

# Caractéristiques et métamorphisme des phyllosilicates dans la partie occidentale de la "super" nappe du Grand St-Bernard (Val d'Aoste et Valais)

Autor(en): **Thélin, Philippe / Gouffon, Yves / Allimann, Michel**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles**

Band (Jahr): **83 (1994-1995)**

Heft 2

PDF erstellt am: **21.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-280523>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.



## Caractéristiques et métamorphisme des phyllosilicates dans la partie occidentale de la «super» nappe du Grand St-Bernard (Val d'Aoste et Valais)

par

Philippe THÉLIN<sup>1</sup>, Yves GOUFFON<sup>2</sup> et Michel ALLIMANN<sup>3</sup>

*Abstract.*—THÉLIN P., GOUFFON Y., ALLIMANN M., 1994. Characteristics and metamorphism of sheet silicates in the occidental range of the Grand Saint-Bernard «super» nappe. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat* 83.2: 93-145.

The present study of sheet silicates (white micas and chlorites) in the Grand St-Bernard «super» nappe refers to two areas, one in the Aosta Valley (the Mont Fallère region, Italy) and the other in the Valais (the Métailler region, Switzerland). It follows detailed geological investigations and includes over 200 XRD analyses. The study of the chlorites does not allow the definition of a metamorphic event, but it may, however, help to distinguish polymetamorphic and monometamorphic basements. On the other hand, white micas provide geobarometric data from the different monometamorphic basements and confirm in particular the existence of HP relicts in all the units of the Mont Fort nappe (high RM and  $b_0$ , 3T polytypes, systematic presence of paragonite). Moreover, their crystal chemistry confirm suspected geological structures (cf. the Mille zone) or help to define new ones (cf. the La Ly zone). These properties are not significant as long as the geological frame is not sufficiently well understood (cf. the monometamorphic Gran Testa zone) and a fortiori in polymetamorphic basement units (for instance the Ruitor and Siviez zones).

*Key-words:* White micas, chlorite,  $b_0$ -geobarometry, Alpine metamorphism, Western Alps.

<sup>1</sup>Institut de Minéralogie et de Pétrographie, Université de Lausanne, BFSH2, CH-1015 Lausanne.

<sup>2</sup>Service hydrologique et géologique national, Section cartographie géologique, CH-3003 Bern.

<sup>3</sup>CSD Ingénieurs Conseils S.A., chemin de Maillefer 36, CH-1052 Le Mont-sur-Lausanne.

*Résumé.*—THÉLIN P., GOUFFON Y., ALLIMANN M., 1994. Caractéristiques et métamorphisme des phyllosilicates dans la partie occidentale de la «super» nappe du Grand St-Bernard (Val d'Aoste et Valais). *Bull. Soc. vaud. Sc. nat* 83.2: 93-145.

Cette étude des phyllosilicates (micas blancs et chlorites) de la «super» nappe du Grand St-Bernard concerne deux régions, l'une en Val d'Aoste (région du Mont Fallère, Italie) et l'autre en Valais (région du Métailler, Suisse). Elle repose sur une connaissance géologique détaillée et sur plus de 200 analyses XRD. Si l'étude des chlorites ne permet pas de caractériser un événement métamorphique, elle peut cependant aider à distinguer un socle polycyclique d'un socle monocyclique. Par contre, les micas blancs permettent d'évaluer les régimes géobarométriques des différents socles monocycliques, confirmant en particulier l'existence de reliques HP dans toutes les unités de la nappe du Mont Fort (RM et  $b_0$  élevés, polytypes 3T, présence systématique de la paragonite). De plus leurs propriétés cristallographiques confirment des structures géologiques suspectées (cf. zone de Mille) ou en suggèrent de nouvelles (cf. zone de la Ly). Ces propriétés ne sont pas interprétables lorsque la compréhension du cadre géologique n'est pas suffisante (cf. zone monocyclique de Gran Testa) et a fortiori dans les socles polycycliques (par ex. zones du Ruitor et de Siviez).

*Mots-clés:* Micas blancs, chlorite, géobarométrie  $b_0$ , métamorphisme alpin, Alpes Occidentales.

## 1. INTRODUCTION

L'intérêt des géologues alpins s'est généralement porté sur certaines régions ou transversales à l'aspect alléchant. Les corrélations entre ces profils parfois éloignés demeurent souvent ardues à établir. Une comparaison entre le Pennique valaisan et la Vanoise n'est pas des plus faciles et le dessin d'une carte incluant ces deux régions débouche sur de nombreux points d'interrogation. De nouvelles subdivisions tectoniques définies ces dernières années dans les Alpes valaisannes (ALLIMANN 1987, ESCHER 1988) ont pu être prolongées jusqu'au Val d'Aoste (BURRI 1983a et b, GOUFFON 1993). Ces travaux basés sur une cartographie systématique permettent de reprendre l'étude du métamorphisme ayant affecté ces unités, domaine encore très mal connu.

Aussi cette étude se propose-t-elle d'établir, grâce à l'étude des phyllosilicates (micas blancs et chlorites), une double comparaison: a.—entre les roches monocycliques, présumées permo-carbonifères, affleurant en Val d'Aoste (fig. 1 et 2); et b.—entre les roches constitutives de la nappe du Mont Fort affleurant en Val d'Aoste et dans la région du Métailler en Valais (fig. 1 et 3). Les unités concernées sont pour l'essentiel, de la plus externe à la plus interne: la zone Houillère, la nappe des Pontis, la nappe de Siviez-Mischabel et la nappe du Mont Fort. On sait (ESCHER 1988, ESCHER *et al.* 1988, THÉLIN *et al.* 1993) que ces unités correspondent aux nouvelles subdivisions de la «super» nappe du Grand St-Bernard.

Les buts précis de cette étude sont les suivants:

a.—Un épisode de haute pression est soupçonné dans la nappe du Mont Fort. Le recours systématique à la géobarométrie  $b_0$  du mica blanc potassique sur un grand nombre d'échantillons devrait confirmer ou infirmer cette hypothèse pas assez étayée. Des paragenèses relatives à un tel épisode existent également dans la zone du Ruitor (CABY et KIENAST 1989, GOUFFON 1993), mais le polycyclisme de cette zone et le choix de l'échantillonnage ne permet pas d'apporter ici de nouveaux éléments.

