vieille-Brioude (Haut-Allier).....	119
Fig.A.1.-Les différentes parties d'un spectre Raman, in DHAMELINCOURT, 1979, fig.2 p.9.....	122
Fig.A.2.-Schéma simplifié d'une microsonde à effet Raman, in DHAMELINCOURT, et al., 1977, fig.4.....	123
Fig.A.3.-Principe de la localisation des constituants d'un échantillon hétérogène (microscopie Raman), in DHAMELINCOURT, 1979, fig.6 p.23.....	124
Fig.A.4.-Spectres Raman de référence de: cordiérite, muscovite, chlorite et staurotide.....	125
Fig.A.5.-Représentation triangulaire du système Al_2O_3 -FeO-SiO ₂ , d'après SCHAIRER et YAGI, 1952.....	126

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE 1

GNEISS DE VIEILLE-BRIOUDE (HAUT-ALLIER)

- Ph. 1.1 = Cristal de biotite présentant un golfe rempli par une phase vitreuse : un zircon et des fragments de biotite reliques sont inclus dans ce verre.
Lumière naturelle - Ech. JP 79/70.
- Ph. 1.2 = Verre occupant un golfe dans un cristal de biotite ; noter les fractures curviplanaires, ainsi que la présence d'un zircon et de fragments de biotite reliques dans ce verre.
Lumière réfléchie - Ech. JP 79/64.
- Ph. 1.3 = Biotites golfées ; le contour des golfes est souligné par une bordure d'oxydes métalliques. Présence d'un verre associé à ces biotites ; des prismes de sillimanite sont inclus dans ce verre.
Lumière naturelle - Ech. JP 79/69.
- Ph. 1.4 = Idem - Lumière polarisée.
Noter le caractère isotrope ou légèrement biréfringent du verre, ainsi que la présence de figures dendritiques dans ce verre. Les biotites ne présentent pas une teinte de polarisation uniforme, mais une mosaïque de teintes (évoquant un tissu écossais).
- Ph. 1.5 = Microdiffraction d'une phase isotrope : les halos peu distincts indiquent une structure amorphe.
Ech. JP 79/64 - ph. A. LEFEBVRE
- Ph. 1.6 = Microdiffraction d'une zone isotrope contenant des dendrites faiblement biréfringentes : les anneaux concentriques correspondent à de la kaolinite microcristalline.
Ech. JP 79/64 - Ph. A. LEFEBVRE

B = biotite

Br = biotite relique

Ox = oxydes métalliques

S = sillimanite

V = verre

Z = zircon

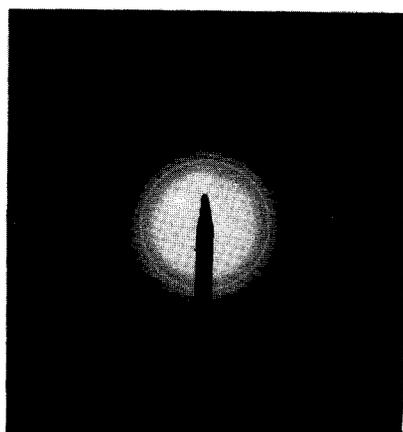
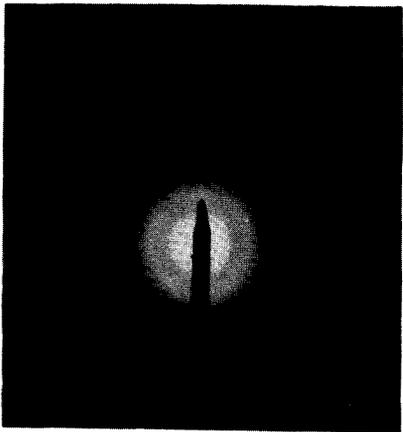
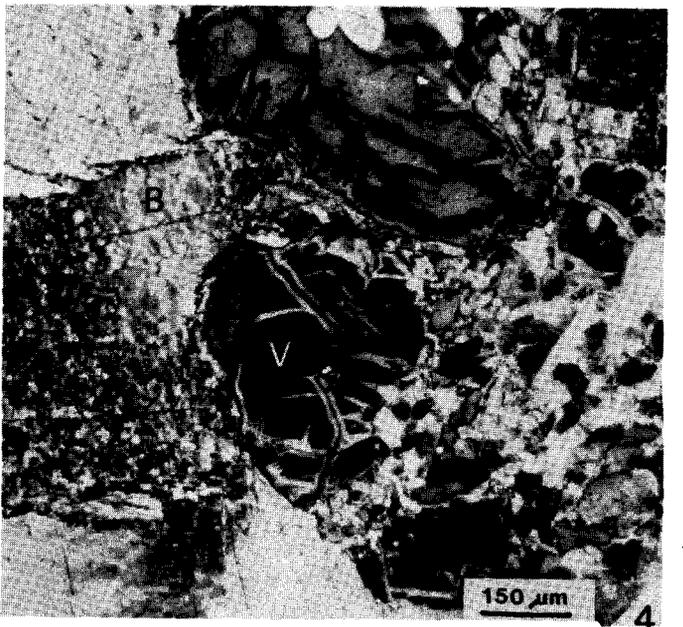
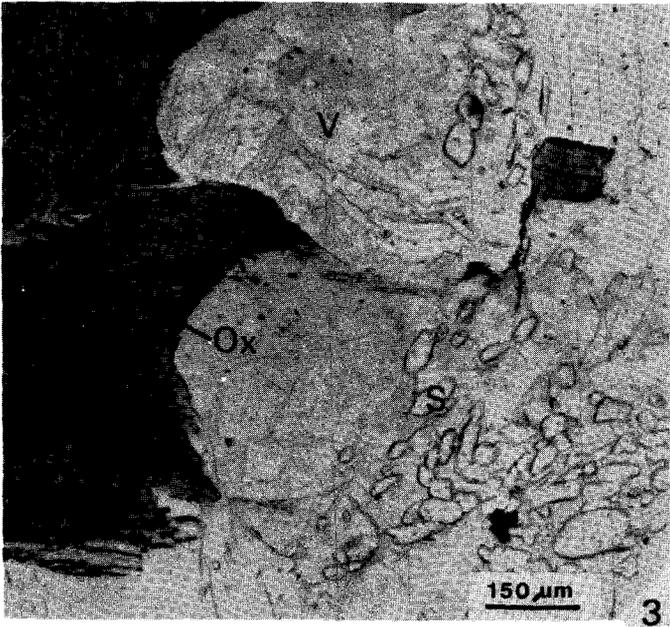
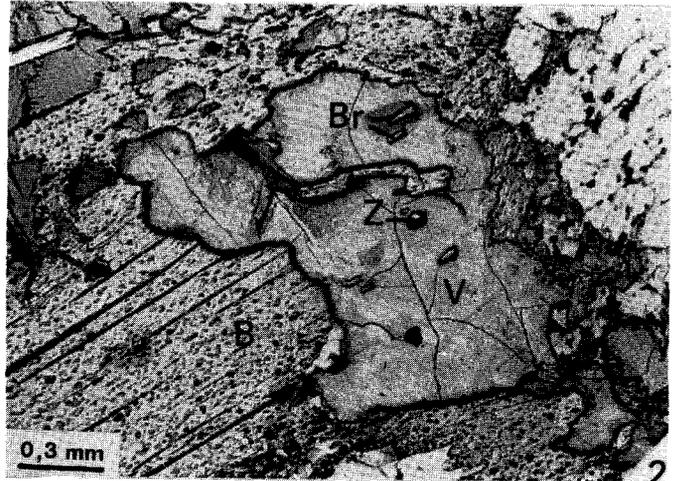
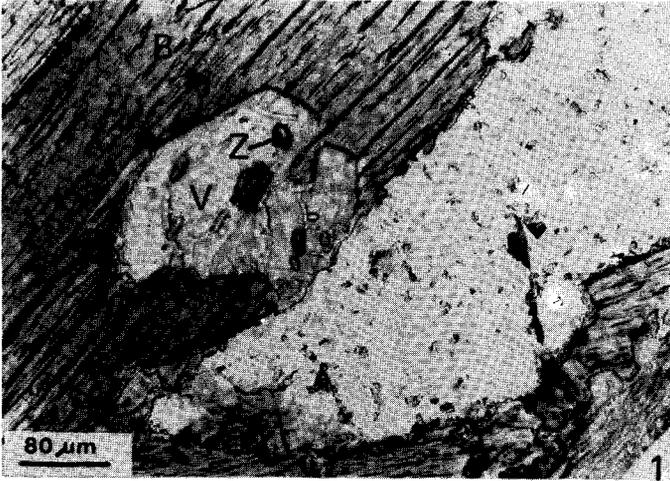
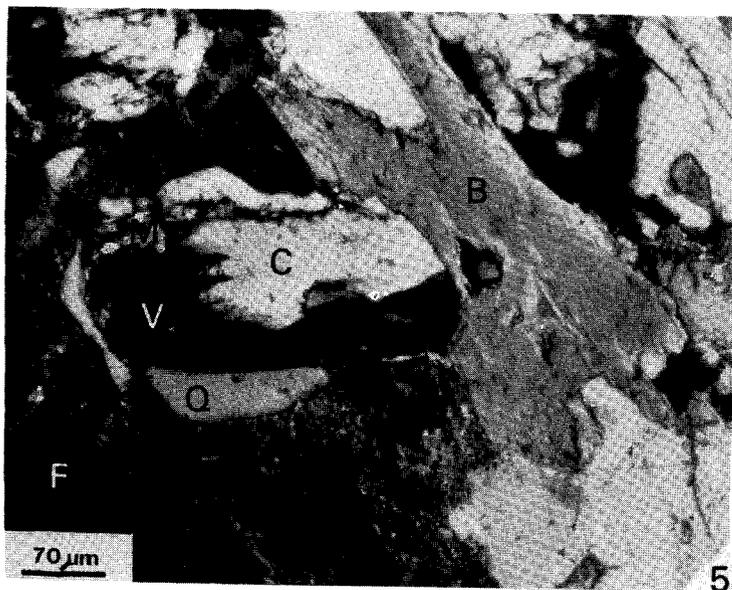
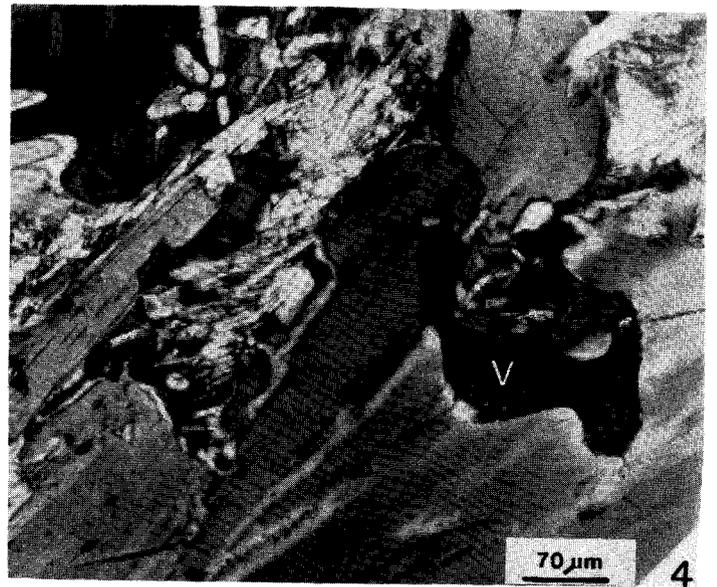
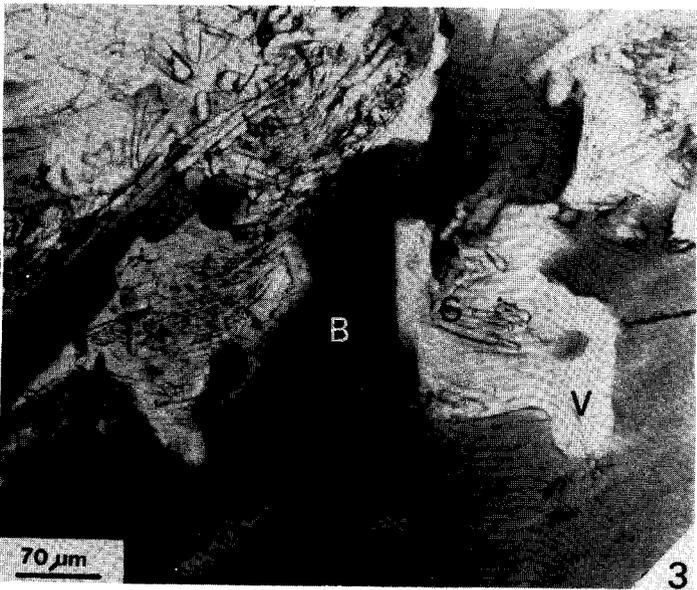
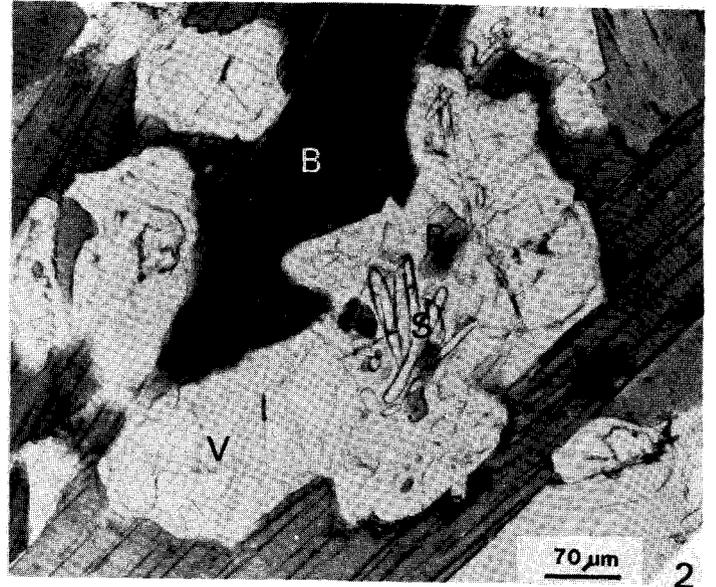
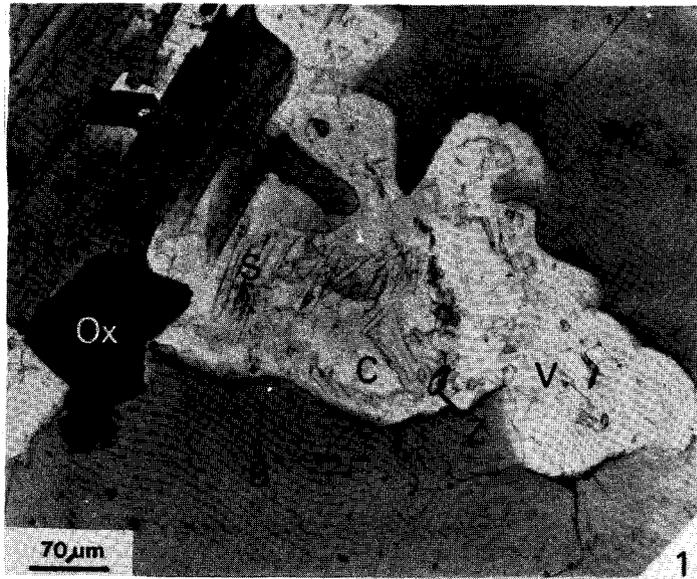


