

COEXISTENCE DE PARAGONITE, MUSCOVITE ET PHENGITE  
DANS UN MICASCHISTE A GRENAT DE LA ZONE DU MONT-ROSE

(Valle Anzasca, Prov. de Novara, Italie) (\*)

par D. LADURON (\*\*) et H. MARTIN (\*\*)

(3 figures, 2 tableaux et 1 planche)

ABSTRACT

Separation under the Frantz Isodynamic Separator, diffractometry of the separate fractions and microprobe techniques show that the « white » mica from a garnet schist of the Alps, is made of interlayered plates of Paragonite, Phengite and Muscovite s.s. Individual layers are usually less than 50 microns thick. Wide-field backscattered electron images afford instantaneous technique of observing the distribution of paragonite in the « white » micas.

INTRODUCTION

Dans les descriptions pétrographiques courantes des roches métamorphiques, les micas blancs sont très souvent décrits comme muscovite, sans que des critères positifs ne viennent confirmer l'absence de phengite, de paragonite, de margarite ou de pyrophyllite.

A la suite des observations optiques et des données chimiques de SCHMIDT (1891) concernant les micas blancs des gneiss de l'Adula, la présence d'un faible pléochroïsme vert pâle et d'un petit angle 2V ont amené les géologues alpins à distinguer la phengite ou la muscovite phengitique de la muscovite s.s. Parmi ceux-ci, MICHEL (1953), BEARTH (1959), VAN DER PLAS (1959), CAILLÈRE et MICHARD (1962), PREISINGER (1965), EXNER (1965), GRAESER et NIGGLI (1967) montrent effectivement le caractère plus siliceux et plus ferro-magnésien de certains micas blancs des métamorphites alpines ; ils confirment ainsi le bien-fondé de cette distinction. La présence de cette variété de muscovite a été également signalée en Écosse (LAMBERT, 1959 ; McNAMARA, 1965 ; BUTLER, 1967), au Japon (KANEHIRA et BANNO, 1960 ; MIYASHIRO, 1962 ; ERNST, 1964) et en Bretagne (VELDE, 1967).

Une étude à la microsonde électronique a permis en outre à CRAWFORD (1966) et BROWN (1967) de montrer que les muscovites s.l. de certains schistes du Vermont (U.S.A.), du South Westland (N.Z.) et de l'Eastern Otago (N.Z.) ne sont pas homogènes. Au sein d'un même grain de mica blanc, la composition chimique varie entre un pôle plus riche en Si, Mg, Fe (phengitique) et un pôle plus riche en Al, Ti (muscovitique).

(\*) Communication présentée durant la séance du 3 décembre 1968. Manuscrit déposé le 14 décembre 1968.

(\*\*) Université de Louvain, Institut de Géologie, Laboratoire de Pétrographie, 6, rue Saint-Michel, Louvain, Belgique.

La paragonite quant à elle peut être distinguée de la muscovite s.l. par son spectre de diffraction au R-X. HARDER (1956) signale sa présence dans plusieurs régions des Alpes et la trouve presque toujours associée à la muscovite s.l. C'est ce que mettent en évidence également les travaux de ROSENFELD (1956), ROSENFELD, THOMPSON et ZEN (1958), ZEN et ALBEE (1964) et ALBEE (1965) dans le Vermont (U.S.A.), de McNAMARA (1963) en Écosse, de VELDE (1967) en Bretagne, de BEARTH (1963) et de ZEN, ROSS et BEARTH (1964) dans les Alpes Penniques.

Le mode d'association de la paragonite avec la muscovite a été précisé par ALBEE et CHODOS (1965), qui ont étudié au moyen de la microsonde les micas blancs d'un schiste à muscovite et paragonite du Vermont. Ils montrent que ces deux minéraux sont intimement associés ; les lamelles de paragonite ont une épaisseur qui varie de 1 à 40 microns.

Nous voudrions présenter ici l'observation nouvelle de l'association intime de paragonite, de muscovite et de phengite, dans un micaschiste alpin de la zone du Mont-Rose (Alpes Penniques Italiennes). Les propriétés optiques de ces trois minéraux sont si voisines qu'on ne peut les distinguer sous le microscope ; la *séparation magnétique* et la *diffraction* ont permis de soupçonner l'hétérogénéité de ces lamelles dont la *microsonde* a démontré la nature.

#### CADRE GÉOLOGIQUE

Le micaschiste à grenat (VA 281), dans lequel les micas blancs ont été étudiés, a été recueilli à Vanzone (Valle Anzasca, Prov. de Novara, Italie), en amont du lieu-dit Pontpertus, sur la rive gauche du Torrente Anza (Coord : 4°21'40" W par rapport au méridien de Rome — 45°58'27" N). Il appartient à la zone du Mont-Rose, plus précisément à la bande de micaschistes et paragneiss à métamorphisme alpin prédominant (« Grossere alpinmetamorphe paragneisszone » de BEARTH, 1957), comprise entre les « gneiss de Macugnaga » au sud et le « Complexe Pozzuoli » au nord (BEARTH, 1952 et 1957). Les paragenèses alpines rencontrées dans cette région sont compatibles avec celles du sous-faciès à Quartz-Albite-Epidote-Almandin du faciès des Schistes Verts (WINKLER, 1967, p. 101). La paragenèse minérale de ce micaschiste est : Quartz-Mica blanc-Biotite-Grenat-Chlorite-Plagioclase. Accessoirement, nous trouvons de la pistacite, de l'apatite, du rutile et de l'ilménite.

Le *grenat* montre en lame mince une structure zonée, qui exprime un zonage chimique identique à celui que DE BÉTHUNE, LADURON, MARTIN et THEUNISSEN (1968) ont décrit pour les grenats contenus dans deux autres micaschistes à grenat de cette même formation. Il montre parfois une structure « en atoll ». La *biotite* brun-rougeâtre est parfois épitaxique sur les micas blancs. La *chlorite* (teinte d'interférence gris I, All.-) se présente sous forme d'amas de grains qui ne montrent pas d'orientation préférentielle. Le *plagioclase* porphyroblastique montre un zonage inverse ; le centre est constitué d'albite et la périphérie d'oligoclase. Il est toujours poeciloblastique ; les inclusions sont du quartz, des micas blancs, des grenats montrant parfois la structure « en atoll », de la pistacite et du rutile. Le *rutile* ne se trouve que comme inclusion dans le grenat et le plagioclase. L'*ilménite* que l'on trouve ailleurs dans la roche entoure parfois un grain de rutile.