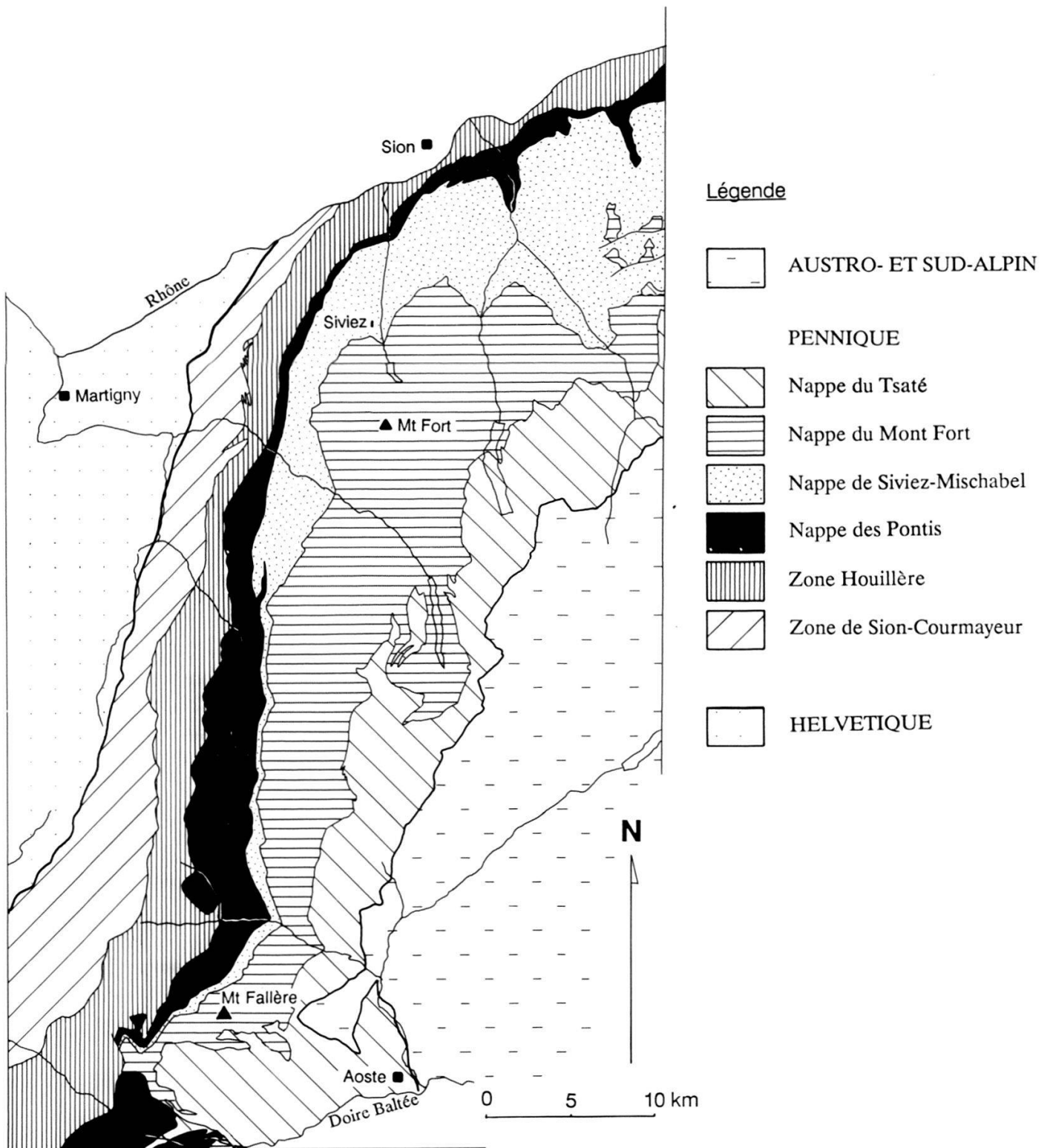
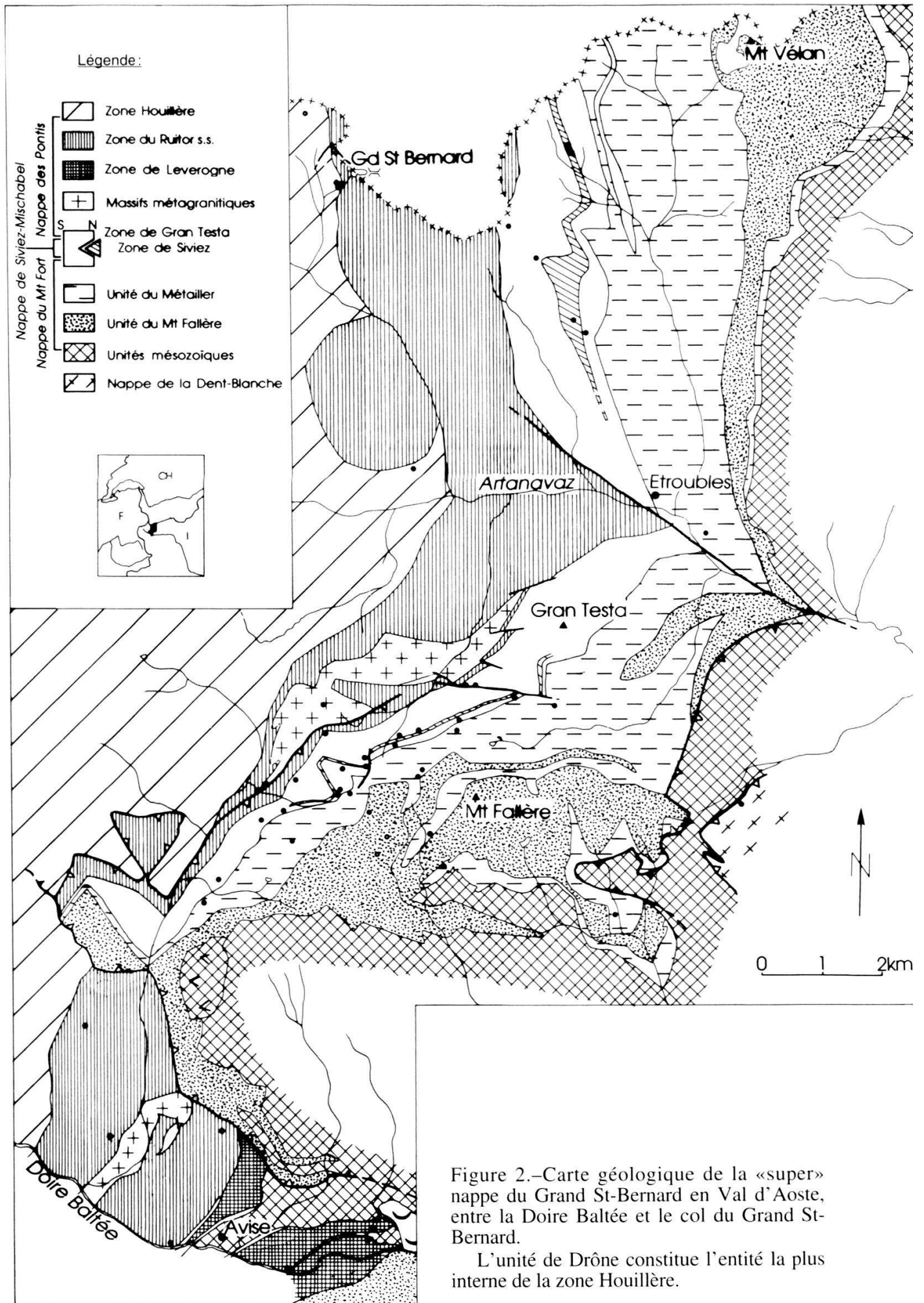


Figure 1.-Situation des unités tectoniques entre Aoste et Sion.





b.—On suppose par contre (BURRI 1983a et b, ESCHER 1988) que cet épisode n'a pas affecté les autres unités, à savoir le socle polycyclique de Siviez ainsi que les unités monocycliques qui lui sont associées, d'âge présumé permo-carbonifère (par ex: zone de Mille et de La Ly). A cet égard, une étude détaillée des paramètres cristallographiques des micas blancs de ces unités s.l. devrait fournir une base de discussion à cette hypothèse. De plus il sera intéressant de préciser si l'évolution métamorphique de ces différentes zones fut similaire ou non, voire même contrastée au sein même de l'une d'elles.

c.—Les échantillons étant prélevés pour l'essentiel dans des roches comparables au sens où il s'agit de métasédiments immatures à semi-matures (grauwackes, arkoses, semi-pélites), monocycliques et d'âge supposé paléozoïque supérieur, on peut envisager raisonnablement que cette étude est effectuée sur une base lithologique quasi équivalente permettant une comparaison entre les unités considérées. De ce fait on peut espérer tester l'utilité des micas blancs (muscovite, phengite, paragonite) et des chlorites en tant que marqueurs métamorphiques, en réduisant au minimum l'influence du contrôle séquentiel. Par conséquent, outre les buts géologiques mentionnés, ce travail traitant d'un nombre élevé d'échantillons se fixe des buts d'ordre méthodologique (tests des paramètres cristallographiques en tant que marqueurs dans l'espace métamorphique P-T°) et statistique (à partir de combien de mesures une tendance indicative devient-elle fiable?).

d.—On escompte que les résultats obtenus pourront aider à mieux comprendre la cinématique de mise en place des unités mentionnées, notamment celle de la nappe du Mont Fort par rapport aux unités plus externes (nappe de Siviez-Mischabel, nappe des Pontis). Une meilleure compréhension de la relation dans le temps entre mise en place et épisode(s) métamorphique(s) est primordiale dans le contexte du Pennique moyen.

Il convient, avant d'aborder le contexte géologique de notre étude, de préciser un point de terminologie. En effet, la terminologie à employer pour désigner les unités lithologiques dont nous allons parler pose un problème qui peut être éclairé par l'exemple du Métailler:

—OULIANOFF (1955) est le premier à distinguer cette unité et la désigne sous le terme de «zone du massif du Métailler» ou également «zone du Métailler»;

—SCHAER (1959a) la rebaptise «série du Métailler»;

—BEARTH (1961) rétablit la «zone du Métailler» ;

—BURRI (1983a et b) modifie légèrement cette appellation qui devient la «Zone du Métailler»;

—ESCHER (1988) revient à la nomenclature de SCHAER en reprenant «série du Métailler».