PLANCHE 2

GNEISS DE VIEILLE-BRIOUDE (HAUT-ALLIER)

- Ph. 2.1 = Plage vitreuse dans un cristal de biotite ; noter la présence d'un zircon, de quelques prismes de sillimanite et d'un peu de cordiérite dans ce verre.
Amas d'oxydes métalliques au voisinage.
Lumière naturelle - Ech. JP 79/69.
- Ph. 2.2 = Verre associé à des biotites golfées, renfermant quelques prismes de sillimanite et des fragments de biotite reliques.
Lumière naturelle - Ech. JP 79/69.
- Ph. 2.3 = Phase vitreuse (avec quelques prismes de sillimanite) occupant les golfes d'une biotite.
Lumière naturelle - Ech. JP 79/69.
- Ph. 2.4 = Idem - Lumière polarisée.
Le verre est isotrope ou très faiblement biréfringent.
- Ph. 2.5 = Verre isotrope associé à une biotite golfée : présence d'un cristal de cordiérite dans ce verre. Quartz et muscovite séparent le feldspath de la phase vitreuse.
Lumière polarisée - Ech. JP 79/69.

B = biotite
Br = biotite relique
C = cordiérite
F = feldspath
M = muscovite
Ox = oxydes métalliques
Q = quartz
S = Sillimanite
V = verre
Z = zircon



BUS
LILLE

PLANCHE 3

GNEISS DE VIEILLE-BRIOUDE (HAUT-ALLIER)

- Ph. 3.1 = Nombreux prismes de sillimanite inclus dans un monocristal de cordiérite ; noter la présence d'un mince liseré de verre isotrope entre cordiérite et biotites.
Lumière polarisée - Ech. JP 79/69.
- Ph. 3.2 = Cordiérite associée à un cristal de biotite golfé ; zircons inclus pour partie dans la cordiérite, pour partie dans la biotite.
Lumière naturelle - Ech. JP 79/69.
- Ph. 3.3 = Idem - Lumière polarisée.
Un verre isotrope se trouve entre cordiérite et biotite, ainsi que dans des fractures de la cordiérite.
- Ph. 3.4 = Association symplectitique de sillimanite et de cordiérite.
Lumière réfléchie - Ech. JP 79/72.
- Ph. 3.5 = Prismes de sillimanite inclus dans un monocristal de cordiérite.
Lumière réfléchie - Ech. JP 79/69.

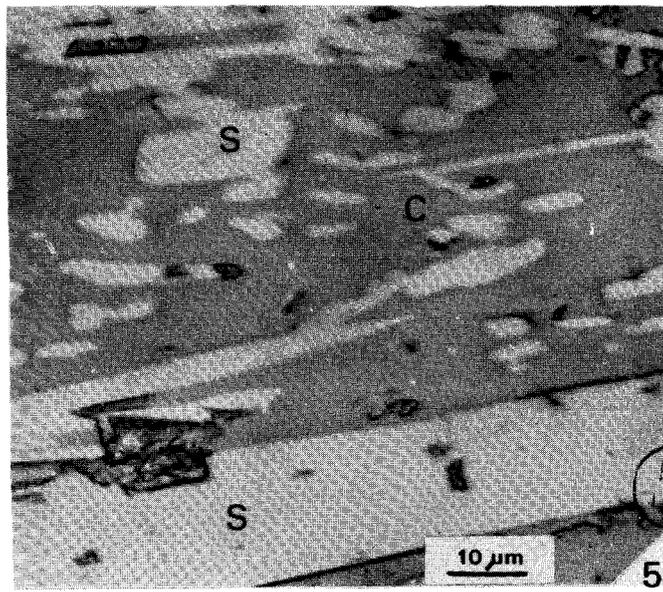
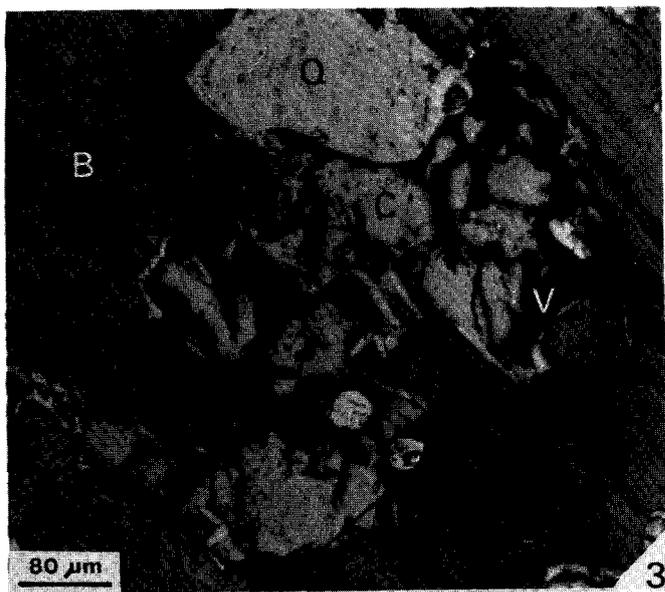
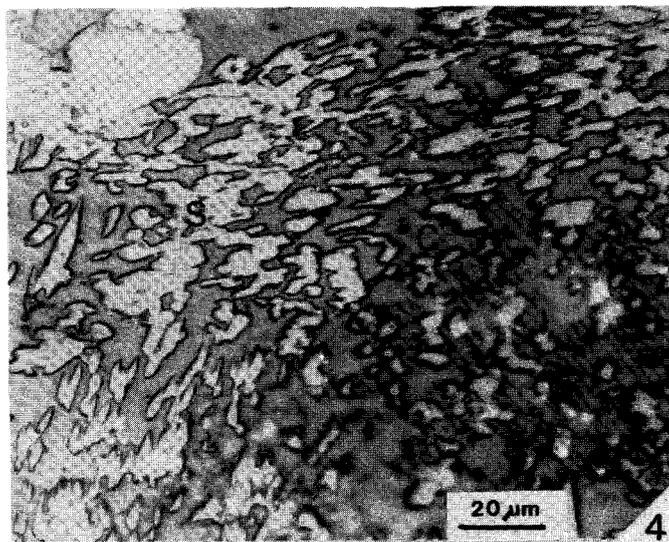
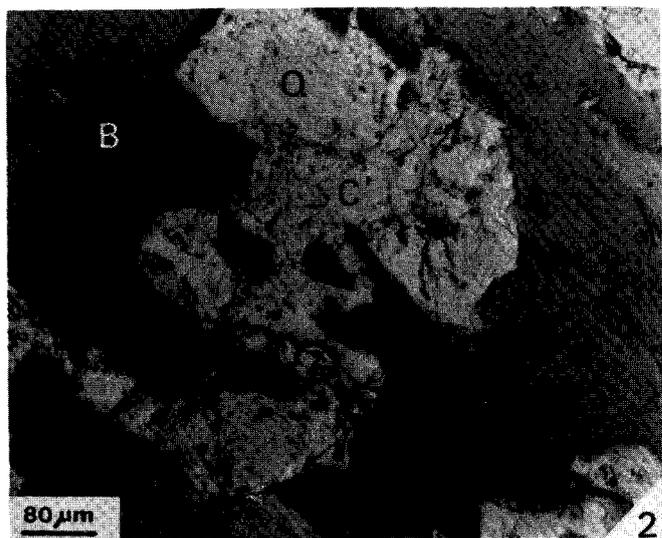
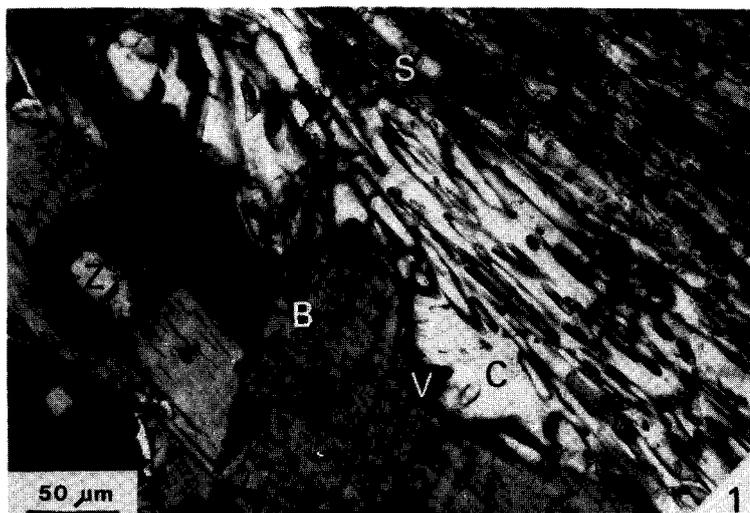
B = biotite

C = cordiérite

Q = quartz

S = sillimanite

V = verre



DU S
L E

PLANCHE 4

GNEISS DE VIEILLE-BRIOUDE (HAUT-ALLIER)

Ph. 4.1 et 4.2 = Amas de sillimanite au sein d'une phase vitreuse associée à des biotites golfées ; cette phase vitreuse est affectée de fractures curviplanaires.

Lumière réfléchie - Ech. JP 79/62.

B = biotite

f = fracture

S = sillimanite

V = verre



1



2



PLANCHE 5

GNEISS DE VIEILLE-BRIOUDE (HAUT-ALLIER)

Ph. 5.1 = Vue d'ensemble montrant un groupe de lits vitreux approximativement parallèles entre eux, mais obliques par rapport à la foliation primaire de la roche.

Ces lits renferment de nombreux fragments reliques de biotites.

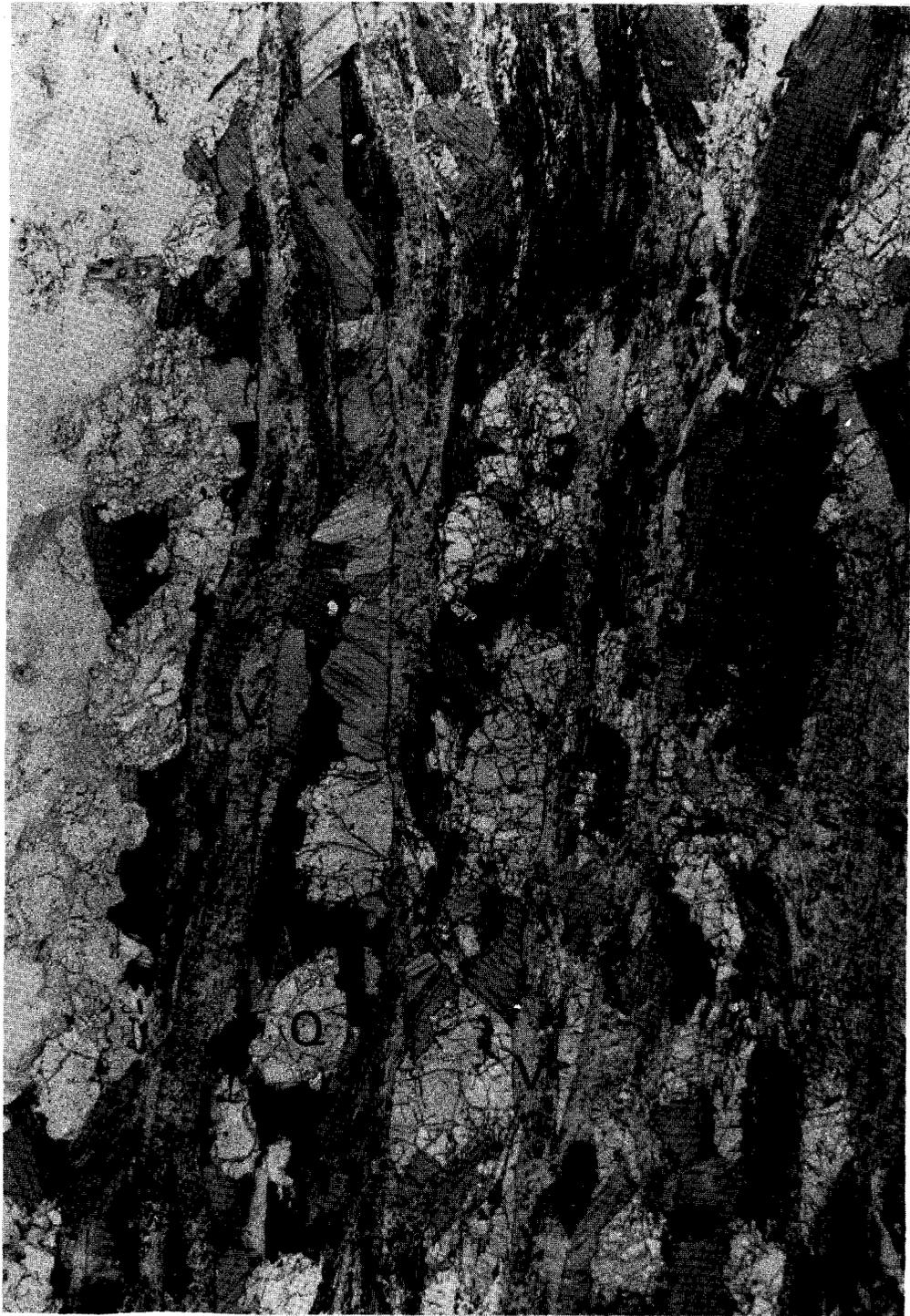
Les grains de quartz voisins sont affectés de nombreuses fractures.