Les micas blancs et la biotite ont une orientation préférentielle qui s'exprime macroscopiquement par la foliation de la roche. Certains grains ont cependant une orientation discordante par rapport à cette orientation préférentielle. Le caractère porphyroblastique des plagioclases donne localement naissance à une structure microceillée.

## SÉPARATION DES MICAS BLANCS

Au départ, notre but était de procéder à l'analyse chimique et diffractométrique des micas blancs de ce micaschiste à grenat. A cet effet, l'échantillon fut broyé et tamisé. La fraction granulométrique se situant entre 200 et 100 microns fut retenue pour procéder à la séparation des différents minéraux au moyen du séparateur magnétique et des liqueurs denses. Toutefois lors de la séparation magnétique (Frantz Isodynamic Separator, pente 20°, contre-pente 15°), le mica blanc s'est séparé en plusieurs fractions. Une première fraction magnétique contenant des micas blancs purs fut recueillie dès que l'intensité du courant de l'électro-aimant eut

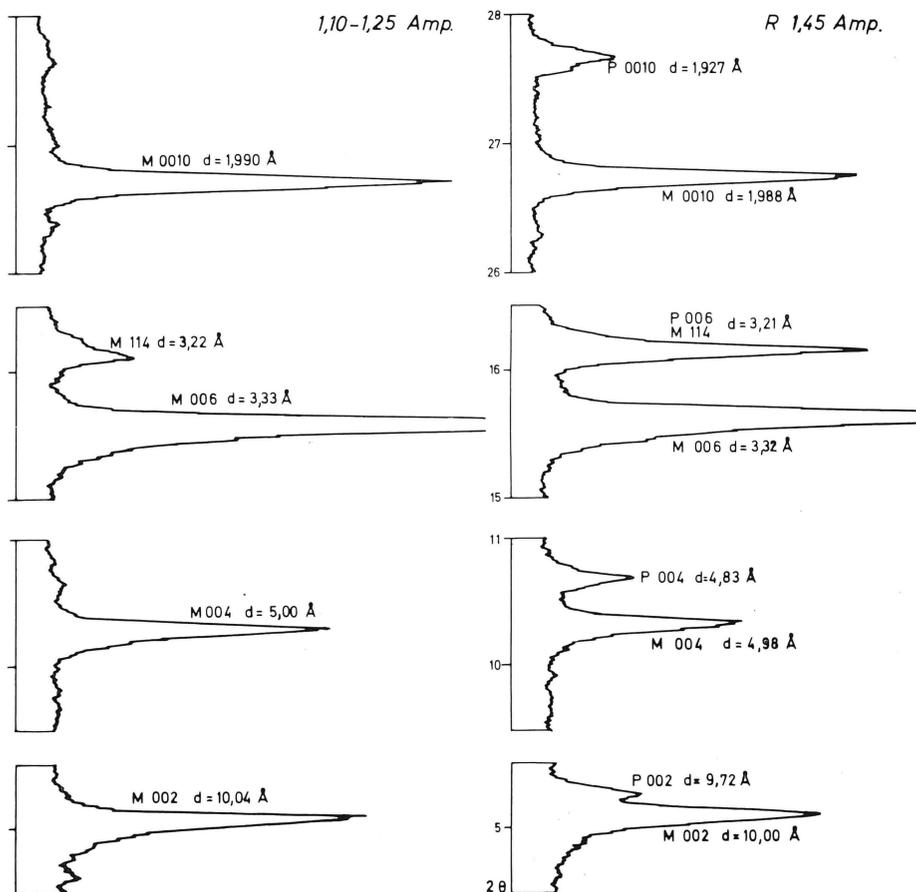


Fig. 1

Pics caractéristiques de diffraction X obtenus pour les micas blancs du micaschiste VA 281 (Radiation  $\text{CoK}_{\alpha}$ ). A gauche, la fraction 1 recueillie dans l'intervalle 1.10-1.25 Amp. A droite, le résidu non-magnétique (fraction 3) recueilli à 1,45 Amp.

Les pics marqués M correspondent à la muscovite s.l., les pics marqués P sont ceux de la paragonite.

dépassé la valeur de 1,10 Amp. Deux fractions magnétiques contenant des micas blancs purs ont ainsi été obtenues dans les intervalles 1,10-1,25 Amp. (fraction 1) et 1,25-1,45 Amp. (fraction 2). Elles furent purifiées de leurs impuretés plus lourdes par séparation au bromoforme. Les micas blancs du résidu non-magnétique (fraction 3) ont été séparés du quartz et du plagioclase, auxquels ils étaient mélangés, dans du bromoforme dilué avec du N,N-Diméthylformamide (HICKLING, CUTTITA et MEYROWITZ, 1961). Un comportement magnétique similaire a été observé avec les micas blancs d'autres de nos échantillons. Il exprime le caractère hétérogène des micas blancs de ces roches ; c'est pourquoi, nous avons renoncé à soumettre les micas blancs du micaschiste VA 281 à l'analyse chimique et avons préféré les étudier par diffraction X et par analyse ponctuelle à la microsonde électronique.

#### DIFFRACTION DES R-X

Les 3 fractions de micas blancs (1, 2 et 3), dont les propriétés magnétiques vont en décroissant, ont été analysées au moyen d'un diffractomètre C.G.R. (Radiation  $\text{CoK}_\alpha$ ). Nous reproduisons dans la fig. 1 les pics caractéristiques enregistrés pour les fractions 1 et 3. Ceux-ci nous montrent que la fraction 1 est constituée uniquement de muscovite s.l. tandis que la fraction 3 contient un mélange de muscovite s.l. et de paragonite. L'intensité des pics, qui ont été obtenus pour la fraction 2 et qui n'ont pas été reproduits, montre que la paragonite ne représente qu'une minime partie de cette fraction. Une observation de GRAESER et NIGGLI (1967, p. 92, Ech. KAW 89) nous permet de soupçonner que la muscovite s.l. de la fraction 1 est de la phengite tandis que celle de la fraction 3 est de la muscovite s.s. Ceci est d'autant plus vraisemblable que l'analyse à la microsonde a révélé la présence de muscovite s.s. et de phengite aux côtés de la paragonite.