Tous ces auteurs considèrent le Métailler comme une unité tectonique, ce qui correspond à notre point de vue. Nous pensons donc que le terme de série, à connotation stratigraphique, est à éviter. Le terme de zone du Métailler est lui trop général. Les unités dont les limites sont clairement tectoniques seront désignées comme des nappes. Celles-ci se composent d'entités définies d'après des critères lithologiques, appelées *ensembles* lorsqu'elles sont polycycliques et *unités* pour les monocycliques. Plusieurs unités ou ensembles peuvent constituer une *zone*, mais ce terme leur est souvent synonyme lorsqu'il est repris d'autres auteurs (p. ex. zone de Mille, BURRI 1983a et b).

## 2. CADRE GÉOLOGIQUE

Des synthèses récentes (ESCHER 1988, ESCHER et al. 1988, THÉLIN *et al.* 1993) ont proposé une nouvelle subdivision de la nappe du Grand St-Bernard en quatre unités structurales: zone Houillère, nappe des Pontis, nappe de Siviez-Mischabel et nappe du Mont Fort. Des travaux récents (BURRI 1983a et b, ALLIMANN 1990, THÉLIN 1992, GOUFFON 1993) permettent d'étendre ces subdivisions (fig. 1) jusqu'à proximité de la Doire Baltée, en Val d'Aoste. La connexion avec le massif du Ruitor et la zone Vanoise-Mont-Pourri (CABY 1968, BAUDIN 1987, GOUFFON 1993) pose par contre encore quelques problèmes, à cause, entre autres raisons, d'un important chevauchement visible en rive gauche de la Doire Baltée, au-dessus d'Avise, qui décale fortement ces unités (fig. 2).

Entre le Rhône et la Doire Baltée, ces quatre zones ou nappes sont continues. Elles sont séparées du domaine helvétique par la zone de Sion-Courmayeur, et du domaine austro- et sud-alpin par la nappe du Tsaté (composée d'ophiolites et de métasédiments océaniques).

Les quatre unités de la «super» nappe du Grand St-Bernard sont concernées dans une première partie de ce travail, entre la frontière italo-suisse et la Doire Baltée, mais seule la nappe du Mont Fort est étudiée dans la partie valaisanne, entre les vallées de Nendaz et d'Hérens. Elles seront décrites en détail dans les descriptions géologiques régionales. Le tableau 1 indique le découpage tectonique de la «super» nappe du Grand St-Bernard entre le Rhône et la Doire Baltée.

### 2.1. Région du Mont Fallère (Val d'Aoste)

Située dans le haut Val d'Aoste, la région concernée ici (fig. 2) est limitée au nord par la frontière italo-suisse aux environs du col du Grand St-Bernard et au sud par la Doire Baltée. Elle est entièrement occupée par les unités penniques moyennes, limitées à l'ouest par la zone Houillère et à l'est par des unités mésozoïques («couverture» de la nappe du Mont Fort et nappe du Tsaté).

La description qui suit est essentiellement basée sur des travaux récents (ALLIMANN et GOUFFON 1984, GOUFFON 1993). Nous y distinguerons une partie N(ord) formant l'essentiel du secteur étudié ici (cf. tab. 1, colonnes «crête frontière» et «Mont Fallère») et une partie S(ud) aux environs d'Avise (cf. tab. 1, colonne «Avise»), séparées l'une de l'autre par un important accident tectonique, relativement récent, l'accident «col de Bard - St-Nicolas» (GOUFFON 1993) (fig. 2).

#### *La zone Houillère*

Seule la partie la plus interne de cette zone nous intéresse ici; il s'agit de l'unité de Drône, bien développée à l'ouest du col du Grand St-Bernard. Elle est épaisse en moyenne d'une centaine de mètres et se compose de métasédiments détritiques (conglomérats et quartzites micacés), de roches vertes d'origine ignée (gabbros, basaltes) ou volcanodétritique, et de métavolcanites acides; ces dernières n'ont été observées que sur la crête frontière, près de la Pointe de Drône (CABY 1974).

Nappe	Valais Région du Métailler	Val d'Aoste		Avisé
		Crête frontière	Mont Fallère	
Mont Fort	"couverture" carbonatée unité du Greppon Blanc unité du Métailler unité du Greppon Blanc	"couverture" carbonatée unité du Métailler unité du Mont Fallère unité du Métailler	"couverture" carbonatée unité du Métailler unité du Mont Fallère unité du Métailler	unité du Mont Fallère
	tégument de couverture unité du Mont Gond zone de Siviez unité de la Dent de Nendaz	zone de La Ly zone de Siviez	zone de Gran Testa	zone de Leverogne zone de Gran Testa zone du Ruitor
Pontis	couverture carbonatée Permo-Trias	zone de Mille zone du Ruitor	zone du Ruitor	
Zone Houillère		unité de Drône	unité de Drône	

partie "houillère"

Tableau 1.-Succession tectonique et lithostratigraphique de la «super» nappe du Grand St-Bernard, selon quatre profils entre la région du Métailler et celle du Mont Fallère.



### *La zone du Ruitor*

Elle est constituée essentiellement de gneiss et micaschistes polycycliques à grands micas blancs déformés, biotite brune, grenat, silicates d'alumine, staurotide souvent rétro-morphosée en chloritoïde et séricite, accompagnés de gneiss œillés également polycycliques (BAUDIN 1987, THÉLIN 1983 et 1992), de roches vertes (amphibolites, prasinites) et de roches rubanées leptyno-amphibolitiques.

En Valais, BURRI (1983a et b) a défini une succession de trois ensembles représentant des associations lithologiques assez précises. Dans la partie N du secteur étudié, cette succession se poursuit tout en se réduisant vers le sud à deux ensembles, puis à un seul à l'approche de l'accident «col de Bard - St-Nicolas». Dans la partie S, cette succession réapparaît, bien développée; elle semble en plus redoublée à l'est, au-delà d'une mince bande de chloritoschistes ankéritiques strictement monocycliques (cf. zone de Gran Testa), donnant ainsi naissance à la zone du Ruitor interne, appelée *zone de Leverogne*.

Cette zone interne possède une structure complexe, marquée principalement par des synclinaux de calcschistes, dont le plus important est celui d'Avise. Elle se distingue également de la partie externe par une absence presque totale de reliques anté-alpines (staurotide, biotite brune), probablement due à un métamorphisme alpin plus intense.

### *Massifs métagranitiques*

Dans la zone du Ruitor prennent place deux massifs d'orthogneiss leucocrates, l'un dans la partie N (massif du Mont Flassin) et l'autre dans la partie S (massif de Vedun). Tous deux sont constitués de roches microgranitiques à granodioritiques (CABY 1974).

### *La zone de Gran Testa*

Dans la partie N, elle couvre presque tous les terrains situés entre la zone du Ruitor et l'unité du Métailler, alors que dans la partie S, elle forme trois bandes étroites, l'une séparant la zone du Ruitor de celle de Leverogne, et les deux autres situées de part et d'autre du synclinal d'Avise, entre ses calcschistes et les gneiss de la zone de Leverogne.

Elle est constituée de métasédiments détritiques: conglomérats, arkoses et schistes sériciteux souvent ankéritiques et parfois très chloriteux. Cette zone possède un cachet monocyclique.

Dans deux secteurs de la partie N, entre la frontière et Etroubles ainsi qu'entre Gran Testa et le Mont Fallère, cette unité peut être subdivisée en deux «sous-unités» séparées par la zone de Siviez. BURRI (1983a et b) les a définies en Suisse: *zone de Mille* à l'ouest et *zone de La Ly* à l'est. Du fait de leur composition lithologique similaire, ces deux zones ne peuvent plus être distinguées lorsque celle de Siviez, qui les sépare, n'est plus identifiable.

### *La zone de Siviez*

Elle apparaît, au sein de la zone de Gran Testa, dans deux secteurs de la partie N et en quelques lambeaux dans le sud de cette partie. Elle est constituée de gneiss et micaschistes grenatifères, d'amphibolites et de «schistes œillés à por-

phyroblastes d'albite» (SOPA). Toutes ces roches montrent une histoire métamorphique polycyclique, à l'exception des SOPA qui, paradoxalement, ne montrent qu'une paragenèse alpine (SARTORI et THÉLIN 1987).