Lumière naturelle - Ech. JP 79/70.

B = biotite

Q = Quartz

V = lit vitreux



1

1 mm



PLANCHE 6

GNEISS DE VIEILLE-BRIOUDE (HAUT-ALLIER)

- Ph. 6.1 = Lit vitreux sécant par rapport à un cristal de biotite adjacent.
Lumière naturelle - Ech. JP 79/70.
- Ph. 6.2 = Détail montrant l'aspect corrodé de la biotite au contact du verre ;
les feuilletts de la biotite sont séparés les uns des autres par suite
de la présence de verre au niveau des clivages.
Lumière naturelle - Ech. JP 79/70.
- Ph. 6.3 = Amas de sillimanite dans un lit vitreux.
Lumière réfléchie - Ech. JP 79/70.
- Ph. 6.4 = Biotite golfée dont les golfes sont occupés par un verre en continuité
avec celui du lit vitreux voisin ; fragments de biotites dilacérées dans
le verre.
Lumière réfléchie - Ech. JP 79/70.
- Ph. 6.5 = Idem - Lumière polarisée.
Remarquer le caractère isotrope du verre.

B = biotite

S = sillimanite

V = verre

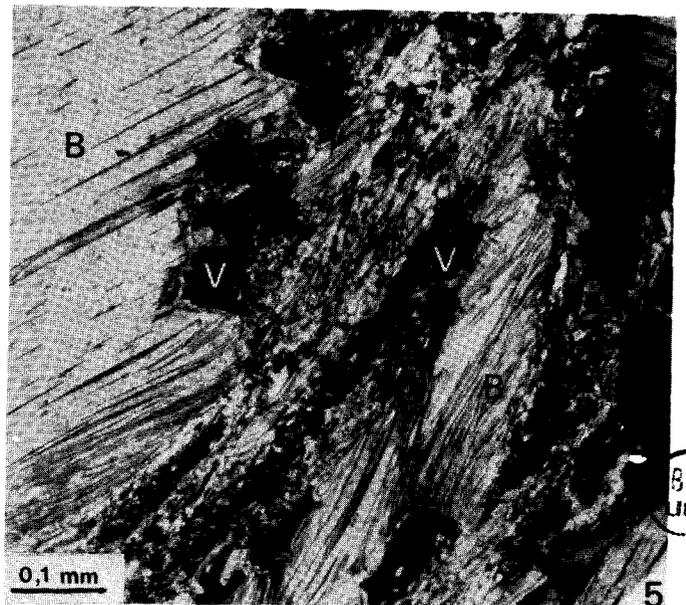
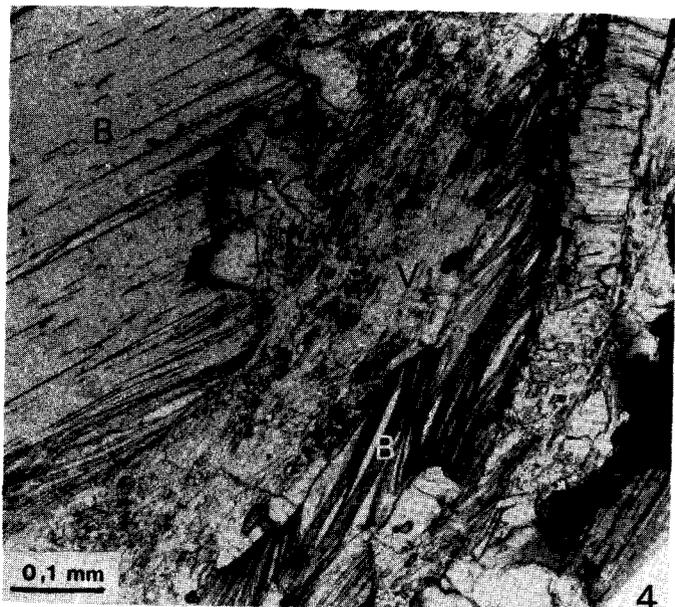
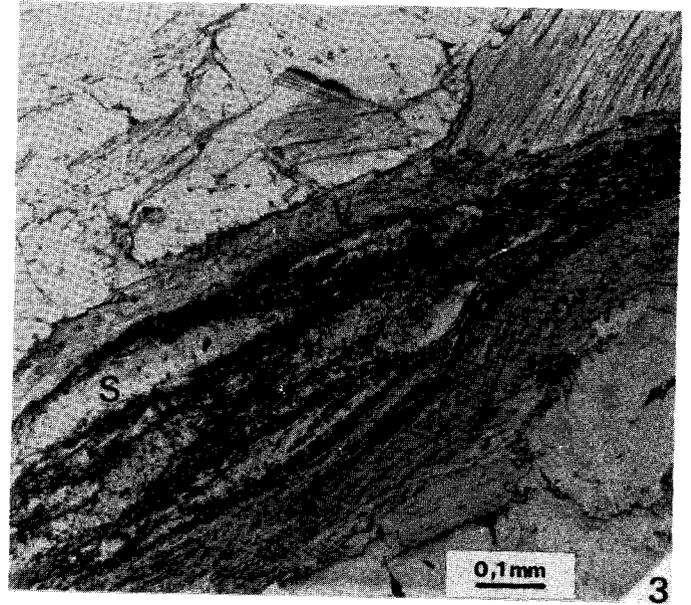
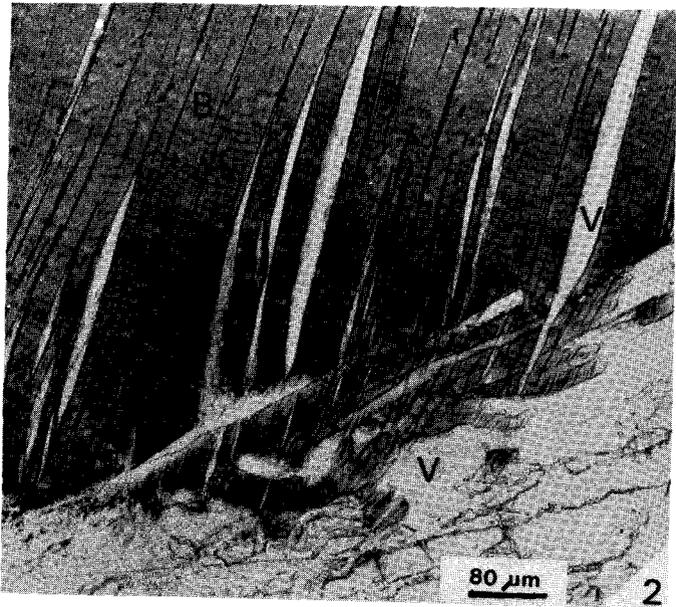
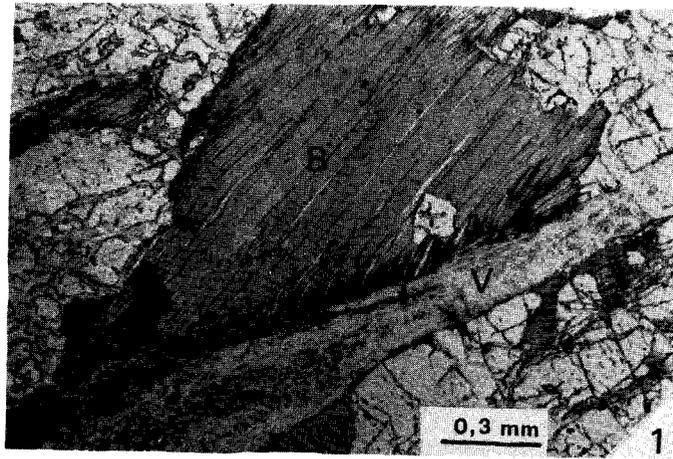


PLANCHE 7

GNEISS DE VIEILLE-BRIOUDE (HAUT-ALLIER)

- Ph. 7.1 = Feldspath corrodé au contact d'une phase vitreuse ; ce verre renferme plusieurs petites reliques de feldspath.
Lumière réfléchie - Ech. JP 79/64.
- Ph. 7.2 = Feldspath corrodé ; la corrosion s'effectue à la faveur des clivages, isolant de petites plaquettes de feldspath.
Lumière réfléchie - Ech. JP 79/70.
- Ph. 7.3 = Idem - Lumière polarisée.
Aspect hétérogène du milieu associé au feldspath corrodé.
- Ph. 7.4 = Petits grenats en contact avec des biotites ; en haut : petit grenat corrodé en contact avec le milieu vitreux.
Lumière naturelle - Ech. JP 79/70.
- Ph. 7.5 = Détail : vue du grenat corrodé ; précipités d'oxydes métalliques à proximité.
Lumière naturelle - Ech. JP 79/70.

B = biotite
F = feldspath
G = grenat
Ox = oxydes métalliques
V = verre

Sur les photos 7.4 et 7.5 sont indiqués les pointés et les numéros correspondants aux micro-analyses du tableau IV.5.

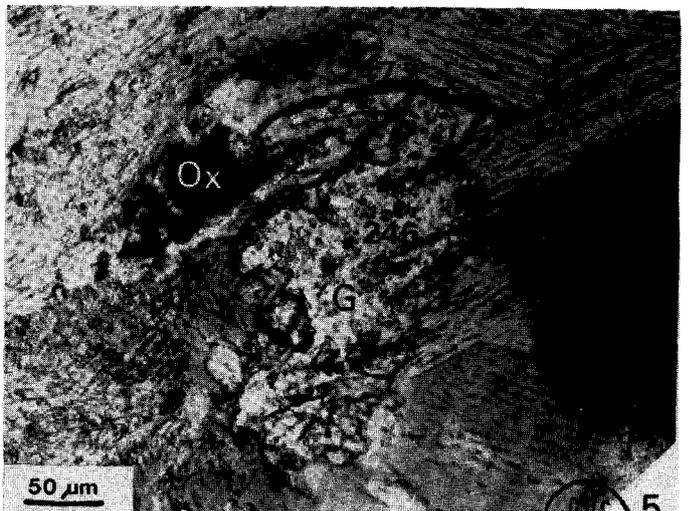
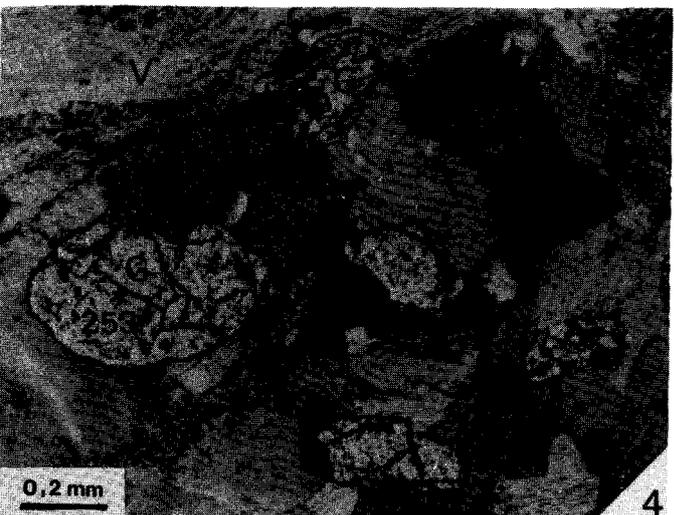
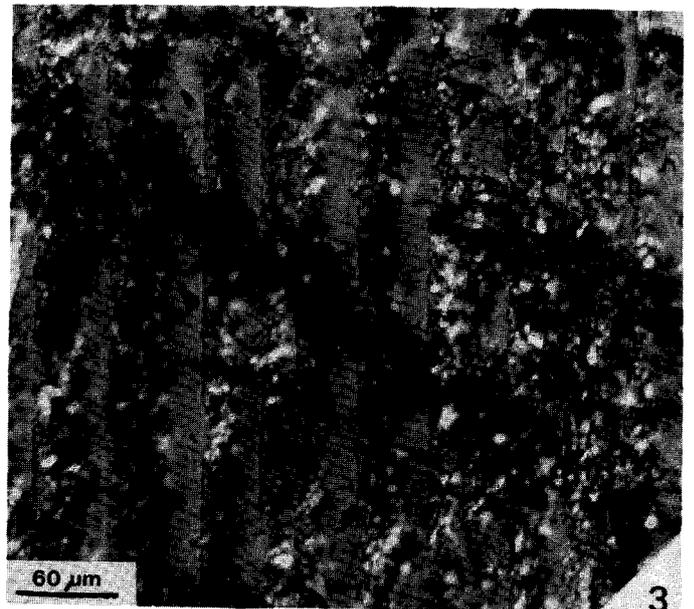
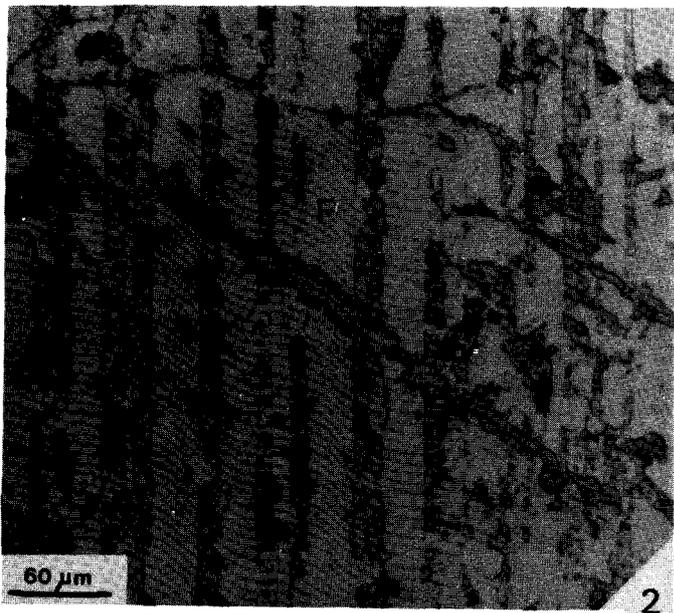
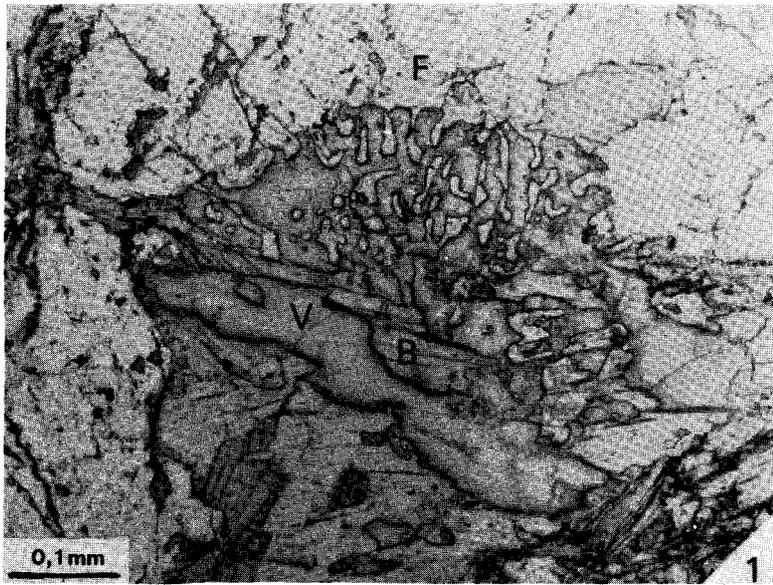