#### ANALYSE A LA MICROSONDE

L'étude sous la microsonde (Appareil AMX de la Firme ARL) a été effectuée sur lame mince polie et métallisée au carbone, par traversée, par analyse ponctuelle et par la prise d'images de balayage en électrons rétrodiffusés (E) et R-X (K, Na, Fe). Le travail a été conduit à courant de sonde constant sous 15 et 20 KV, avec des courants d'échantillon de 3 et  $8.10^{-8}$  ampères et avec un cristal de LiF pour Fe, de ADP pour Si, Al et K et de KAP pour Mg, Al et Na.

Les *traversées* (fig. 2) ont été faites en déplaçant l'échantillon au moyen d'un moteur lent (vitesse de 13,3 microns par minute) ; l'enregistrement étant réalisé à la vitesse de 3 cm à la minute.

Pour les *analyses ponctuelles*, deux éléments ont toujours été mesurés simultanément avec comptage pendant 10 ou 20 sec. Pour éviter tout dommage des micas blancs contenant du sodium, les mesures ont été conduites avec un point d'impact de la sonde notablement élargi (10 à 20 microns) par rapport au pouvoir de résolution le meilleur qui est de l'ordre de grandeur du micron. Le tableau I indique les témoins qui ont été choisis pour chaque oxyde. On a choisi par exemple une albite pour le sodium ou une biotite pour le Fe et le Mg, parce que ces éléments n'existent pas en concentration suffisamment grande dans la muscovite témoin. Les comptages ont été corrigés pour le bruit de fond et pour l'absorption. Pour cette dernière correction, on a utilisé les coefficients de HEINRICH (1966) et la formule bien connue de PHILIBERT (1963), dans laquelle le coefficient de Lenard  $\sigma_{\text{eff}}$  suit l'expression suivante

$$\sigma_{\text{eff}} = 2,39 \times 10^5 / (V_0^{1,5} - V_c^{1,5})$$

Des calculs de correction pour le « temps mort », la fluorescence et le nombre atomique ont montré que ces trois corrections sont petites et négligeables. Pour la plupart des éléments, la précision peut être évaluée à 10 % près de la quantité présente. Pour le K et le Na, cette précision, qui est plus faible, est difficilement estimable. Les résultats présentés au tableau I montrent qu'ils sont comparables à ceux par exemple de ALBEE et CHODOS (1965). Les formules de structure qui ont été calculées sont d'autre part très acceptables.

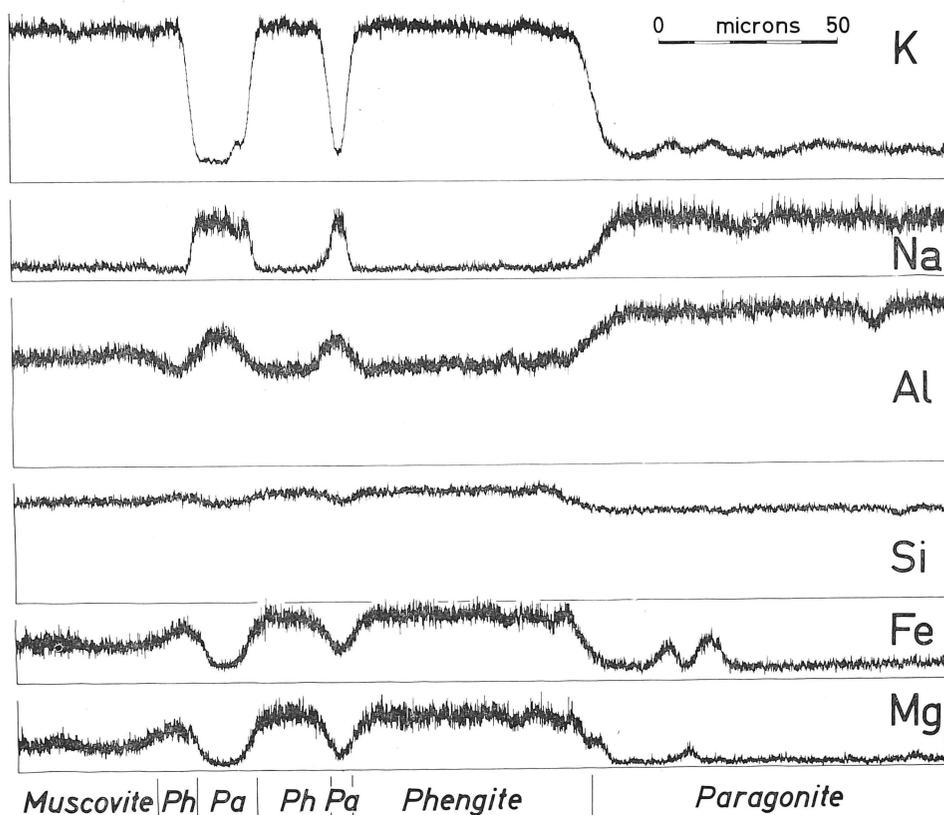


Fig. 2

Profils réalisés au travers d'une plage de micas blancs dans le micaschiste à grenat VA 281, pour le K, Na, Al, Si, Fe, Mg. Ces profils furent faits parallèlement les uns aux autres. Le léger décalage entre les traversées explique certaines variations observées pour un élément, et pas pour les autres éléments.