### *L'unité du Métailler*

Elle n'est présente que dans la partie N; très épaisse à la frontière suisse, elle s'amincit fortement vers le sud. L'essentiel de cette unité est constitué de gneiss albitiques chloriteux à épidote et grenat. Des bancs de roches très diverses s'intercalent dans ces gneiss: micaschistes à chloritoïde, roches mafiques sous forme de prasinites s.l. et de glaucophanites, quartzites et rares gneiss leucocrates probablement d'origine volcanique acide.

### *L'unité du Mont Fallère*

Dans la partie N, elle apparaît tantôt au sein de l'unité précédente, tantôt entre celle-ci et le Mésozoïque. Dans la partie S, elle n'affleure qu'au-delà de la Doire Baltée, entre la zone de Leverogne et les roches mésozoïques.

Elle est constituée de gneiss albitiques contenant de la pyrite et de la matière organique, ce qui confère à ces roches une teinte gris bleuté et une patine rouille caractéristiques, et colore même les porphyroblastes d'albite en noir. Fréquemment associées à ces gneiss se trouvent des intercalations de roches leucocrates (quartzites, albitites quartzieuses) et de roches vertes (probablement d'anciennes laves mafiques transformées en roches chlorito-albitiques plus ou moins riches en amphiboles et épidotes).

### *Les unités mésozoïques*

Cette appellation regroupe ici toutes les formations postpaléozoïques situées à l'est des unités précédentes. Ce sont principalement des calcschistes où s'intercalent des roches vertes, avec parfois un banc de brèche carbonatée à leur base.

### *Découpage tectonique*

En accord avec BURRI (1983a et b) et THÉLIN *et al.* (1993), nous pouvons répartir ces unités, dans la partie N, en quatre entités distinctes:

–la *zone Houillère* est constituée de la partie Houillère (Carbonifère) proprement dite ainsi que de l'unité de Drône (Permien);

–la *nappe des Pontis* comprend un socle polycyclique (zone du Ruitor s.l.), et une unité monocyclique sur son flanc normal (partie externe de la zone de Gran Testa);

–la *nappe de Siviez-Mischabel* se compose également d'un socle polycyclique (zone de Siviez) entouré de roches à caractère monocyclique (la partie interne de la zone de Gran Testa);

–la *nappe du Mont Fort* regroupe les unités du Métailler et du Mont Fallère, et peut-être une infime partie des unités mésozoïques et la partie la plus interne de l'unité de Gran Testa.

Il faut cependant noter que la limite exacte entre la nappe des Pontis et celle de Siviez-Mischabel n'est pas clairement définie. BURRI (1983b) subdivise la



«zone de Mille» en trois parties: la plus externe est rattachée à la première nappe et la plus interne à la seconde; entre les deux il reste une partie qu'il considèrerait en position normale et reposant en discontinuité tectonique sur sa voisine externe; son attribution à la nappe de Siviez-Mischabel est actuellement la plus plausible.

Dans la partie S, la nappe de Siviez-Mischabel semble disparaître, à moins qu'elle y soit représentée par la zone de Leverogne.

## 2.2. Région du Métailler (Valais)

L'étude présentée ici couvre trois vallées, Hérens, Hérémece et Nendaz, toutes trois situées en rive gauche du Rhône, au sud et au sud-ouest de Sion. Les travaux de synthèse récents (BURRI 1983a et b, ESCHER 1988) y distinguent trois nappes, également distinguées sur la carte géologique (fig. 3). La nappe du Tsaté, constituée d'ophiolites et de métasédiments océaniques, affleure à l'est de la Dixence; celle de Siviez-Mischabel n'apparaît que dans la partie nord; enfin, séparant les deux autres, celle du Mont Fort occupe la plus grande partie de la région décrite. Le tableau 1 (cf. colonne «Valais») indique le découpage de l'ensemble de la «super» nappe du Grand St-Bernard tel qu'il peut être observé dans le val de Nendaz.

Les 68 échantillons ont tous été prélevés dans la nappe du Mont Fort, la plupart autour du lac de Cleuson, quelques-uns sur le flanc oriental du Pic d'Artsinol. L'essentiel de la description qui va suivre se base sur des travaux récemment réalisés (Cleuson: DECORVET 1988, PITTELOUD et GERBER 1988, Artsinol: ALLIMANN 1990). Le cadre général est quant à lui défini à partir des travaux cités plus haut.

### *La nappe de Siviez-Mischabel*

Elle forme un grand pli couché dessiné par des métasédiments enveloppant un noyau de gneiss, de schistes et d'amphibolites, tous polycycliques, qui constituent la zone de Siviez (SCHAER 1959a) du nom d'un alpage du Val de Nendaz.

Cette zone est entourée par des roches à histoire métamorphique monocyclique. Ce sont des métasédiments détritiques de composition quartzo-mica-cée, parfois aussi feldspathique, accompagnés de métavolcanites mafiques ou acides. Ces roches constituent l'unité de la Dent de Nendaz dans le flanc inverse et celle du Mont Gond (sommet au sud-ouest de Siviez) dans le flanc normal.

Les derniers termes sédimentaires (désignés comme «couverture» sur la fig. 3) ne sont représentés que par un liseré peu important de cornieule, accompagnée localement d'un peu de gypse et de carbonates. Ces roches constituent probablement le tégument des Préalpes médianes rigides (SARTORI 1990).

### *La nappe du Mont Fort*

SCHAER (1959a) a décrit en détail plusieurs séries lithologiques qui sont actuellement rattachées à cette unité. Les travaux récents effectués dans la région de Cleuson ont débouché sur des résultats assez proches, localement plus détaillés. Cette nappe comprend plusieurs unités, la plus interne est l'unité du Métailler, elle est entourée par celle du Greppon Blanc, avec entre