PLANCHE 8

GNEISS DE VIEILLE-BRIOUDE (HAUT-ALLIER)

- Ph 8.1 = Grain de quartz fracturé, dont les fractures sont occupées par un milieu vitreux isotrope (ou faiblement biréfringent).
Lumière naturelle - Ech. JP 79/70.
- Ph. 8.2 = Quartz fracturé et corrodé à la faveur de certaines fractures.
Lumière naturelle - Ech. JP 79/70.
- Ph. 8.3 = Fragments de quartz corrodés dans un milieu vitreux d'aspect hétérogène
Lumière polarisée - Ech. JP 79/70.
- Ph. 8.4 = Fragments de quartz corrodés au sein d'un milieu vitreux ; biotites plus ou moins dilacérées dont les feuillets sont séparés par ce milieu vitreux.
Lumière naturelle - Ech. JP 79/70.
- Ph. 8.5 = Fragments de quartz corrodés, biotites dilacérées et précipités d'oxydes métalliques dans le verre.
Lumière naturelle - Ech. JP 79/70.
- Ph. 8.6 = Petits fragments isolés de quartz et relique de biotite dans la phase vitreuse.
Lumière réfléchie - Ech. JP 79/70.

B = biotite

Ox = oxydes métalliques

Q = quartz

V = verre

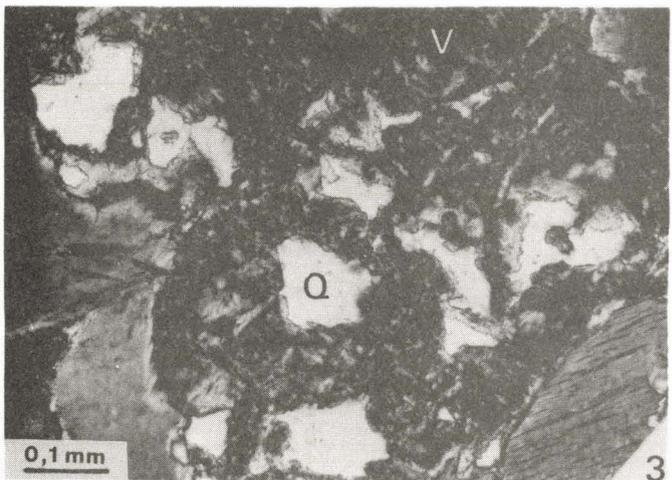
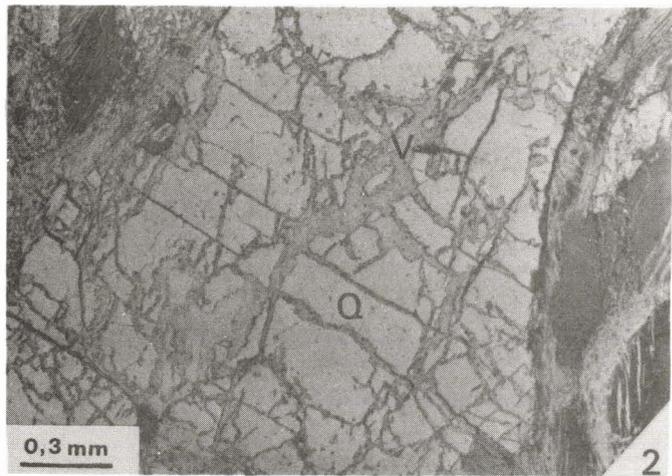
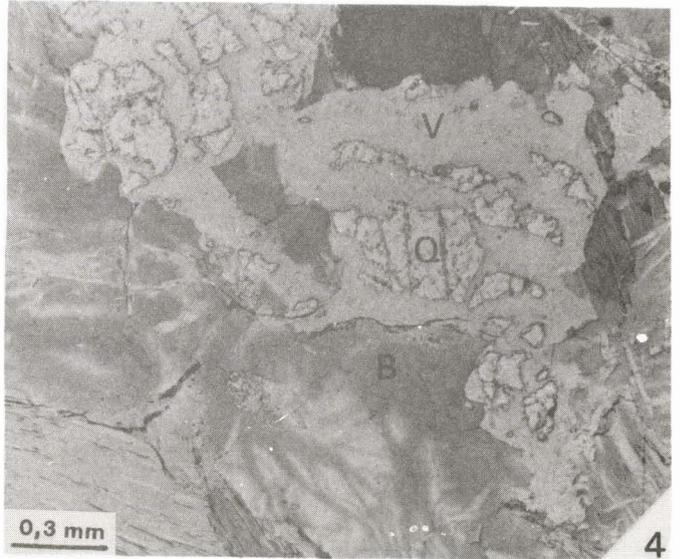
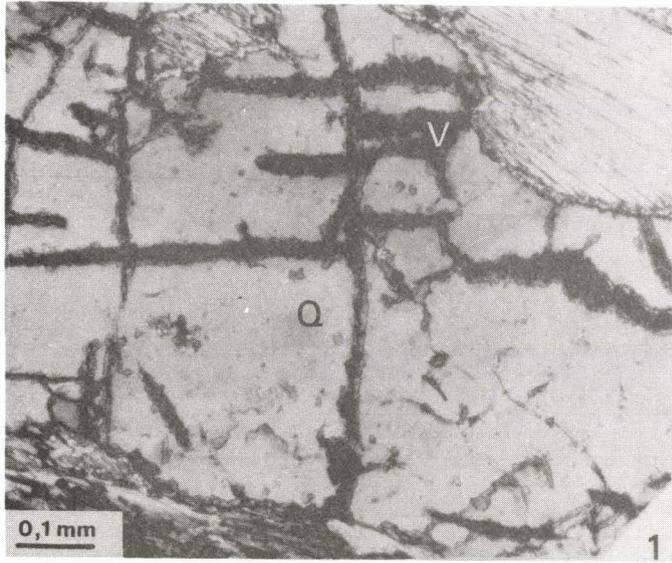


PLANCHE 9

ANATEXITES SCHISTEUSES A SILLIMANITE DE SAINT-CIRGUES (HAUT-ALLIER)

Ph. 9.1 = Cristal de biotite entouré de verre isotrope ; ce verre renferme des prismes de sillimanite.

Lumière polarisée - Ech. AN 80/80.

Ph. 9.2 = Idem - Lumière polarisée.

Noter la présence de fractures curviplanaires dans le verre.

ANATEXITES A CORDIERITE DE LEOTOING (HAUT-ALLIER)

Ph. 9.3 = Monocristal de cordiérite renfermant de nombreux petits prismes de sillimanite et un zircon en inclusions ; les biotites voisines ont des contours plus ou moins déchiquetés, soulignés de précipités d'oxydes métalliques.
Ech. AN 80/70 (Léotoing) - Lumière naturelle.

Ph. 9.4 = Plage vitreuse renfermant un petit grain de quartz à contour arrondi, ainsi qu'un fragment de biotite et des précipités d'oxydes métalliques.
Ech. AN 80/70 (Léotoing) - Lumière naturelle.

Ph. 9.5 = Phase vitreuse renfermant un cristal de cordiérite ; une partie du verre (en voie de cristallisation ?) apparaît biréfringente. Du quartz et de la muscovite séparent un feldspath de la phase vitreuse.
Ech. AN 80/70 (Léotoing) - Lumière polarisée.

B = biotite

C = cordiérite

F = Feldspath

f = fracture

M = muscovite

Ox = oxydes métalliques

Q = quartz

S = sillimanite

V = verre

Z = zircon

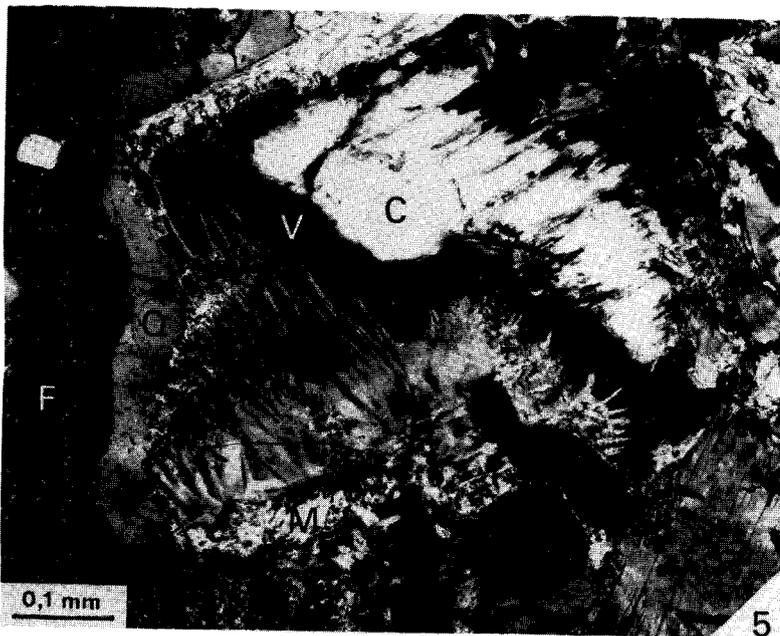
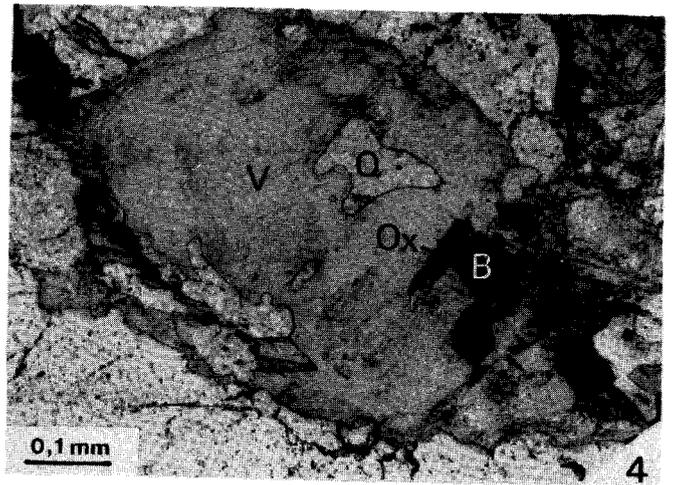
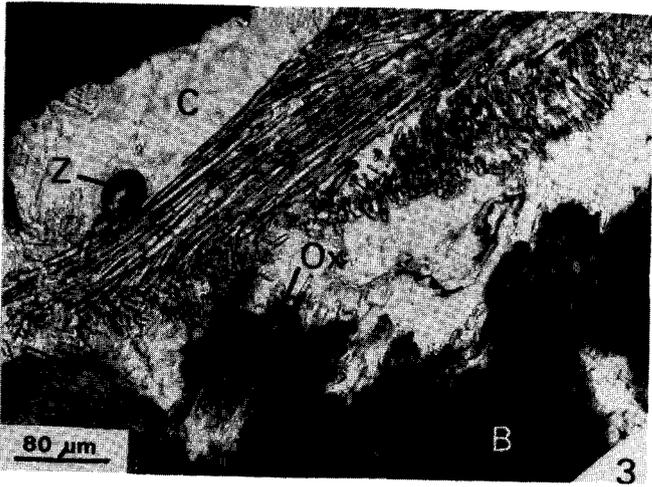
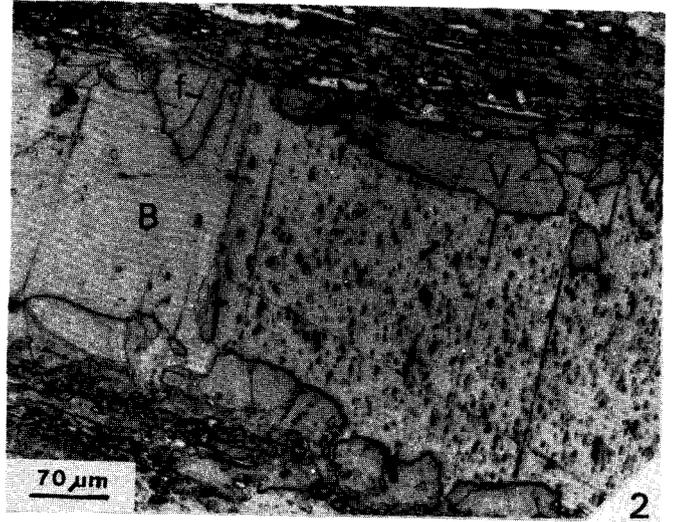
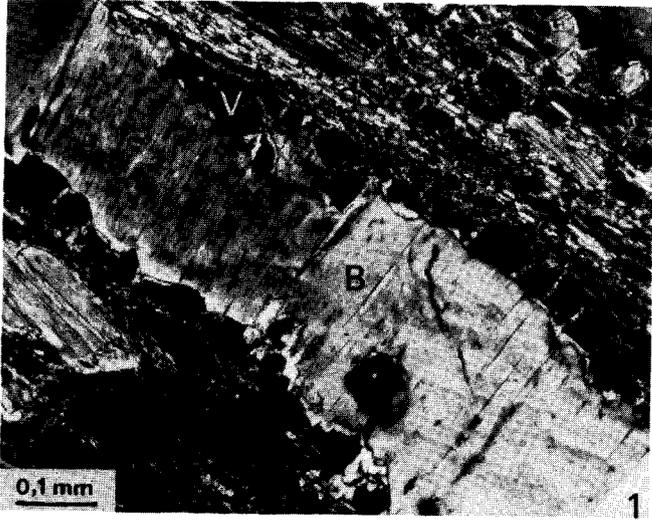


PLANCHE 10

GNEISS DE SARNIAT

(Ech. JP 79/74)

- Ph. 10.1 = Verre (isotrope ou très faiblement biréfringent) associé à des fragments de biotites golfées.
Lumière polarisée.
- Ph. 10.2 = Idem - Lumière réfléchie.
Nombreuses reliques et languettes feldspathiques résultant de la corrosion d'un feldspath en contact avec le verre.
- Ph. 10.3 = Verre associé à des biotites golfées ; nombreuses reliques de feldspath corrodés dans ce verre.
Lumière réfléchie.
- Ph. 10.4 = Verre associé à des biotites golfées ; petites reliques cristallines incluses dans ce verre.
Lumière réfléchie.
- Ph. 10.5 = Grenat entouré d'une bordure d'oxydes métalliques ; muscovite et verre au voisinage.
Lumière naturelle.
- Ph. 10.6 = Détail des précipités d'oxydes métalliques entre grenat et verre (le film d'oxydes métalliques a été artificiellement "détaché" du grenat lors de la fabrication de la lame).
Lumière réfléchie.