Des *images de balayage* pour les électrons rétrodiffusés (E) et pour les R-X (Na, K, Fe) sont reproduites dans la planche I. Ainsi que les images de rétrodiffusion électronique (E) le montrent, la microsonde permet de détecter instantanément la paragonite dans un agrégat de micas blancs. Il suffit de déplacer l'échantillon balayé électroniquement et, après avoir ajusté finement le « bias » de l'amplificateur de sortie du détecteur à électrons rétrodiffusés, d'observer sur l'écran oscilloscopique la distribution des cristaux de paragonite (sombre) par rapport à la muscovite

(claire). A notre connaissance cette technique d'identification des micas n'a pas encore été signalée. Les images X en Na nous donnent également le même résultat ; il faut remarquer toutefois que celles-ci ne sont pas visibles directement sur l'oscilloscope et que pour obtenir la photo, il faut un temps d'exposition assez long (une heure environ). De plus, pour les images en électrons rétrodiffusés il n'existe pratiquement aucune limitation pour la grandeur du champ ; ainsi à 20 KV, on peut obtenir des images jusqu'à 1,6 mm de côté, tandis que pour l'image Na de 200 microns de côté, on peut déjà remarquer une légère chute d'intensité sur le bord inférieur de l'image (1 Na), due à la défocalisation des rayons X par rapport au cristal analyseur KAP.

TABLEAU I

	A	B	C	D	E
SiO <sub>2</sub>	48,0 (B)	51,5 (B)	45,1 (M)	46,5	44,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,8 (M)	30,1 (M)	38,2 (M)	34,7	40,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,4 (B)	2,4 (B)	0,3 (M)	1,64	0,28
MgO	1,3 (B)	3,3 (B)	0,1 (M)	0,80	0,05
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	0,006	0,25
Na <sub>2</sub> O	0,9 (A)	0,3 (A)	6,2 (A)	1,04	7,01
K <sub>2</sub> O	8,8 (B)	9,0 (B)	0,6 (M)	9,54	0,82
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	(4,5)	(4,5)	(4,5)	(4,5)	(4,5)
Total	(97,7)	(101,1)	(95,0)	(98,726)	(97,21)

Formule structurale : (O,OH) = 24

Si	6,43	6,68	6,02	6,22	5,80
Al	1,57	1,32	1,98	1,78	2,20
Al	3,60	3,27	4,03	3,68	4,05
Fe	0,14	0,23	0,03	0,16	0,03
Mg	0,27	0,66	0,02	0,16	0,01
Na	0,24	0,08	1,60	0,27	1,79
K	1,51	1,49	0,10	1,62	0,14
Ca					0,03
OH	4,01	3,89	4,01	4,01	3,92

Analyses ponctuelles réalisées à la microsonde électronique sur les micas blancs du micaschiste à grenat VA 281. Les témoins utilisés sont une muscovite (M), une biotite (B) et une albite (A). A titre de comparaison, sont reprises les analyses d'une muscovite et d'une paragonite réalisées au moyen de la même technique par ALBEE et CHODOS (1965). Les formules structurales furent calculées sur base de 24 (O,OH) et en admettant l'hypothèse H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> = 4,5 %.

A = Muscovite (s.s.) Ech. VA 281  
 B = Phengite »  
 C = Paragonite »  
 D = Muscovite (Albee et Chodos 1965)  
 E = Paragonite »

Un *profilage* sur une distance de 260 microns perpendiculaire au clivage des micas blancs, fait apparaître des lamelles alternantes de paragonite, muscovite s.s. et phengite (fig. 2). La paragonite est caractérisée par la présence de Na, par l'absence de K, Fe et Mg, par une teneur en Si légèrement inférieure à celles de la muscovite et de la phengite et par une concentration en Al nettement plus élevée par rapport à ces deux derniers minéraux. Le mica potassique est représenté par deux variétés, toutes deux pauvres en Na, qui se différencient par leur teneur en Fe, Mg, Si et Al. Dans la phengite, les teneurs en Fe, Mg, Si sont plus élevées que dans la muscovite s.s. tandis que la teneur en Al y est plus basse.

Ces observations sont confirmées par des *analyses ponctuelles* effectuées sur les grains les plus larges de ce profil ; les résultats de ces analyses sont repris au tableau I. On remarquera que l'analyse A répond au critère fixé par GRAESER et NIGGLI (1967) pour définir la muscovite s.s. tandis que l'analyse B est celle d'une phengite.

Des *images par balayage* aux environs du profil de la figure 2, ont été réalisées pour mettre en évidence la distribution de ces 3 minéraux (Planche I). Les images 1K et 1Na montrent, dans un champ de 200 microns de côté, la distribution de la paragonite en lamelles dans la muscovite s.l. Sur l'image 1Fe de la même plage, on peut voir dans la muscovite s.l. la juxtaposition de lamelles plus ou moins riches en fer. Dans une image Mg non-reproduite, nous avons pu observer le même phénomène. Ces deux dernières images permettent d'identifier la distribution relative de la phengite et de la muscovite s.s. L'image 1E de la rétrodiffusion électronique montre, comme nous l'avons signalé plus haut, que la différence de pouvoir de rétrodiffusion de la paragonite (en gris foncé) et de la muscovite s.l. (en gris clair) est suffisamment grande pour servir de diagnostic rapide des deux minéraux et pour mettre en évidence, s'ils sont effectivement présents, leur mode d'association. Celui-ci est également visible sur l'image 2E, qui se rapporte à une plage de 400 microns de côté et sur laquelle sont superposés un profil de K (en blanc) et un profil de Na (en noir). L'image 3E qui se rapporte à une plage de 800 microns de côté met également en évidence le contraste entre les deux minéraux.

Le profil et les images par balayage illustrent donc bien que la paragonite, la muscovite s.s. et la phengite s'interpénètrent mutuellement. L'épaisseur des lamelles de ces trois micas est variable ; ainsi, l'épaisseur des lamelles de paragonite peut varier de quelques microns à quelques dizaines de microns. Cette observation est tout à fait semblable à celle faite par ALBEE et CHODOS (1965).