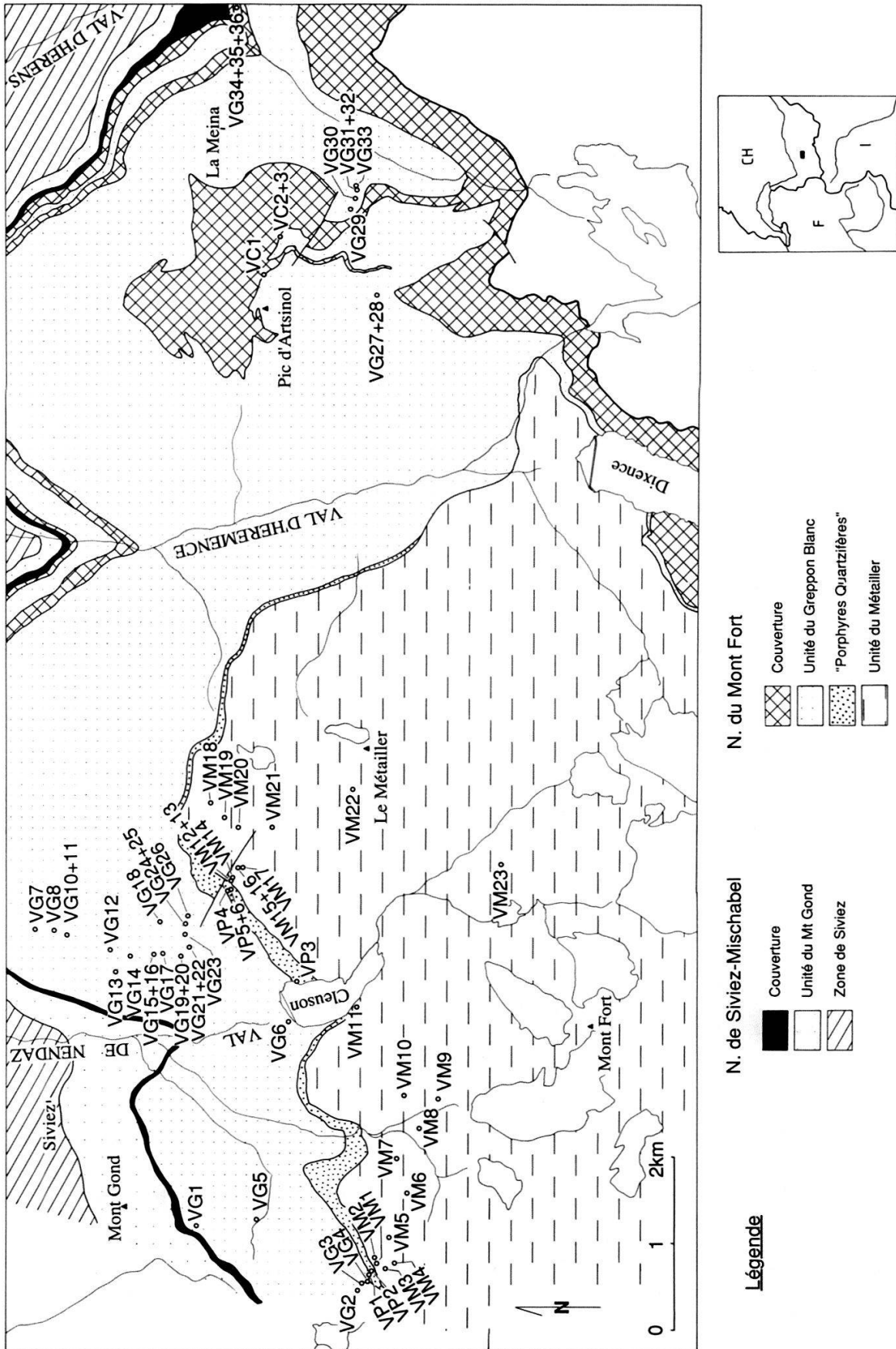


Figure 3.-Carte géologique de la «super» nappe du Grand St-Bernard, entre le Val de Nendaz et le Val d'Hérens.

Les abréviations représentent la position des échantillons prélevés: VM = unité du Métailler; VP = niveau des porphyres quartzifères; VG = unité du Greppon Blanc; VC = unité de La Meina. (Se reporter au texte et à l'appendice III).

deux un niveau désigné comme «*porphyres quartzifères*» (SCHAER 1959a et b). Le terme supérieur («couverture» sur la fig. 3) apparaît surtout au front et dans le flanc normal de la nappe, il est composé de plusieurs unités (Evolène, La Meina et Frilihorn), toutes mésozoïques, à composition essentiellement carbonatée, qui forment la couverture de la nappe du Mont Fort (ALLIMANN 1987, 1989 et 1990).

Toutes ces roches sont monocycliques (THÉLIN *et al.* 1993) mais, à la différence de celles de Siviez-Mischabel, elles ont probablement subi non seulement le métamorphisme mésoalpin de faciès schiste vert, mais également un épisode de plus haute pression/basse température.

#### *L'unité du Métailler*

L'histoire tectono-métamorphique de cette unité est complexe et encore mal comprise; il n'est actuellement pas possible d'en donner une stratigraphie satisfaisante. De plus, le métamorphisme a transformé et probablement homogénéisé la lithologie.

Elle est constituée surtout de gneiss à albite, mica blanc et quartz, fréquemment accompagnés par de la chlorite, parfois par du glaucophane et plus rarement par du grenat; les proportions de ces minéraux sont assez variables. Ces gneiss contiennent de nombreuses intercalations de métapélites (schistes à glaucophane, chloritoïde, carbonate, apatite, opaques) plus ou moins quartzitiques, de gneiss à épidote et glaucophane et d'anciennes roches ignées, soit mafiques (métavolcanites, métagabbros), soit acides («porphyres quartzifères» de Prafleuri et du Mont Blava (SCHAER 1959b).

#### *Le niveau de «porphyres quartzifères»*

SCHAER (1959b) a décrit en détail les roches de ce niveau-repère qui suit le contact entre les unités du Métailler et du Greppon Blanc. Nous observons quelques différences dans le détail cartographique mais arrivons à peu près aux mêmes conclusions que cet auteur. Nous ne disposons pas d'arguments clairs pour déterminer si ces roches se rattachent à l'unité du Greppon Blanc ou à celle du Métailler.

La lithologie de ce niveau se compose d'un orthogneiss microporphyrrique et d'un gneiss conglomératique. Ces deux roches se distinguent par leur teinte claire, légèrement verdâtre, et par leur forte résistance à l'érosion qui contraste avec celle des roches voisines.

L'orthogneiss microporphyrrique est légèrement rubané, il montre une texture grenue, parsemée de phénoclastes millimétriques de feldspaths prismatiques et de quartz monocristallins gris, dont certains sont fracturés ou corrodés.

Le gneiss conglomératique ressemble souvent beaucoup à l'orthogneiss dont il semble dériver; il s'en distingue cependant par son aspect plus hétérogène, par sa composition plus quartzitique et par sa teinte localement un peu bleutée.

#### *L'unité du Greppon Blanc*

La composition pétrographique de cette unité évolue d'ouest en est, en la suivant du flanc inverse vers le front de la nappe. Elle est essentiellement composée de métasédiments qui peuvent être séparés en trois groupes.

Le terme inférieur apparaît surtout à l'ouest du lac de Cleuson, il se pince rapidement sur l'autre rive. Il s'agit essentiellement d'un gneiss rubané gris-vert à blanc, assez massif, à alternances de lits quartzo-feldspathiques et de lits chlorito-micacés, contenant localement des niveaux conglomératiques à éléments de quartz, et traversé par des niveaux vert sombre ovarditiques.

Le terme suivant, le plus important de cette unité, s'observe dans toute la région décrite ici. Il semble discordant sur le précédent, mais cette observation devra encore être confirmée. Il est constitué par un micaschiste quartzitique plus ou moins chloriteux, localement un peu carbonaté; il contient de rares passées conglomératiques et un petit nombre de niveaux de roches vertes.

Le terme supérieur est surtout visible dans le Val d'Hérens. Il semble concordant sur le terme médian; il débute par un quartzite verdâtre conglomératique, à galets de quartz parfois roses, devient rubané et se termine par un quartzite blanc plaqueté.

#### *La couverture*

Comme mentionné plus haut, la couverture comprend plusieurs unités. Seule nous intéresse ici celle de La Meina (ALLIMANN 1989 et 1990) dont la base, où trois échantillons ont été prélevés, est constituée de niveaux de composition détritique, quartzitique à quartzo-micacée, plus ou moins carbonatée. Ils sont interprétés comme niveaux régénérés, témoins de la reprise de la sédimentation au Crétacé.

### 3. ETAT ACTUEL DES CONNAISSANCES

#### 3.1. *Métamorphisme*

Dans le Pennique des Alpes nord-occidentales, l'orogénèse alpine a laissé les traces de deux types de conditions métamorphiques:

1.-moyenne à haute pression et relativement basse température: surtout les faciès schiste bleu et écloïte,

2.-pression et température moyennes: facièsschiste vert typique.

Des paragenèses relatives au premier type sont décrites dans les massifs cristallins internes (Mont Rose, Grand Paradis, Dora Maira), en Vanoise aussi bien dans le socle que dans la couverture mésozoïque et, pour les unités concernées par ce travail, dans la zone du Ruitor en val d'Aoste ainsi que dans le socle de la nappe du Mont Fort. Si leur âge est clairement crétacé (phase éoalpine) dans les massifs cristallins internes (voir p. ex. HUNZIKER *et al.* 1992), il est moins bien établi dans les zones plus externes.

Des critères structuraux et stratigraphiques incitent les auteurs à attribuer un âge tertiaire (Eocène-Oligocène, phase mésoalpine) à ces paragenèses dans la zone du Ruitor (CABY 1968, CABY et KIENAST 1989) et en Vanoise (ELLENBERGER 1958, GOFFÉ 1982). Les seules datations radiométriques donnant un âge crétacé (BOCQUET *et al.* 1974) ont été considérées comme douteuses par leurs auteurs en raison de la présence possible d'argon hérité.

Le cas de l'unité du Métailler est plus délicat, car les critères structuraux et stratigraphiques manquent; les datations radiométriques trop rares (BOCQUET *et al.* 1974) ne peuvent pas être prises en considération pour la raison susmentionnée (et d'autre part la localisation des échantillons utilisés pour ces datations est, à une exception près, incompatible avec l'attribution géotectonique



donnée). Cependant, en tenant compte d'hypothèses palinspastiques et de corrélations récentes (THÉLIN *et al.* 1993, GOUFFON 1993) qui situent cette unité sur la partie arrière du socle polycyclique de la nappe de Siviez-Mischabel et qui la parallélisent avec les unités de Vanoise, on peut avancer un âge également tertiaire (mésoalpin) pour les paragenèses HP/BT° à glaucophane-chloritoïde-grenat de l'unité du Métailler.