B = biotite

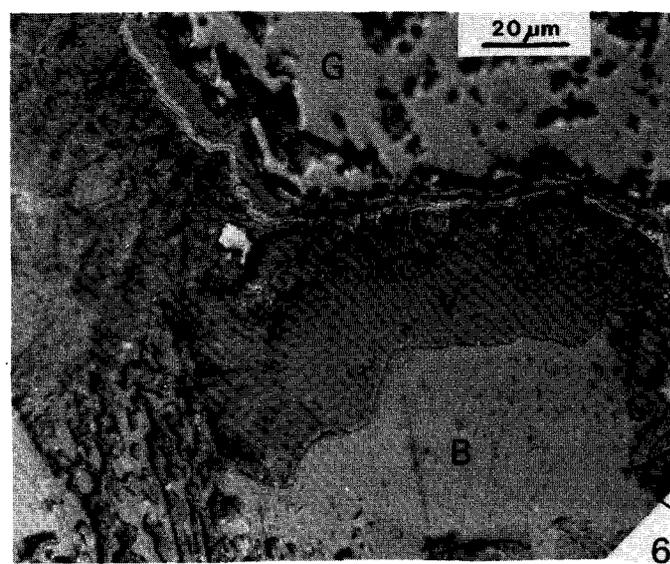
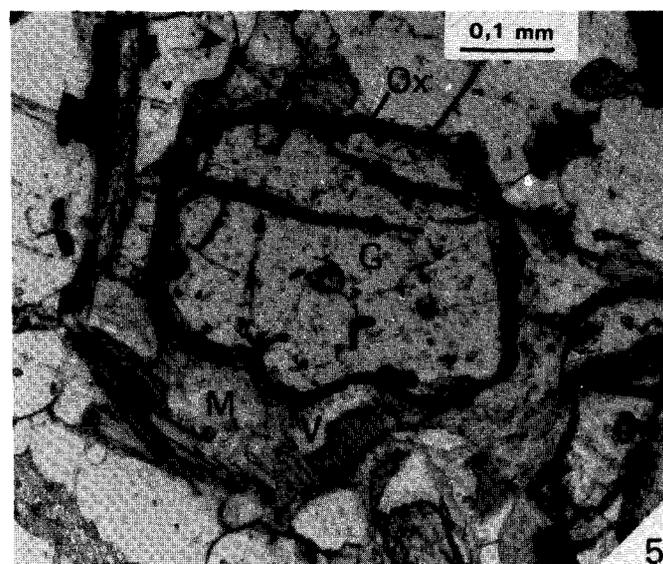
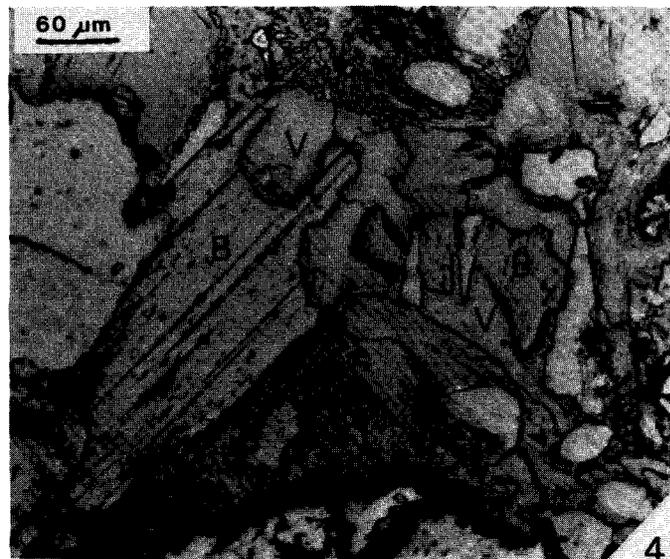
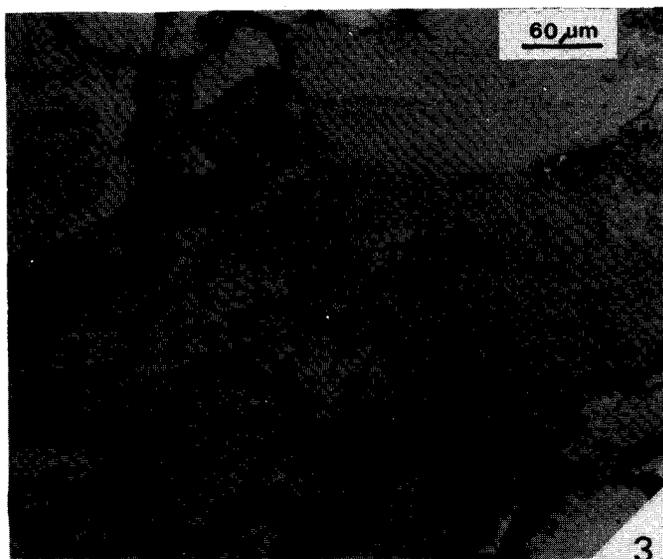
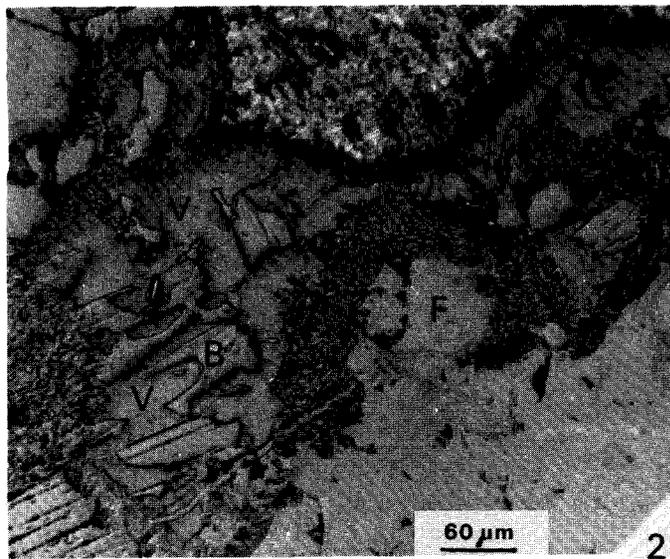
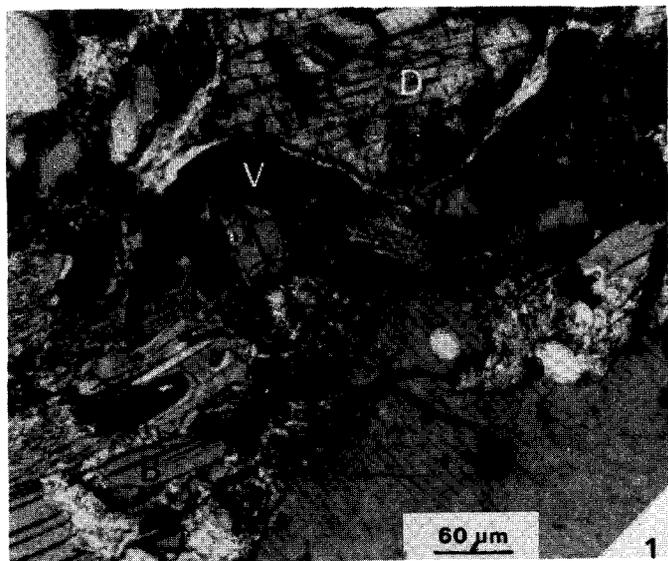
D = disthène

G = grenat

M = muscovite

Ox = oxydes métalliques

V = verre



US
ILLE

PLANCHE 11

GNEISS DE SARNIAT

(Ech. JP 77/20)

Ph. 11.1 = Vue d'ensemble montrant l'assemblage primaire de ces gneiss : biotite - disthène - grenat - quartz - feldspaths, ainsi qu'un amas de sillimanite associé à des biotites et à des précipités métalliques.
Lumière naturelle.

Ph. 11.2 = Contact non réactionnel entre biotite et disthène.
Lumière naturelle.

Ph. 11.3 = Fibres de sillimanite semblant se former à partir de la biotite et se rassembler pour constituer une grande plage de sillimanite polycristalline ; remarquer les précipités d'oxydes métalliques associés.
Lumière naturelle.

Ph. 11.4 = Détail de 11.1 = fibres de sillimanite dans un cristal de biotite.
Lumière naturelle.

Ph. 11.5 = Idem - Lumière réfléchie.
La biotite apparaît nettement corrodée et remplacée par du quartz contenant des prismes de sillimanite en inclusions (noter une section de prisme creux de sillimanite).

B = biotite

D = disthène

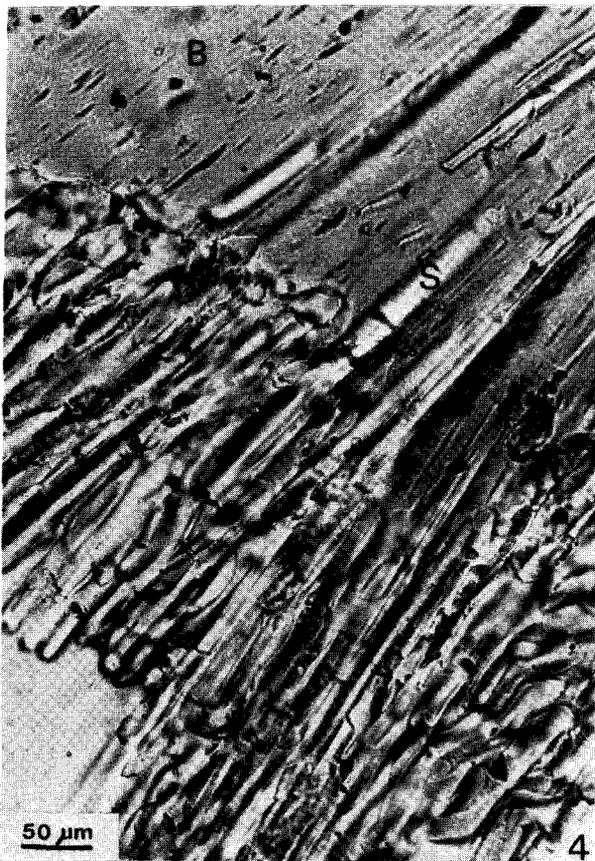
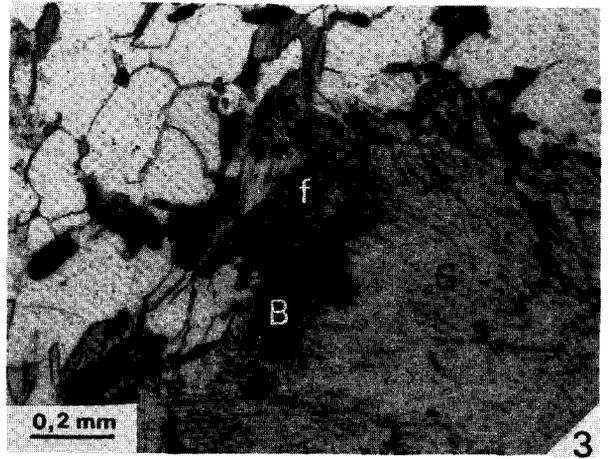
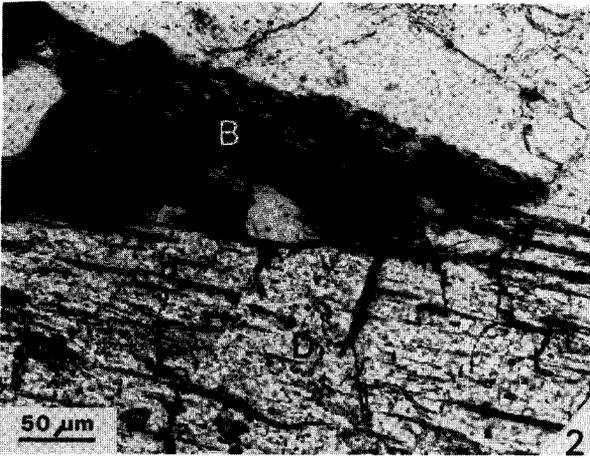
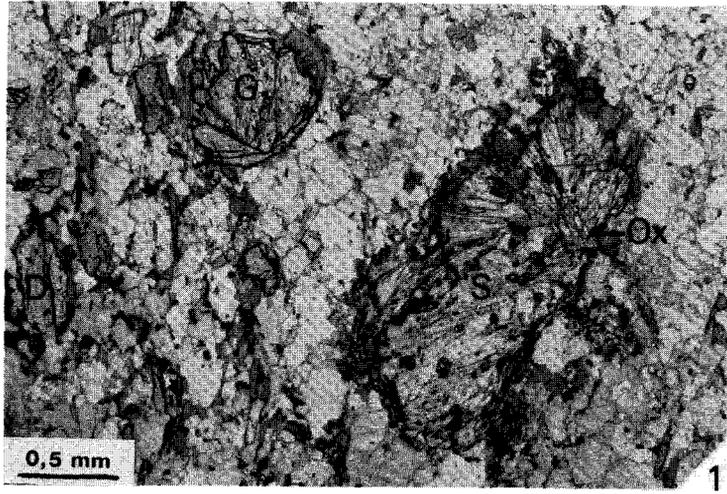
f = fibres de sillimanite

G = grenat

Ox = oxydes métalliques

Q = quartz

S = sillimanite



US
LIB

PLANCHE 12

GNEISS DE SARNIAT (HAUT-ALLIER)

(Ech. JP 77/20)

- Ph. 12.1 = Cristal de disthène en partie pseudomorphosé par de la sillimanite.
Lumière polarisée.
- Ph. 12.2 = Détail d'une biotite voisine renfermant des fibres de sillimanite, dont certaines se prolongent en direction du cristal de disthène qu'elles pseudomorphosent en partie ; quelques précipités d'oxydes métalliques sont associés aux fibres de sillimanite.
Lumière naturelle.
- Ph. 12.3 = Ancien cristal allongé de disthène pseudomorphosé par de la sillimanite et de l'andalousite ; un des deux petits cristaux de disthène voisins a été remplacé par de l'andalousite, l'autre demeure inchangé.
Lumière naturelle.
- Ph. 12.4 = Plage polycristalline renfermant les trois polymorphes $Al_2 SiO_5$.
On note la présence de biotite relique entre les fibres de sillimanite, alors que le contact biotite-disthène ne paraît pas réactionnel (cf. ph. 11.2 = détail correspondant à la zone encadrée).
Lumière naturelle.
- Ph. 12.5 = Andalousite polycristalline sur le trajet d'une fracture.
Lumière naturelle.
- Ph. 12.6 = Gerbe de sillimanite fibreuse entourée d'un agrégat microcristallin de mica blanc.
Lumière naturelle.