#### DISCUSSION DES RÉSULTATS

Dans la description faite ci-dessus, nous avons implicitement supposé que le mica potassique présent dans ce micaschiste à grenat est représenté par deux phases à composition bien définie. Les résultats de CRAWFORD (1966) suggèrent également une telle interprétation, tandis que BROWN (1967) conclut à une variation continue de la composition chimique des micas blancs du Eastern Otago. Il faut cependant remarquer que, si deux micas de composition différente forment un empilement dont les différentes lamelles ont une épaisseur variable, mais inférieure au pouvoir de résolution de la microsonde, le résultat de l'analyse par profilage ou par pointés successifs sera identique à celui obtenu pour un minéral dont la composition chimique varierait de manière continue. Ainsi, dans le profil de la figure 2, l'épaisseur d'un des grains de paragonite n'est pas assez grande pour permettre un enregistrement minimum en Fe identique à celui des autres grains. Certaines irrégularités dans les profils de la figure 2, autres que celles dues au fait que les profils pour les six éléments ont

été réalisés les uns à côté des autres, sont vraisemblablement de même nature. Cette remarque rejoint celle de ALBEE et CHODOS (1965) à propos des grains dont la dimension est inférieure à celle du volume effectivement analysé. Nous croyons donc pouvoir considérer que le mica potassique de ce micaschiste alpin est bien constitué de deux phases distinctes : une muscovite s.s. et une phengite.

La coexistence de ces deux minéraux implique-t-elle un hiatus dans la solution solide entre la muscovite et la phengite aux conditions P et T du métamorphisme alpin? Dans ce cas, ces deux micas seraient en équilibre. Ou bien doit-on considérer que l'un des deux minéraux est relique d'une phase de cristallisation antérieure.

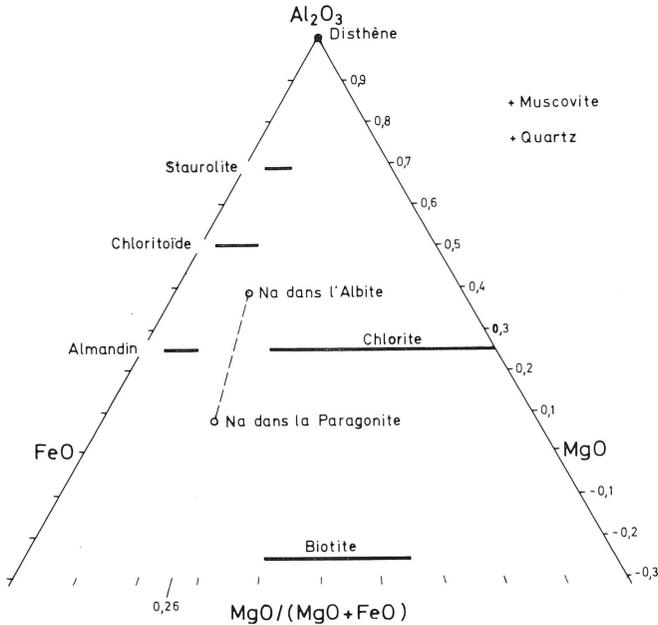


Fig. 3

Diagramme AFM (THOMPSON, 1958) dans lequel sont indiqués les points représentatifs de la composition de la roche si l'on considère que le  $Na_2O$  entre, soit dans la molécule « albite » du plagioclase, soit dans la paragonite.

Dans ce cas, soit la muscovite, soit la phengite doit être considérée comme une phase métastable ou instable. S'il en était ainsi, la variation des conditions P et T entre les deux phases de cristallisation pourrait être estimée en considérant la teneur en  $Si^{4+}$  de ces deux micas à la lumière des résultats expérimentaux de VELDE (1965 et 1967). Aucune donnée ne nous permet actuellement de confirmer ou d'infirmer l'une ou l'autre de ces deux hypothèses.

Si l'on se réfère à la littérature, le minéral que l'on trouve presque toujours associé à la paragonite est la muscovite s.l. Par contre, l'association paragonite-biotite avec du grenat et de la chlorite est considérée comme rare et pose donc un problème ; ainsi, HARDER (1956) ne la signale que quelques fois. En effet, une teneur relative en  $Al_2O_3$  assez élevée est nécessaire pour l'apparition de la paragonite. Ainsi une composition chimique globale située dans le diagramme AFM (THOMPSON, 1958) en dessous de la ligne reliant la chlorite au grenat ne permet généralement

pas l'apparition de la paragonite (GUIDOTTI, 1968). Comme l'association minérale du micaschiste à grenat VA 281 est située en dessous du joint grenat-chlorite, la présence de paragonite paraît donc étrange. Si, à partir de l'analyse chimique de la roche (Tableau II), nous calculons les paramètres AFM en considérant que le  $\text{Na}_2\text{O}$  forme uniquement la molécule « albite » du plagioclase, nous trouvons que le point représentatif de la composition chimique de la roche dans le diagramme AFM tombe au-dessus du joint grenat-chlorite (fig. 3). Si, par contre, nous considérons que tout le  $\text{Na}_2\text{O}$  forme de la paragonite, le point représentatif de la composition chimique de la roche se situe dans le triangle grenat-chlorite-biotite. En fait, la coexistence de la paragonite et de l'albite dans ce micaschiste fait que le point représentatif de la composition chimique de la roche dans le diagramme AFM se situe effectivement quelque part sur la droite reliant les deux points calculés, vraisemblablement en dessous du joint grenat-chlorite. Toutefois, les résultats du calcul des paramètres AFM sont en contradiction avec les observations faites par ALBEE (1965). Cet auteur a en effet pu observer :

1. que la paire paragonite-albite ne se rencontre qu'avec le grenat et la chlorite,
2. que la paragonite seule n'apparaît qu'au-dessus du joint grenat-chlorite,
3. que l'albite seule n'est présente qu'en dessous de ce joint.

Il résulte de ces données que le point représentatif dans le diagramme AFM de la composition chimique du micaschiste VA 281, ne pourrait se situer que sur le joint grenat-chlorite puisque ce micaschiste contient la paire paragonite-albite. Dans ce cas, il faudrait considérer que la présence de biotite n'est pas compatible

TABLEAU II

	VA 281	
$\text{SiO}_2$	62,24	
$\text{TiO}_2$	1,10	$\text{Na}_2\text{O} = \text{Albite}$
$\text{Al}_2\text{O}_3$	19,30	$A' = 50,6$
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,19	$K = 13,0$
$\text{FeO}$	5,25	$F = 36,2$
$\text{MnO}$	0,16	$A = 0,39$
$\text{MgO}$	0,85	$M/F = 0,26$
$\text{CaO}$	0,50	
$\text{Na}_2\text{O}$	1,80	$\text{Na}_2\text{O} = \text{Paragonite}$
$\text{K}_2\text{O}$	3,25	$A' = 36,9$
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,15	$K = 16,7$
$\text{H}_2\text{O}^+$	2,65	$F = 46,5$
$\text{H}_2\text{O}^-$	0,06	$A = 0,08$
Total	99,50	$M/F = 0,26$

Analyse chimique globale du micaschiste à grenat VA 281. (Laboratoire de Traitement des Minerais, Professeur J. DE CUYPER — Institut de Métallurgie — Université de Louvain).