Les paragenèses correspondant au second type, de faciès schiste vert, sont omniprésentes au sein des unités considérées dans ce travail, et sont unanimement attribuées à la phase mésoalpine; ce sont des associations à quartz-albite-chlorite-phengite-actinote-épidote.

A cela s'ajoutent des traces d'un ou plusieurs cycles antéalpains (calédonien ?, varisque –THÉLIN et AYRTON 1983) dans une portion des socles. Dans la région étudiée, seules les zones de Siviez et du Ruitor possèdent des reliques d'un tel métamorphisme; un ensemble de cette dernière, situé au nord de la frontière italo-suisse et à l'est de la route du col du Grand St-Bernard, montre des paragenèses à grenat-staurotide-biotite partiellement préservées par les phases alpines (BURRI 1983a et b, THÉLIN 1992).

### 3.2. Chimisme des micas blancs

Certains auteurs ont publié des résultats d'analyses de micas blancs de la région concernée:

–SCHAER (1959a) a analysé environ 120 échantillons de la région de Cleuson par diffraction (XRD) et obtient ainsi une distinction entre mica potassique (muscovite s.l.) et sodique (paragonite). La paragonite n'a jamais été observée en tant que seul mica présent, elle s'associe toujours avec la muscovite s.l. dans le niveau des porphyres quartzifères et dans l'unité du Métailler, particulièrement dans les roches contenant du chloritoïde.

–HEDIGER (1979) a analysé quelques échantillons par XRD. Les micas sont tous de type  $2M_1$ ; la muscovite n'est présente que dans les micaschistes de la zone du Ruitor alors que la phengite est ubiquiste (Ruitor, Siviez, unités monocycliques associées).

–BRECHBÜHLER et CRISINEL (1979) ont analysé par XRD quelques micas blancs de la zone du Ruitor. Les grandes paillettes millimétriques sont de la muscovite alors que la séricite est phengitique; tous sont de type  $2M_1$ .

–WUST et BAEHNI (1986) signalent quelques polytypes phengitiques  $3T$  ainsi que de très rares composants paragonitiques dans la partie frontale (nord) de l'unité du Métailler.

## 4. LES MICAS BLANCS (ANALYSES PAR XRD)

### 4.1. Buts

Les buts régionaux, d'ordre lithostratigraphique et cinématique, ayant été précisés dans l'introduction, on se limite ici à recenser brièvement les buts minéralogiques et pétrologiques. L'analyse diffractométrique des micas blancs provenant des unités considérées (fig. 1, 2, 3 et 7) poursuit quatre buts distincts:

a.—Identifier les micas blancs présents: muscovite, phengite, paragonite.

b.—Caractériser leurs propriétés chimiques et cristallographiques (substitutions céladonitique et paragonitique, polytypisme, indice de cristallinité (HOLTZAPFFEL 1985, KUBLER 1984, FREY 1987)) et ceci en fonction des unités étudiées afin d'en tirer des enseignements sur le degré et le type de métamorphisme régional qui les ont affectées lors de l'orogénèse alpine s.l.

c.—Tenter d'établir l'influence de la séquence lithologique sur la nature et les caractéristiques des micas blancs (quartzo-feldspathique, gréso-calcaire, semi-pélique avec ou sans chlorite). Cet aspect relatif au contrôle chimique est écarté en règle générale dans nombre d'études théoriques ou régionales.

d.—Utiliser, avec la prudence de rigueur (FREY *et al.* 1983, FREY 1987, HUON *et al.* 1988), le géobaromètre  $b_0$  de la série muscovite-phengite-céladonite (SASSI 1972, GUIDOTTI et SASSI 1976, GUIDOTTI 1984) afin de caractériser les conditions dynamiques du métamorphisme alpin (conditions de haute et/ou de basse pression). Ceci devrait permettre de confirmer ou non le contraste soupçonné à cet égard entre les unités rattachées à la nappe du Mont Fort et celles, plus externes, rattachées aux nappes sous-jacentes (Pontis, Siviez-Mischabel et zone Houillère).

Soulignons également que les micas blancs se prêtent bien à de telles études car ils sont relativement stables dans le faciès schiste vert, dépourvus de zonations complexes et ne possèdent en première approche que deux solutions solides (céladonitique et paragonitique); leur structure en feuillets est idéale pour l'analyse diffractométrique et leur composition chimique est directement corrélable avec des variations de distances inter-réticulaires, soit selon Z ( $d_{001}$  s.l.), soit selon Y ( $d_{060}$ ).

#### 4.2. Rappel théorique

L'utilisation de la diffraction par RX sur des poudres orientées ou non orientées de micas blancs a connu depuis 1980 de notables progrès, surtout dans le domaine de la caractérisation d'un événement métamorphique. On se limitera ici à mentionner les concepts généraux, les procédures et les équations utilisées, car le détail théorique est abondamment discuté dans d'excellentes synthèses (GUIDOTTI 1984, SRODON et EBERL 1984, KUBLER 1984, FREY 1987, KISCH 1987). Ce travail prétend davantage être une contribution régionale qu'une approche méthodologique sur les possibilités et les limites de la XRD en matière de micas blancs.

a.—*La cristallinité de l'illite* (KUBLER 1984 et 1985) exprime le degré de structuration cristallographique d'un mica blanc; cet ordonnancement est d'autant plus abouti, donc régulier, que le degré de métamorphisme est élevé. FREY (1987) détaille tous les facteurs qui sont susceptibles d'influencer cette cristallinité. Outre le contrôle thermique qui joue un rôle essentiel, cet auteur considère les effets spécifiques de la pression fluide, du stress, du temps d'application d'une phase métamorphique, du contrôle lithologique et de la composition initiale de l'illite. Nous avons adopté, aussi bien au niveau de la préparation des échantillons qu'à celui de la mesure analytique, la procédure normalisée de KUBLER (1985). Cet indice d'aigu (IA) correspond à la demi-largeur (exprimée en  $(\Delta 2\theta^\circ)$  CuK $\alpha$ ), mesurée à demi-hauteur de la première harmonique du composé (par ex: (002) pour un polytype  $2M_1$ ). Par convention, on désigne cette réflexion par  $d_{001}$  s.l. [ $\text{\AA}$ ] afin de ne pas préjuger du



polytype présent. La mesure a été effectuée sur une fraction granulométrique inférieure à  $2\mu$  et à partir d'une préparation sédimentée séchée à l'air. Les limites entre diagenèse-anchizone-épizone sont celles de KUBLER (1984):

Diagenèse:	$\geq 0.42^\circ$	( $\Delta 2\theta^\circ$ )	CuK $\alpha$
Anchizone:	$\geq 0.25^\circ$	«	«
Epizone:	$< 0.25^\circ$	«	«

La mesure de cet indice (IA) demeure indicative et permet de répartir des populations d'illites en catégories de cristallinité. Dans le cas de cette étude, le recours à cette mesure se limitait à confirmer que tous les échantillons analysés aient enregistré et conservé, malgré la rétro-morphose, les effets de l'épizone. De plus, il pouvait s'avérer que l'on observe un contraste plus ou moins marqué de IA entre des illites provenant de telle ou telle population lithostratigraphique.

b.—*Le polytypisme*: parmi tous les polytypes possibles, seuls les polytypes  $2M_1$  et  $3T$  rentrent en ligne de compte dans le contexte régional étudié (FREY *et al.* 1983). Ces polytypes se distinguent l'un de l'autre par la complexité et l'orientation différentielle des empilements rotatifs de leurs feuillets T-O-T-W, à savoir:

– $2M_1$ : maille élémentaire à 2 couches selon Z, angle d'empilement des feuillets  $\pm 120^\circ$  ( $d_{(001)}=20 \text{ \AA}$ )

– $3T$ : maille élémentaire à 3 couches selon Z, angle d'empilement des feuillets  $\pm 120^\circ$  ( $d_{(001)}=30 \text{ \AA}$ )