A = andalousite

B = biotite

Br = biotite relique

D = disthène

M = mica blanc

Ox = oxydes métalliques

S = sillimanite

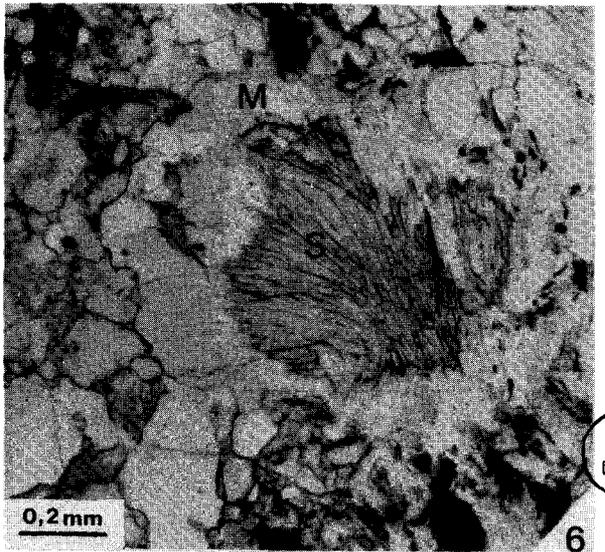
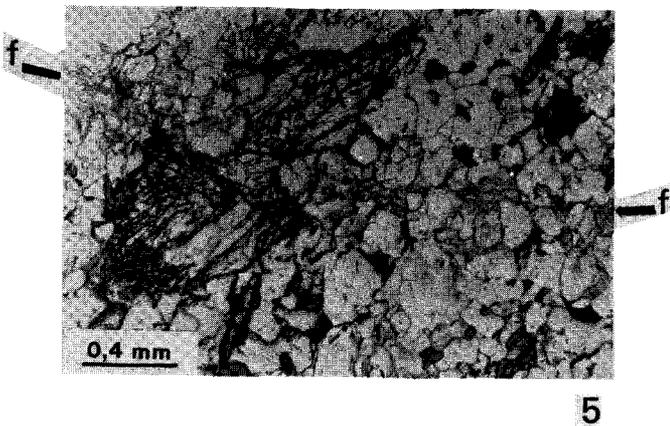
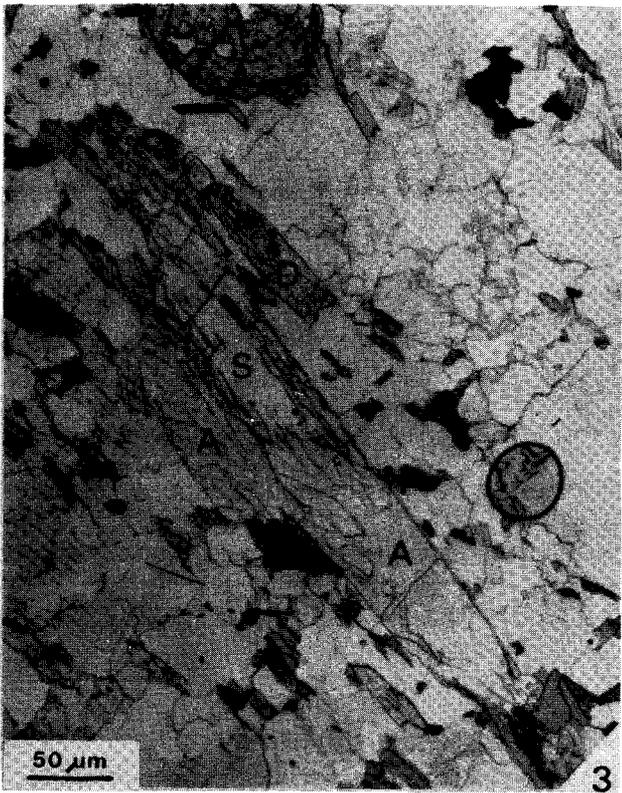
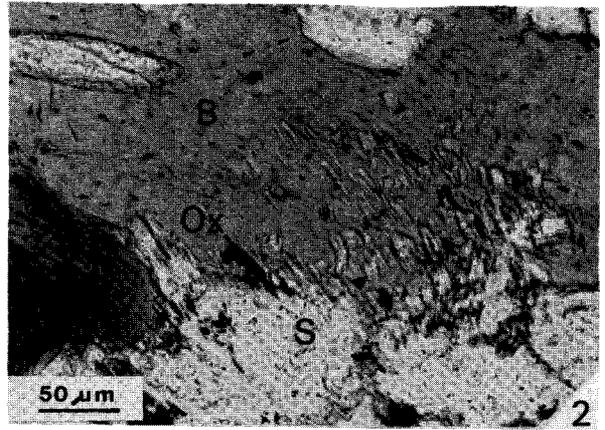
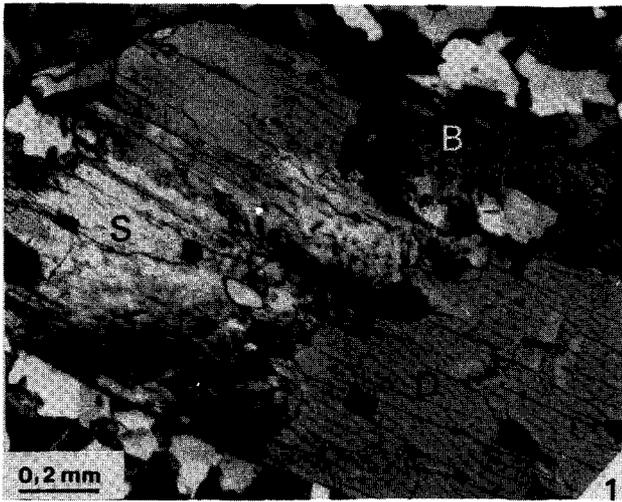


PLANCHE 13

NIVEAUX KINZIGITIQUES DANS LES GNEISS DE
BELESTA (AGLY, PYR. ORIENTALES)

- Ph. 13.1 = Vue d'ensemble montrant les constituants minéraux principaux : grenat, sillimanite, cordiérite, les niveaux microcristallins planaires formés surtout de biotite, les minéraux clairs : feldspaths et quartz toujours très déformé (ici en ruban monocristallin très allongé).
Lumière naturelle - Ech. JP 78/8.
- Ph. 13.2 = Biotite présentant des golfes occupés par une phase vitreuse isotrope.
Lumière polarisée - Ech. JP 78/8.
- Ph. 13.3 = Verre (avec fractures curviplanaires) associé à un cristal de biotite d'aspect très déchiqueté.
Lumière réfléchie - Ech. JP 78/8.
- Ph. 13.4 = Prismes de sillimanite inclus dans un monocristal de cordiérite.
Lumière réfléchie - Ech. JP 78/8.
- Ph. 13.5 = Association symplectitique de sillimanite et de cordiérite, entourant et prolongeant une section de prisme de sillimanite.
Lumière réfléchie - Ech. JP 78/8.

B = biotite
C = cordiérite
F = feldspath
f = fracture
G = grenat
Q = quartz
S = sillimanite
sy = symplectite
V = verre

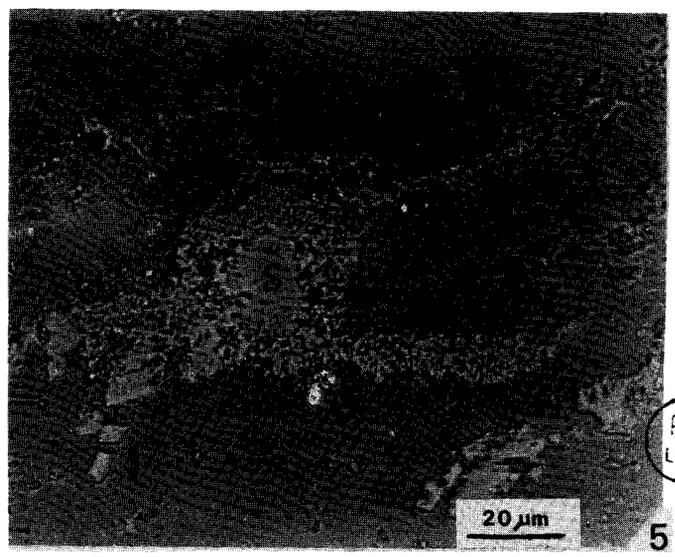
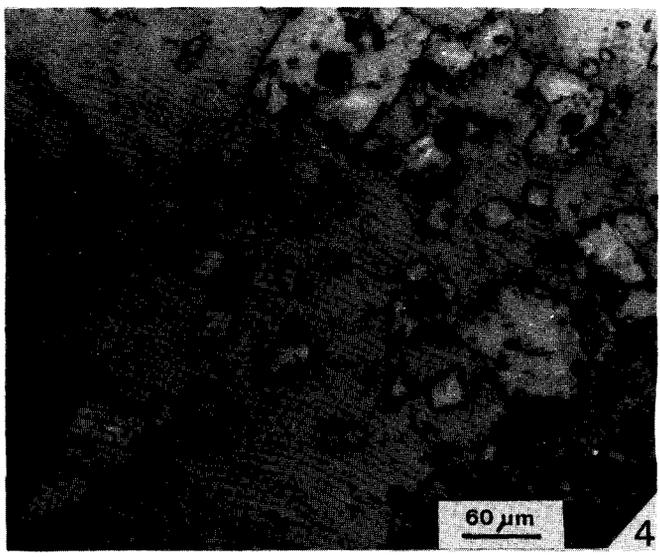
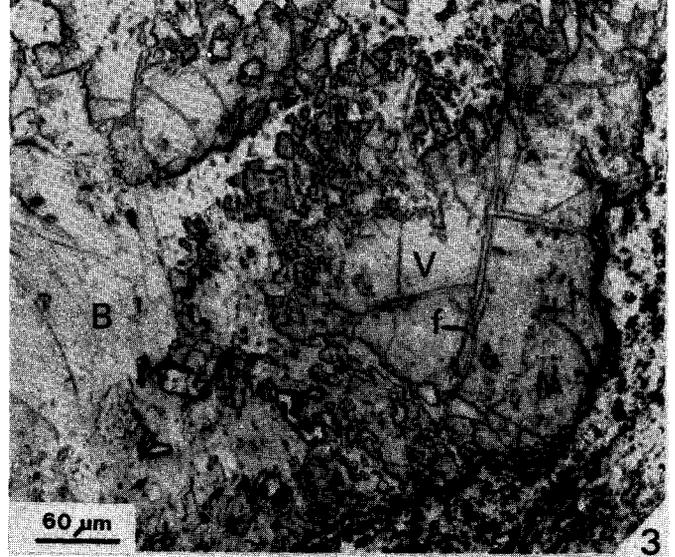
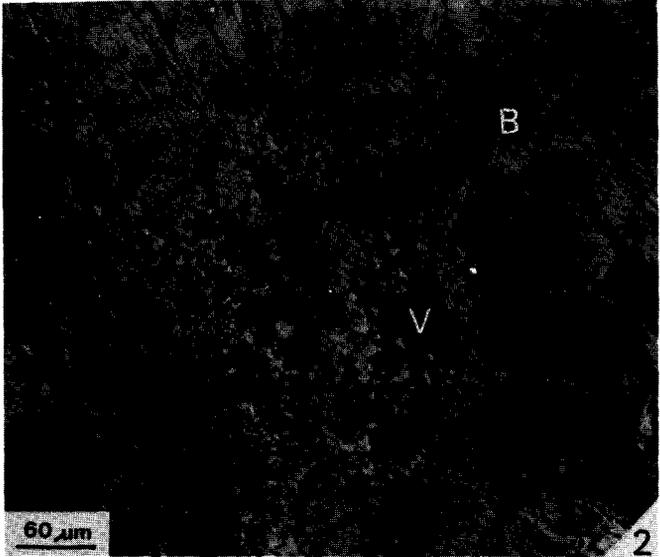
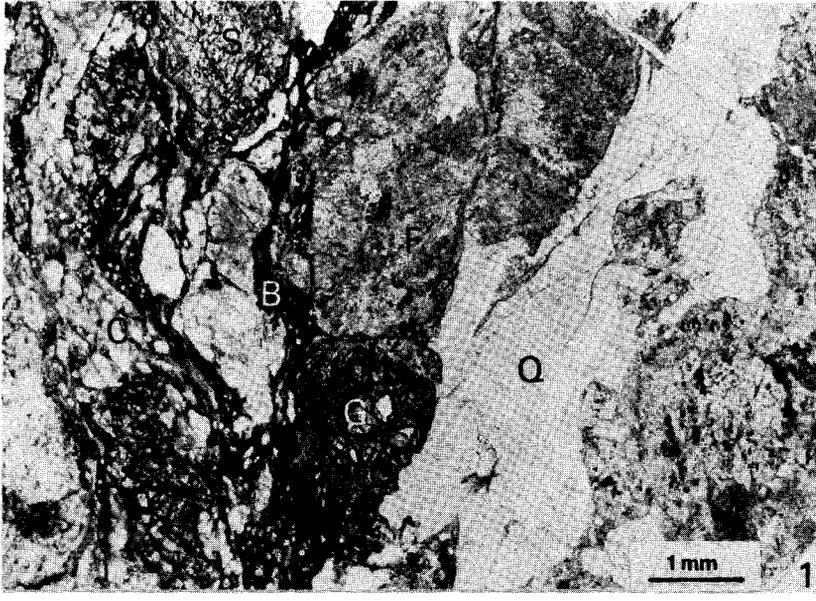