Les paramètres A'KF et AFM furent calculés en considérant d'une part que le  $\text{Na}_2\text{O}$  entre dans la molécule « albite » du plagioclase et d'autre part qu'il forme de la paragonite.

avec les autres minéraux. D'autre part, il se pourrait aussi que la biotite soit en équilibre avec le grenat et la chlorite ; cela signifierait alors que la paragonite ne serait pas stable dans l'association minérale de ce micaschiste. En fait, les observations microscopiques ne montrent pas d'évidence texturale de déséquilibre ; il faut toutefois se demander s'il s'agit d'une preuve suffisante d'équilibre physico-chimique entre les minéraux présents dans la roche.

#### CONCLUSIONS

Cette étude nous montre en définitive que dans notre roche l'interpénétration des micas blancs (paragonite, muscovite s.s. et phengite) peut être si intime qu'il est illusoire d'essayer d'obtenir des concentrés purs de ces différentes phases minérales pour les analyser chimiquement ; seule l'analyse ponctuelle par la microsonde se révèle la technique d'étude adaptée. L'obtention d'images pour les électrons rétrodiffusés est même un moyen particulièrement facile d'identification de la paragonite. Cette étude nous montre aussi que l'hypothèse d'un équilibre chimique entre phases minérales, basé sur l'aspect textural peut être fallacieuse, puisqu'un « mica blanc » apparemment homogène est constitué en réalité de trois minéraux distincts dont il est difficile de dire s'ils sont mutuellement en équilibre ou en réaction.

#### REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier tout particulièrement le Professeur P. DE BÉTHUNE des encouragements qu'il nous a prodigués durant cette étude et d'avoir bien voulu lire et critiquer notre manuscrit.

Notre gratitude s'adresse également au FONDS DE LA RECHERCHE FONDAMENTALE COLLECTIVE pour l'appui qu'il a apporté au laboratoire.

Monsieur J. VERKAEREN (Laboratoire de Minéralogie, Prof. J. Moreau) a réalisé pour nous les diffractogrammes de R-X, Monsieur le Professeur J. FRIPIAT nous a procuré la biotite et la muscovite qui nous ont servi de témoin et le Laboratoire du Professeur J. DE CUYPER a bien voulu faire l'analyse chimique du micaschiste VA 281. Qu'ils en soient vivement remerciés.

*Laboratoire de Pétrographie  
Université de Louvain*

#### BIBLIOGRAPHIE

- ALBEE, A. L., 1965. — Phase Equilibria in three Assemblages of Kyanite-Zone Pelitic Schists, Lincoln Mountain Quadrangle, Central Vermont. *Jour. Petrol.*, 6, pp. 246-301.
- ALBEE, A. L. and CHODOS, A. A., 1965. — Microprobe Analysis of Interlayered Muscovite and Paragonite, Lincoln Mountain Quadrangle, Vermont. *Geol. Soc. Am. Special Papers*, nr 87, p. 2.
- BEARTH, P., 1952. — Geologie und Petrographie des Monte-Rosa. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N. F. 96.
- BEARTH, P., 1957. — Die Umbiegung von Vanzone (Valle Anzasca). *Eclogae geol. Helv.*, 50, pp. 161-170.
- BEARTH, P., 1959. — Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 39, pp. 267-286.
- BEARTH, P., 1963. — Chloritoid und Paragonit aus der Ophiolit-Zone von Zermatt-Saas Fee. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 43, pp. 269-286.
- BROWN, E. H., 1967. — The greenschist facies in part of Eastern Otago, New Zealand. *Contr. Mineral and Petrol.*, 14, pp. 259-292.