Suivant BORG et SMITH (1969) et FREY *et al.* (1983), les réflexions diagnostiques suivantes permettent de distinguer ces deux polytypes:

– $2M_1$ :  $d[\text{\AA}]$  à 3.73, 3.48, 3.21, 2.99

– $3T$ :  $d[\text{\AA}]$  à 3.60 et 3.10

Selon HUNZIKER (1974) et FREY *et al.* (1983), le polytype  $3T$  pourrait être un indicateur de pression élevée et de basse température, correspondant dans le cadre alpin à la phase éoalpine; tandis que le polytype  $2M_1$ , de loin le plus répandu, est caractéristique de conditions de basse pression et correspondrait à la phase mésoalpine. Notons que la présence de polytype  $3T$  pourrait peut-être également traduire des conditions HP-BT au début de la phase mésoalpine.

c.—*La substitution céladonitique (indice RM) et le géobaromètre  $b_0$* : l'indice RM permet d'estimer le degré de la substitution céladonitique intervenant dans les lacunes octaédriques. RM a été défini par CIPRIANI *et al.* (1968) avec  $RM = 2Fe_2O_3 + FeO + MgO$  (en proportions molaires). Les auteurs (notamment FREY *et al.* 1983) proposent les catégories suivantes:

RM = 0            Muscovite idéale (seulement  $Al^{3+}$  dans les lacunes dioctaédriques)

RM < 0.08        Muscovite s.l.

0.08 < RM < 0.12 Phengite peu prononcée

RM > 0.12        Phengite céladonitique

Cet indice est mesuré via la réflexion ( $d_{060} \approx 1.50 \text{ \AA}$ ). En pratique cette mesure est délicate à effectuer: d'abord en raison du repérage de cette réflexion et ensuite du fait que le pic correspondant résulte de l'interférence des réflexions [-331 et 060]. La technique de lecture normalisée de cette ligne, afin de l'effectuer de manière identique –donc systématique– sur tous les spectres XRD, sera précisée ultérieurement.

Même si dans certains cas la réflexion 060 est distincte de -331 (fig. 4), on a adopté l'équation de FREY *et al.* (1983) pour le calcul de RM (uniquement pour les polytypes  $2M_1$ ):

$$d_{[-331 \text{ et } 060]}[\text{\AA}] = 1.498 + 0.082 \times \text{RM}$$

Dans le cas des polytypes 3T, étant donné que la réflexion à considérer est 300, l'équation est la suivante:

$$d_{300}[\text{\AA}] = 1.496 + 0.094 \times \text{RM} \text{ (FREY } et al. \text{ (1983) discutent la fiabilité très limitée de cette relation).}$$

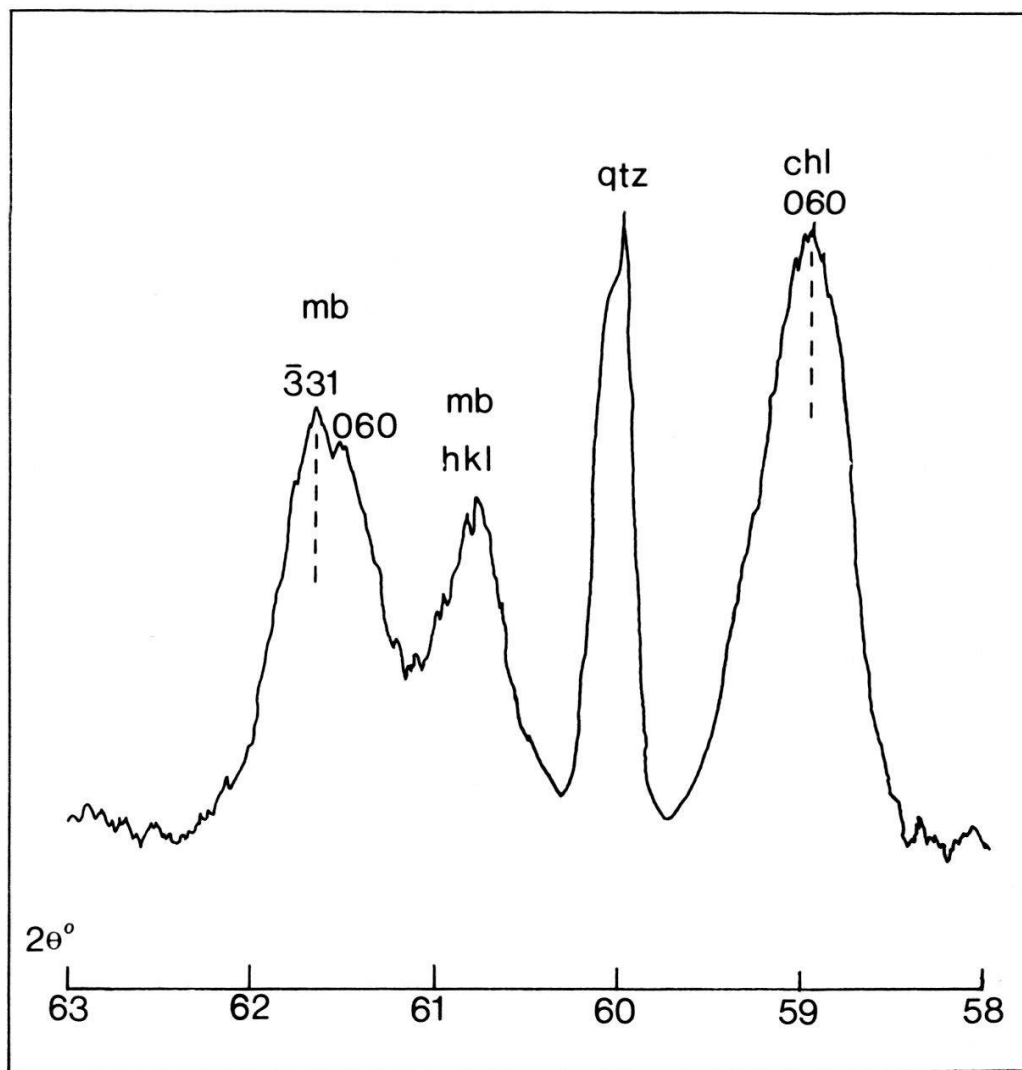


Figure 4.—Spectre de diffraction d'un mica blanc (mb) et d'une chlorite (chl).

Balayage angulaire ( $\text{CuK}\alpha_1$ ) entre  $58^\circ$  et  $63^\circ$   $2\theta$ . Calibration sur la raie 211 du quartz située à  $59.98^\circ$   $2\theta$

Le traitillé indique la mesure normalisée du doublet [-331 et 060] au maximum du

Le géobaromètre  $b_0$  de la muscovite [avec  $b_0 = d_{010} = 6 \times d_{060}$ ] a été appliqué pour la première fois par SASSI et SCOLARI (1974) à des métapélites en faciès schiste vert. Depuis, de nombreux auteurs (FREY *et al.* 1983, FRANCESCHELLI *et al.* 1989, entre autres) ont utilisé cette approche baromé-

trique. Les fondements théoriques ainsi que les limites de ce géobaromètre sont détaillés et discutés dans SASSI *et al.* (1976), GUIDOTTI et SASSI (1976 et 1986), GUIDOTTI (1984), KUBLER (1984) et surtout FREY (1987). Ce géobaromètre se base sur les deux hypothèses suivantes: a.–une augmentation de pression, à température constante, entraîne l'augmentation du contenu en céladonite d'un mica blanc potassique; ce fait est d'autant plus marqué que la température est basse; b.–il existe une corrélation positive entre le paramètre  $b_0$  et le contenu en céladonite, autrement dit entre  $d_{060}[\text{Å}]$  et RM. Malgré certaines limitations, d'ordre analytique et théorique, détaillées par FREY *et al.* (1983) et FREY (1987), on est en droit d'utiliser ce paramètre  $b_0$  dans le cadre d'une étude régionale en tant qu'indicateur barométrique. En pratique on considère les valeurs-limites suivantes comme déterminantes (GUIDOTTI et SASSI 1986):

$b_0 < 9.000\text{Å}$  : «low-pressure series»

$9.000 < b_0 < 9.040\text{Å}$ : «intermediate-pressure facies series»