PLANCHE 14

NIVEAUX KINZIGITIQUES DANS LES GNEISS DE
BELESTA (AGLY, PYR. ORIENTALES)

- Ph. 14.1 = Prismes de sillimanite fracturés inclus dans une matrice microcristalline formée essentiellement de mica blanc.
Lumière naturelle - Ech. JP 80/3b.
- Ph. 14.2 = Zones vitreuses dans l'agrégat microcristallin de mica blanc ; sillimanite incluse dans l'agrégat et/ou dans le verre.
Lumière réfléchie - Ech. JP 80/3b.
- Ph. 14.3 = Zone vitreuse isotrope au sein d'un agrégat micacé fin ; le verre renferme de la cordiérite.
Lumière polarisée - Ech. JP 78/9.
- Ph. 14.4 = Zones vitreuses au sein d'un agrégat microcristallin (constitué de petits fragments de biotites) - Ech. JP 78/8
- Ph. 14.5 = Détail du bord d'une zone vitreuse : on voit que la phase vitreuse constitue la matrice de l'agrégat microcristallin.
Lumière réfléchie - Ech. JP 78/8.

B = biotite
Br = biotite relique
C = cordiérite
f = fracture
G = grenat
M = mica blanc
S = sillimanite
V = verre

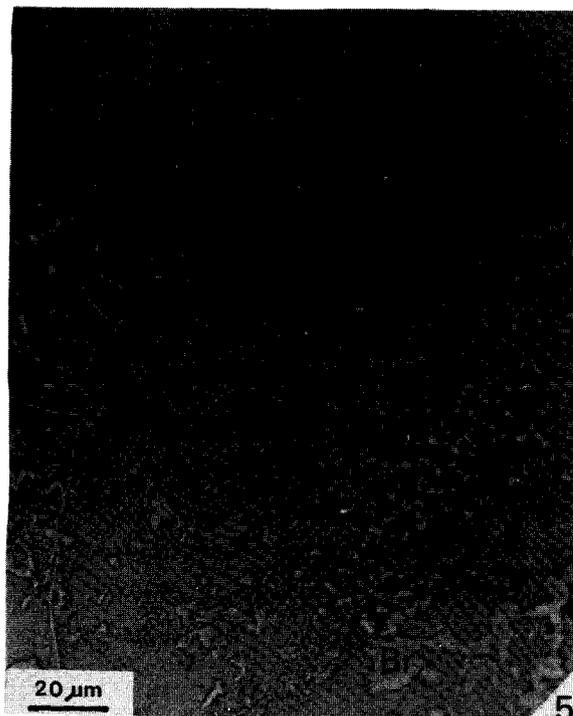
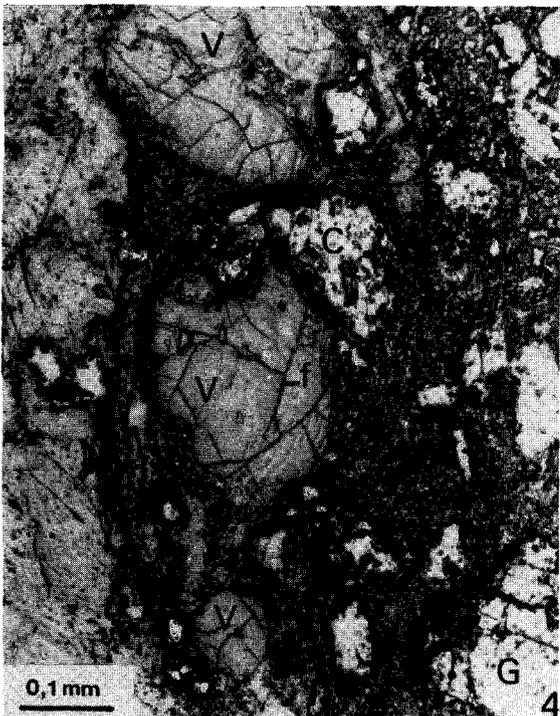
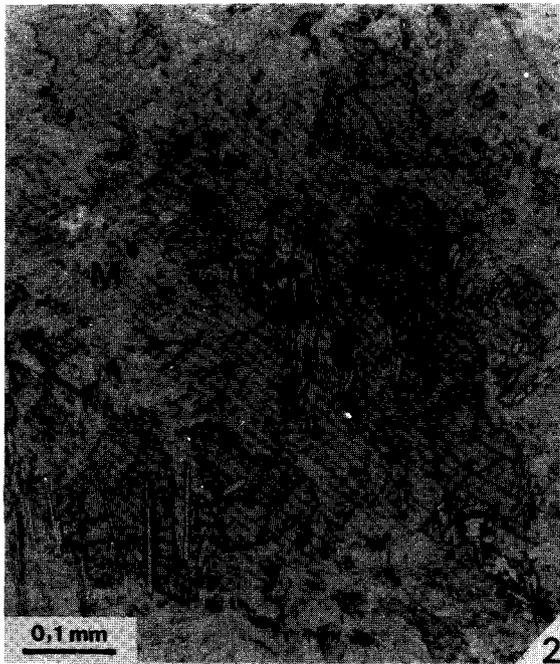
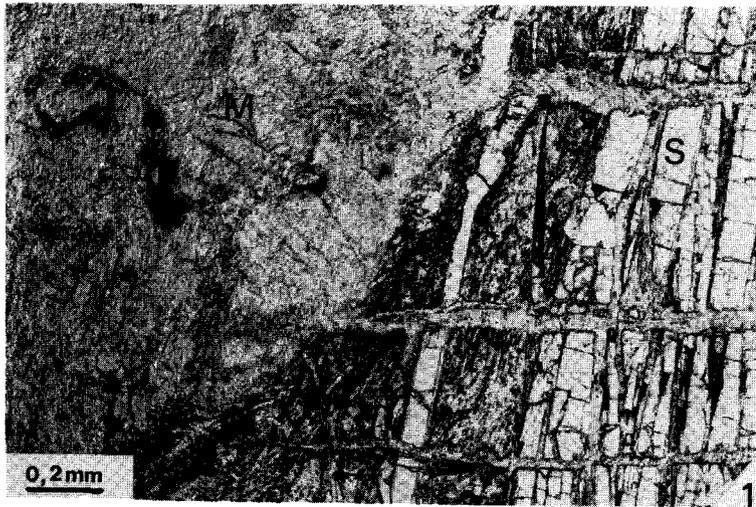


PLANCHE 15

GNEISS DE CARAMANY (AGLY, PYR. ORIENTALES)

- Ph. 15.1 = Vue d'ensemble d'un niveau à biotite, dépourvu de sillimanite et de cordiérite ; les grenats ne sont pas fracturés, ou bien ils le sont peu, et les fractures sont fermées.
Lumière naturelle - Ech. JLM 8.2.
- Ph. 15.2 = Phase vitreuse colorée, présentant des fractures curviplanaires, associée à une biotite golfée, au voisinage d'un grenat.
Lumière naturelle - Ech. JLM 8.2.
- Ph. 15.3 = Prismes de sillimanite (fracturés) et oxydes métalliques inclus dans un verre qui emplit aussi de larges fractures ouvertes dans un grenat.
Lumière naturelle - Ech. JLM 8.2.
- Ph. 15.4 = Phase vitreuse associée à une biotite golfée, au voisinage d'un grenat.
Lumière réfléchie - Ech. AN 80/16 (las Albas).
-

MICASCHISTES "ANATECTITIQUES" DE CALADROI
(AGLY ; PYR. ORIENTALES)

- Ph. 15.5 = Phase vitreuse associée à une biotite golfée.
Lumière naturelle - Ech. AN 80/4.
- Ph. 15.6 = Idem - Lumière polarisée.
Les fractures dans le verre sont bien distinctes ; en haut à droite : reliques cristallines corrodées.

B = biotite

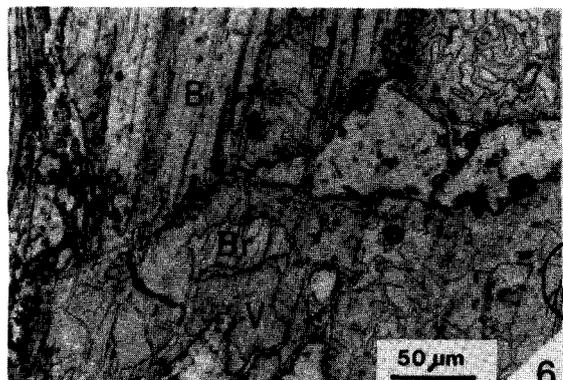
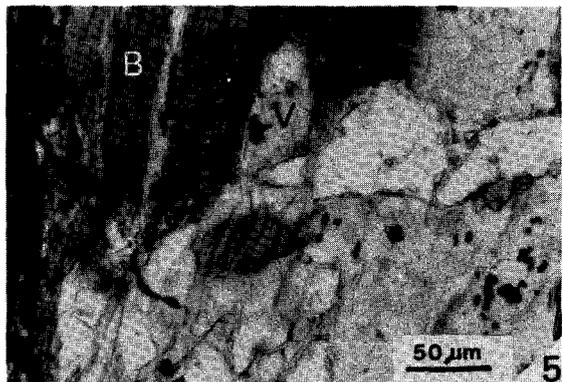
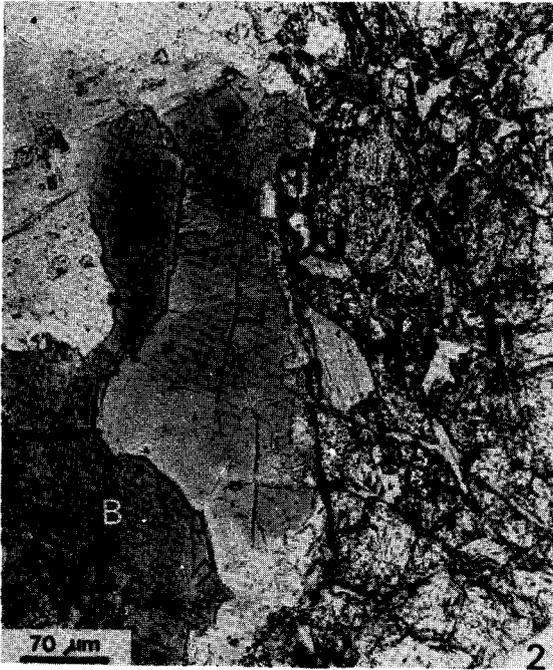
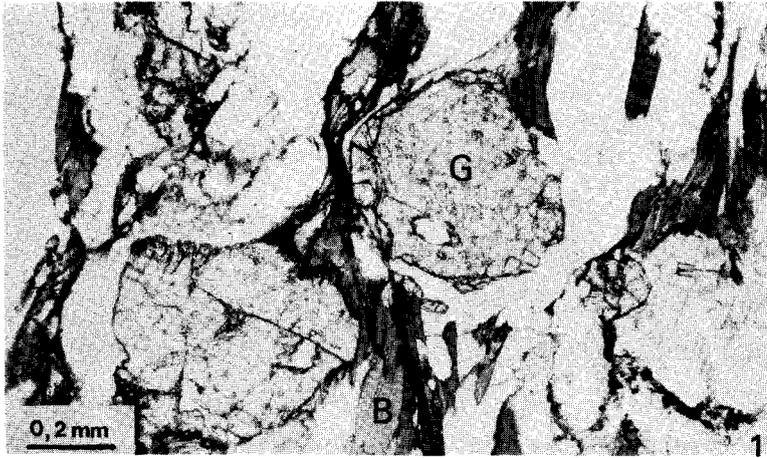
f = fracture