- BUTLER, B. C. M., 1967. — Chemical study of minerals from the Moine Schists of the Ardnamurchan Area, Argyllshire, Scotland. *Jour. Petrol.*, 8, pp. 233-267.
- CAILLÈRE, S. et MICHARD, A., 1962. — Étude de quelques muscovites phengitiques provenant des Alpes cottiennes sud-orientales. 87<sup>e</sup> Congrès des Sociétés savantes, Poitiers, pp. 567-571.
- CRAWFORD, M. L., 1966. — Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont, U.S.A., and South Westland, New Zealand, with inferences about the peristerite solvus. *Contr. Mineral and Petrol.*, 13, pp. 269-294.
- DE BÉTHUNE, P., LADURON, D., MARTIN, H. et THEUNISSEN, K., 1968. — Grenats zonés de la zone du Mont-Rose (Valle Anzasca, Prov. de Novara, Italie). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 48, pp. 437-454.
- ERNST, W. G., 1963. — Significance of phengitic micas from low-grade schists. *Am. Mineral.*, 48, pp. 1357-1373.
- ERNST, W. G., 1964. — Petrochemical study of coexisting minerals from low-grade schists, Eastern Shikoku, Japan. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 28, pp. 1631-1668.
- EXNER, C., 1965. — Phengit in Gesteinen der östlichen Hohen Tauern. *Carinthia II*, 75, pp. 80-89.
- GRAESER, S. und NIGGLI, E., 1967. — Zur Verbreitung der Phengite in den Schweizer Alpen ; ein Beitrag zur Zoneographie der Alpinen Metamorphose. *Étages Tectoniques* (Neuchâtel), pp. 89-104.
- GUIDOTTI, C. V., 1968. — On the relative scarcity of paragonite. *Am. Mineral.*, 53, pp. 963-974.
- HARDER, H., 1956. — Untersuchungen an Paragoniten und an natriumhaltigen Muskoviten. *Heidelberger Beitr. Min. Petr.*, 5, pp. 227-271.
- HEINRICH, K. F. J., 1966. — X-Ray Absorption Uncertainty. In : « The Electron Microprobe » (T. D. McKinley, K. F. J. Heinrich and D. B. Wittry), John Wiley and Sons, Inc., New-York, pp. 296-377.
- HICKLING, N., CUTTITA, F., and MEYROWITZ, R., 1961. — N, N-Dimethylformamide, a new diluent for Bromoform used as a heavy liquid. *Am. Mineral.*, 46, pp. 1502-1503.
- KANEHIRA, K. and BANNO, S., 1960. — Ferriphengite and Aegirinejadeite in a Crystalline Schist of The Iimori District, Kii Peninsula. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 66, pp. 654-659.
- LAMBERT, R. St. J., 1959. — The mineralogy and metamorphism of the Moine Schists of the Morar and Knoydart districts of Inverness-shire. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 63, pp. 553-588.
- McNAMARA, M. J., 1963. — Paragonite from the Dalradian. *Nature*, 197, p. 1193.
- McNAMARA, M. J., 1965. — The lower greenschist facies in the Scottish Highlands. *Geol. Fören. i. Stockholm Forh.*, 87, pp. 347-389.
- MICHEL, R., 1953. — Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes Franco-Italiennes). *Sc. de la Terre*, 1, n° 3-4, 290 pp.
- MIYASHIRO, A., 1962. — Notes on Rock-forming Minerals. (22) Common occurrence of Muscovite rich in Iron and Magnesium in Glaucophanitic Metamorphic Terrains. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 68, pp. 234-235.
- PHILIBERT, J., 1963. — A method for Calculating the absorption correction in Electron-Probe Microanalysis. In : « X-Ray Optics and X-Ray Microanalysis » (H. H. Pattee, V. E. Cosslett and A. Engström, eds). Academic Press Inc., New-York, pp. 379-392.
- PLAS, L. VAN DER, 1959. — Petrology of the northern Adula region, Switzerland. *Leidse Geol. Med.*, 24, pp. 415-602.
- PREISINGER, A., 1965. — Phengitschiefer aus den Hohen Tauern. *Anzeig. Österr. Akad. Wiss.*, m.-n. Kl., nr 10, pp. 221-223.
- ROSENFELD, J. L., 1956. — Paragonite in the Schist of Gleber Mountain, Southern Vermont. *Am. Mineral.*, 41, pp. 144-147.
- ROSENFELD, J. L., THOMPSON, J. B. and ZEN, E.-An., 1958. — Data on coexistent muscovite and paragonite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 69, p. 1637.
- SCHMIDT, C., 1891. — Die gesteine der Adula Massivs. *Mat. Carte Geol. Suisse*, 25, 32 p.
- THOMPSON, J. B., 1957. — The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Am. Mineral.*, 42, pp. 842-858.

- VELDE, B., 1965. — Phengite micas : synthesis, stability and natural occurrence. *Am. Jour. Sci.*, 263, pp. 886-913.
- VELDE, B., 1967. — Si<sup>4+</sup> Content of Natural Phengites. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 14, pp. 250-258.
- WINKLER, H. G. F., 1967. — Petrogenesis of Metamorphic Rocks (Revised Second Edition). Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New-York.
- ZEN, E-An., ROSS, M. and BEARTH, P., 1964. — Paragonite from Täsch Valley near Zermatt, Switzerland. *Am. Mineral.*, 49, pp. 183-190.
- ZEN, E-An. and ALBEE, A. L., 1964. — Coexistent muscovite and paragonite in pelitic schists. *Am. Mineral.*, 49, pp. 904-925.

## PLANCHE I

Images de balayage obtenues à la microsonde électronique dans une plage de micas blancs du micaschiste à grenat (VA 281).

1. Images obtenues pour le K, le Na et le Fe (raie K<sub>α</sub> des éléments) et pour la rétrodiffusion électronique (1E) dans un champ de 200 × 200 microns.

Les images de distribution du potassium (1K) et du sodium (1Na) mettent en évidence l'interpénétration de la muscovite (s.l.) et de la paragonite. Sur l'image de répartition du fer (1Fe) on peut observer que le mica potassique est hétérogène en fer, ce qui exprime la présence de phengite et de muscovite s.s. Les petits grains qui apparaissent en blanc sont vraisemblablement des petites paillettes de biotite. L'image de rétrodiffusion électronique (1E) montre très bien la différence de pouvoir de rétrodiffusion entre la muscovite s.l. (gris clair) et la paragonite (gris foncé). Les grains les plus blancs sont de même nature que les grains les plus ferreux de l'image Fe.