G = grenat

r = relique

S = sillimanite

V = verre



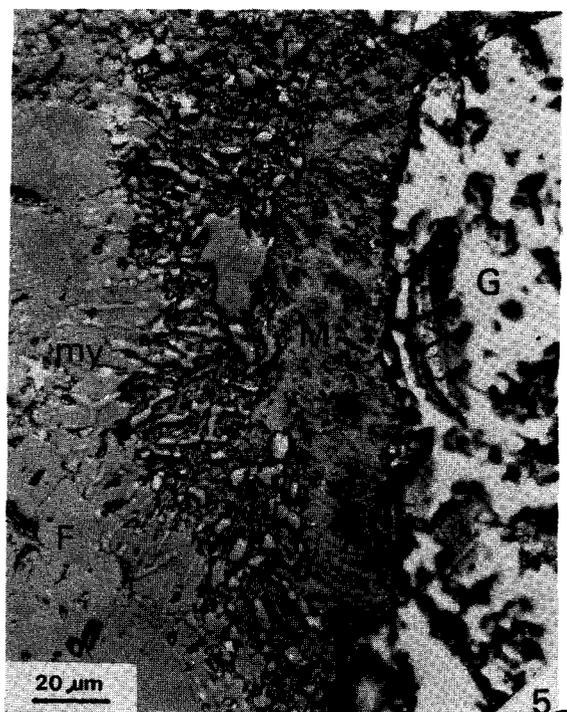
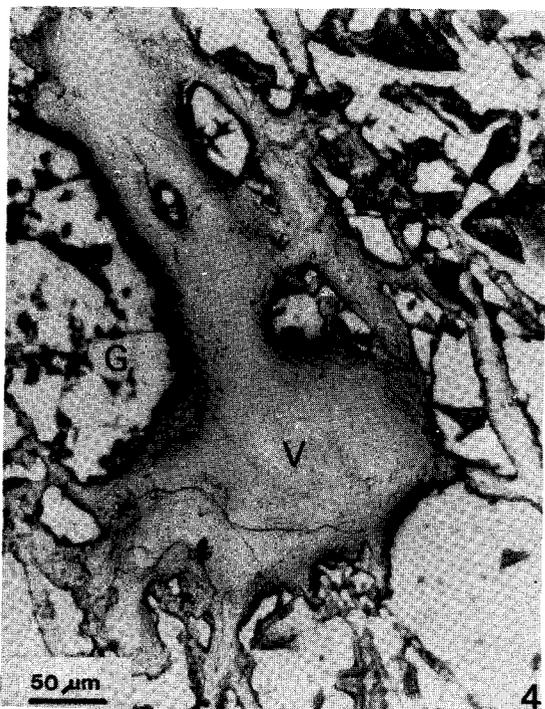
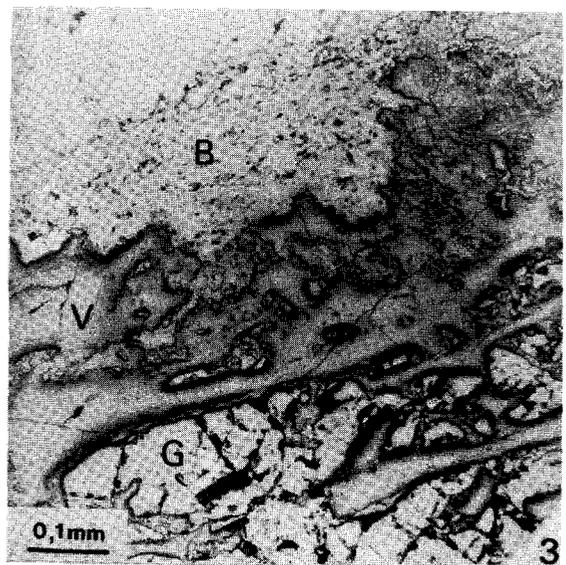
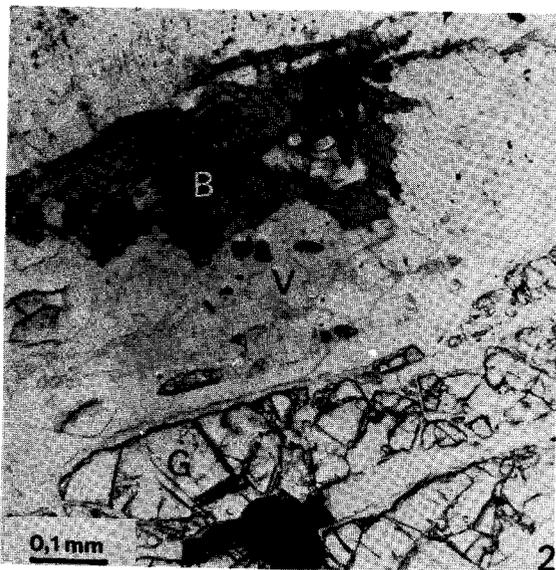
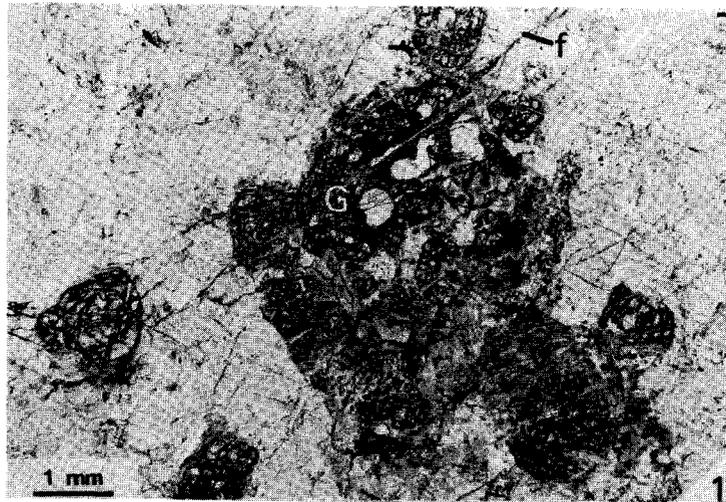
BUS
LILLE

PLANCHE 16

"GRANULITES" DE LHERZ (ARIEGE)

- Ph. 16.1 = Vue d'ensemble montrant quelques grenats intensément fracturés et partiellement corrodés au contact de phases vitreuses (ou micacées). Quelques fractures se prolongent dans les quartz et feldspaths voisins.
Lumière naturelle - Ech. JP 79/7.
- Ph. 16.2 = Verre associé à une biotite golfée, au voisinage d'un grenat.
Lumière naturelle - Ech. JP 79/7.
- Ph. 16.3 = Idem - Lumière polarisée.
Les fractures affectant le verre sont bien distinctes.
- Ph. 16.4 = Phase vitreuse entre des fragments de grenat.
Lumière réfléchie - Ech. JP 79/7.
- Ph. 16.5 = Auréole microcristalline de mica blanc autour d'un grenat ; cette auréole renferme de nombreuses reliques de feldspath corrodé. Le feldspath lui-même présente une zone myrmékitique au contact du milieu micacé.
Lumière réfléchie - Ech. JP 79/7.

B = biotite
F = feldspath
f = fracture
G = grenat
M = mica blanc
my = zone myrmékitique
r = relique
V = verre



Essais réalisés à partir de l'éch. JP 79/70 (essais I)

Ph. 17.1 = Essai I.A ($T \sim 700^{\circ}\text{C}$; $P \sim 2,3 \text{ kb}$).

Aucune modification après essai ; en particulier, on constate que les nombreux petits fragments de biotites reliques présents dans les lits vitreux n'ont pas été modifiés.

Lumière réfléchie.

Ph. 17.2 = Essai I.B ($T \sim 770^{\circ}\text{C}$; $P \sim 2,1 \text{ kb}$).

Néocrystallisations d'olivine et d'oxydes métalliques en bordure des biotites

Un nouveau verre sépare les fragments d'un grain de quartz.

Lumière réfléchie.

Ph. 17.3 = Essai I.B ($T \sim 770^{\circ}\text{C}$; $P \sim 2,1 \text{ kb}$).

Une partie des biotites a fondu et a été remplacée par un verre renfermant de petits cristaux d'oxydes métalliques et d'olivine ("en arête de poisson").

Lumière naturelle.

Ph. 17.4 = Essai I.B ($T \sim 770^{\circ}\text{C}$; $P \sim 2,1 \text{ kb}$).

Biotite ayant en partie fondu ; formation d'un nouveau verre renfermant des petits cristaux d'oxydes métalliques et d'olivine.

Lumière réfléchie.

Essais réalisés à partir de l'éch. JP 77/20 (essais II).

Ph. 17.5 = Essai II.A ($T \sim 770^{\circ}\text{C}$; $P \sim 2,1 \text{ kb}$).

Verre associé à des biotites plus ou moins profondément golfées, au voisinage d'un disthène.

Lumière polarisée.

Ph. 17.6 = Essai II.C ($T \sim 1090^{\circ}\text{C}$; $P \sim 2,2 \text{ kb}$).

Fragment en grande partie vitrifié ; seuls subsistent les cristaux de disthène et quelques grains de quartz et de feldspaths (très corrodés).

Des oxydes métalliques apparaissent en bordure du fragment. Le verre renferme des grains de spinelle néoformé.

Ph. 17.7 = Vue de la surface (non polie) d'un fragment d'échantillon après essai : les oxydes métalliques se trouvent essentiellement à la surface du verre.

B = biotite

Ox = oxydes métalliques

Br = reliques de biotite

Q = quartz

D = disthène

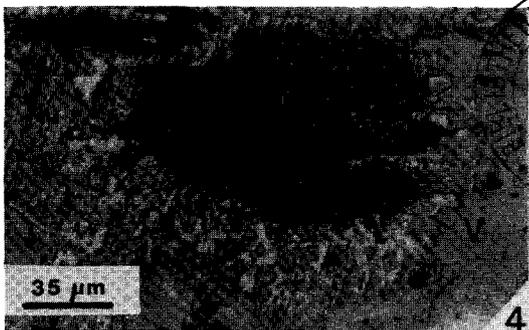
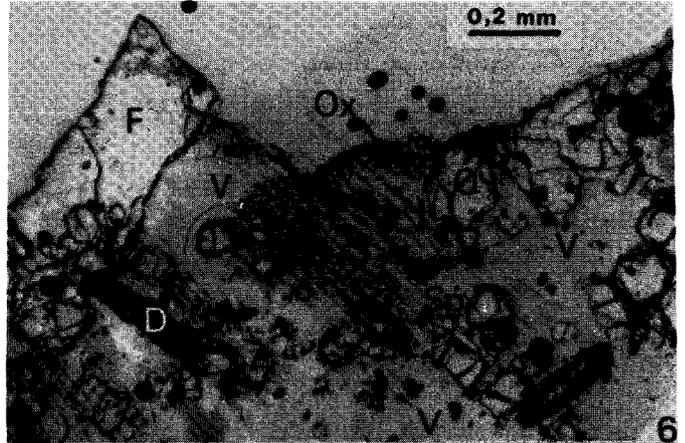
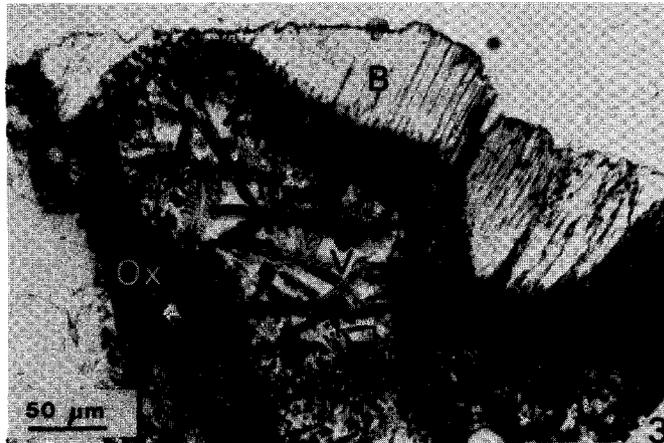
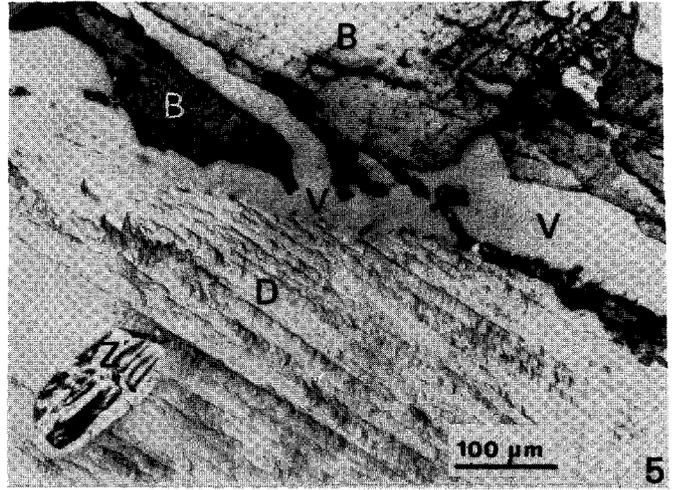
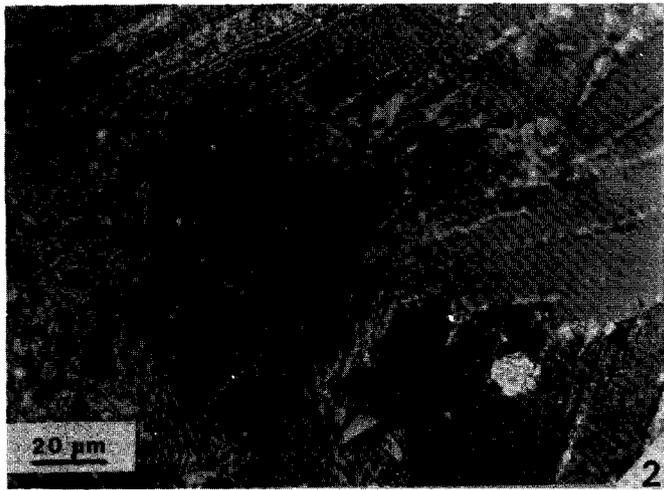
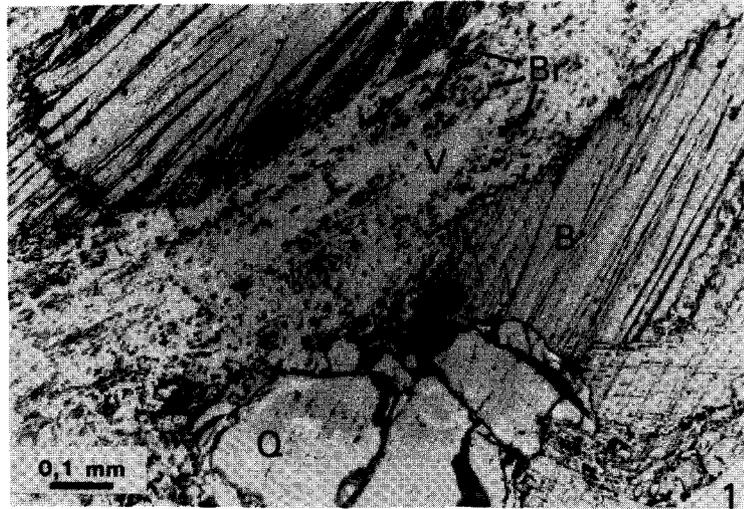
Sp = spinelle

F = feldspath

V = verre

Ol = olivine

Z = zircon



UNIVERSITÉ
Section de
SCIENCES
LILLE