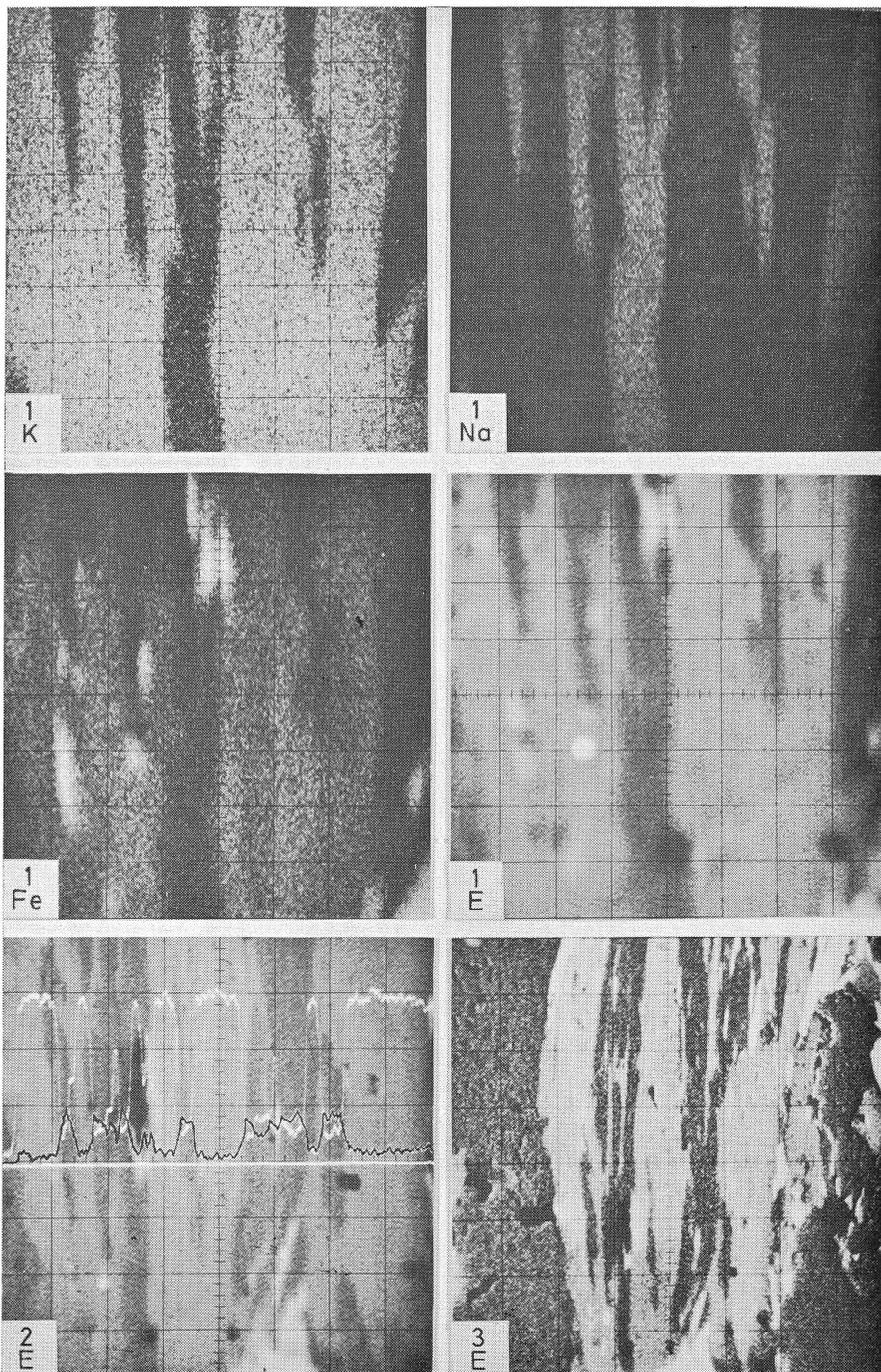
2. Image de rétrodiffusion électronique pour un champ de 400 × 400 microns (2E).

On voit clairement la correspondance entre le pouvoir de rétrodiffusion électronique et la nature du mica blanc grâce aux profils oscilloscopiques réalisés pour le K (en blanc) et pour le Na (en noir) perpendiculairement aux clivages des micas suivant le trait blanc horizontal. Le champ de l'image 1E est visible dans la moitié gauche de la partie inférieure de la photo. Le grain blanc situé en bas de la photo est de l'ilménite.

3. Image de rétrodiffusion électronique pour un champ de 800 × 800 microns (3E).

L'interpénétration de la paragonite et de la muscovite s.l. apparaît très clairement dans la partie médiane de l'image. Les parties gauche et droite (gris foncé) sont constituées de quartz. Les minéraux présentant un pouvoir de rétrodiffusion plus élevé que la muscovite s.l. sont de la biotite (en paillettes allongées) et de l'ilménite (le grand grain au bas de l'image). Dans la partie médiane du bas de l'image la tache de contamination résultant des très nombreux balayages nécessaires à l'obtention des images 1 et 2 est visible sur la muscovite.

PLANCHE I



## DISCUSSION

A. BEUGNIES : Les critères classiques d'identification d'une phengite ont trait essentiellement à la structure (mise en évidence des structures 2M, 1M ou 3T) et à la composition chimique (notamment la valeur du rapport  $\frac{\text{Si}}{\text{Al}}$  et la présence de Mg). Toutefois, pour mettre en évidence les structures 2M, 1M ou 3T à l'aide d'une analyse diffractométrique de rayons X il est absolument nécessaire d'opérer dans les conditions optima de sensibilité du diffractomètre sinon les pics caractéristiques ne sont pas dégagés du « bruit de fond ».

Il est cependant actuellement possible d'identifier une phengite par la mesure de certaines grandeurs optiques notamment l'angle  $2V$ , l'indice principal  $N_g$  et surtout la biabsorbance en lumière monochromatique (plus particulièrement en lumière bleue) qui permet de caractériser le pléochroïsme.

En ce qui concerne les relations entre la muscovite et les phengites, on peut actuellement faire état d'un domaine d'existence des phengites à l'intérieur d'un diagramme triangulaire dont l'un des pôles est occupé par la muscovite. Il y a passage graduel des phengites aux muscovites dont le domaine est limité au voisinage immédiat de la muscovite théorique. La seule discontinuité probable à l'intérieur du domaine phengitique marquerait la distinction entre les phengites 2M ou 1M et les phengites 3T.

Relativement à la genèse des phengites dans les séquences métamorphiques, on peut affirmer que les paragenèses phengitiques s'étendent depuis l'épizone supérieure jusqu'à la mésozone moyenne. Une meilleure connaissance des phengites permettrait sans doute d'y établir une zonéographie plus fine. Toutefois, pour mettre en évidence ce rôle particulier des phengites, il faudrait préalablement procéder à l'étude systématique de l'évolution chimique des phengites dans des faciès métamorphiques bien connus et relativement simples. Il ne semble pas a priori que la région du Mont-Rose réalise les conditions favorables à une telle étude.

Au sujet de la genèse de la paragonite, il ne faut pas exclure a priori les effets d'une action alcaline postérieure au métamorphisme strictement ectinitique, en relation avec la montée d'un front sodique comme cela s'est produit dans certaines régions du domaine alpin (Massif du Grand Paradis).

D. LADURON : Les méthodes d'étude préconisées par M. Beugnies ne sont applicables qu'à des lamelles homogènes. Dans les roches que nous avons étudiées, les trois minéraux sont parfois interpénétrés en feuillets de quelques microns ; la microsonde nous paraît être, actuellement, le seul moyen de connaître leur composition chimique et leur mode d'association.