$b_0 > 9.040\text{Å}$  : «high-pressure series»

Si la substitution céladonitique RM et corrélativement  $b_0$ , mesurés à partir de  $d_{060}[\text{Å}]$ , ne constituent qu'un indicateur qualitatif de température, ils livrent en revanche une tendance barométrique certaine, à condition de prendre quelques précautions en ce qui concerne la composition des roches échantillonnées (si possible riches en quartz et en mica blanc potassique, dépourvues de carbonate, de feldspath potassique, de magnétite et d'hématite, avec un rapport  $\text{Al}/(\text{Al}+\text{K}+\text{Na})$  moyen à élevé).

d.–*La substitution paragonitique*: le degré de cette substitution ( $\text{Na}/\text{Na}+\text{K}$ ) peut être évalué par la position de la réflexion  $d_{001}[\text{Å}]$ , car le remplacement du  $\text{K}^+$  par  $\text{Na}^+$  dans l'espace interfoliaire provoque une diminution de l'espace basal, passant de  $\approx 10.0\text{Å}$  à  $9.9\text{Å}$ . La signification du degré de cette substitution, dans le cadre de l'espace métamorphique P-T°, est discuté par GUIDOTTI et SASSI (1976) et par GUIDOTTI (1984). On peut résumer les nombreux arguments invoqués (fig.10-1) comme suit:

–la substitution maximale diminue avec l'augmentation de la température et de la pression,

–à pression constante, la relation substitution-température n'est pas linéaire: la substitution passe par un maximum pour ensuite diminuer avec la poursuite de l'élévation de la température,

–l'augmentation de la température semble influencer davantage sur le rapport ( $\text{Na}/\text{Na}+\text{K}$ ) que la pression.

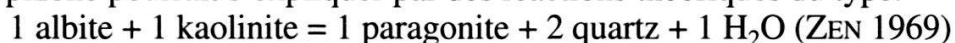
Ces tendances théoriques peuvent être partiellement entravées en raison du contrôle chimique (concentrations en Al, Na et K dans la roche) ainsi que du contrôle minéralogique (présence ou non de paragonite, d'albite et de feldspath potassique). Ces deux points, délicats à prendre en compte, limitent la portée des tendances P-T° énumérées ci-dessus.

Le diagramme  $d_{001}$  s.l. /  $b_0$  proposé par GUIDOTTI et SASSI (1976) permet de représenter conjointement les deux substitutions de la solution solide des micas blancs dioctaédriques (fig. 10 et 11).

e.–*Le problème de la paragonite (en phase indépendante)*. GUIDOTTI (1984) et FREY (1987) abordent en détail tous les problèmes relatifs aux occurrences, au champ de stabilité P-T°, au contrôle chimique et aux (in)compatibilités minéralogiques qui régissent l'existence de la paragonite. En résumé, on peut sérier les points suivants:

–On observe la paragonite dans un très large champ de stabilité P-T° ( $\approx 300^\circ\text{C}$  à  $700^\circ\text{C}$  et de 0.5 kb à 22 kb). Autant dire dans les faciès schiste vert, amphibolite et schiste bleu, voire même dans l'anchizone.

–La génération de la paragonite au sommet de l'anchizone ou à la base de l'épizone pourrait s'expliquer par des réactions théoriques du type:



interstratifié irrégulier illite/smectite  $\rightarrow$  rectorite  $\rightarrow$  interstratifié régulier paragonite/muscovite  $\rightarrow$  muscovite + paragonite (FREY 1987)

–La limite théorique de stabilité inférieure de l'assemblage paragonite - quartz est vraisemblablement de l'ordre de  $300^\circ\text{C}$  ( $\approx 2\text{-}7$  kb).

–La question du contrôle chimique exercé sur la paragonite est très controversée. On considère généralement qu'une forte disponibilité d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  est favorable ainsi qu'un excès de  $\text{Na}_2\text{O}$ , quoique dans une moindre mesure. Paradoxalement, elle pourrait être incompatible avec l'albite.

–Dans la séquence mafique (métabasaltes s.l.), il semble que la paragonite soit beaucoup plus fréquente dans le cadre du faciès schiste bleu que dans celui du faciès schiste vert. La paragenèse paragonite-disthène-omphacite témoignerait d'une très haute pression ( $> 15$  kb).

Ainsi la présence systématique de la paragonite associée à un  $b_0$  élevé dans le mica blanc potassique peut exprimer une association de HP. A elle seule, elle ne constitue pas une preuve, mais livre une tendance indicative allant dans ce sens.

#### 4.3. Echantillonnage et préparation des échantillons

L'étude porte sur 159 échantillons de micas blancs. On trouvera dans les appendices II-a et III tous les détails concernant la localisation du prélèvement (lieu, coordonnées, séquence, unité, etc.). Cet échantillonnage a été dans tous les cas réalisé par l'auteur du levé géologique des régions concernées (ALLIMANN 1990, DECORVET 1988, GOUFFON 1993, PITTELOUD et GERBER 1988). Ceci signifie que cet échantillonnage repose sur une solide connaissance du terrain et des problèmes qui lui sont liés (fig. 2, 3 et 7).

Chaque échantillon a été préparé de deux manières:

1.–Préparation normalisée pour la cristallinité de l'illite (KUBLER 1985), à savoir préparation d'échantillons orientés sur plaquettes de verre après rinçage à HCl pour décarbonater, centrifugation, pipetage de la fraction granulométrique  $< 2 \mu$ , séchage à l'air et glycolage.

2.–Préparation de pastilles pour l'identification du ou des micas blancs, repérage des pics diagnostics du polytypisme, mesure de  $d_{001}$  s.l. et de  $d_{[-331 \text{ et } 060]}$ .

Dans ce dernier cas, après un concassage et un broyage grossiers à la main en mortier d'agate, tamisage et conservation des fractions  $\geq 0.1$  mm et  $\geq 0.075$  mm. La fraction  $\geq 0.075$  mm est mise en réserve dans un bécher, lavée à l'alcool, puis étuvée ( $60^\circ\text{C} \approx 2$  h). Cette fraction peut s'avérer utile au cas où la fraction  $\geq 0.1$  mm serait peu satisfaisante (par exemple en quantité insuffisante ou trop pauvre en micas). On extrait les micas par électricité statique sur feuille de papier normal à partir de la fraction  $\geq 0.1$  mm. On procède à nouveau à un broyage fin à la main en mortier d'agate (environ 10 minutes). Comme standard interne on utilise soit le quartz résiduel, soit Si métal (5%).

#### 4.4. Procédure analytique

Chaque échantillon a fait l'objet de trois diffractogrammes:

1.–Buts: identification, polytypisme, mesure de  $d_{001}$  s.l.

Paramètres techniques: Philips PW 1050/81, assisté d'un microprocesseur PW 1710; 40 kV, 25 mA; cible: Cu, filtre: Ni; calibration sur Si métal ( $28.44^\circ 2\theta$ ); vitesse du goniomètre:  $2^\circ/\text{min.}$ ; largeur des fentes:  $1^\circ, 0.2^\circ, 1^\circ$ ; balayage angulaire ( $5\text{--}70^\circ 2\theta$ ); vitesse du papier:  $1^\circ 2\theta = 10 \text{ mm}$ ; range 200 cps.

2.–Buts: cristallinité de l'illite; détail de la première harmonique de la paragonite.

Paramètres techniques: conditions normalisées selon KUBLER (1985); 3 passages sur échantillon séché à l'air et 3 passages sur échantillon glycolé.

3.–But: mesure de  $d_{[-331 \text{ et } 060]} \rightarrow b_0 \rightarrow \text{RM}$

On sait (FREY *et al.* 1983, HUON *et al.* 1988) que la lecture de la réflexion 060 est délicate, en raison principalement de l'interférence avec -331. Il est donc nécessaire d'effectuer un zoom sur le balayage angulaire  $58\text{--}63^\circ 2\theta$  et de calibrer très précisément sur la réflexion 211 du quartz (fig. 4, éch. AT14). La lecture de la valeur  $\text{CuK}\alpha_1$  de  $2\theta^\circ$  [-331 et 060] est normalisée pour tous les échantillons afin d'obtenir des valeurs comparables. On a effectué la mesure au maximum du doublet, que l'épaulement 060 soit présent ou non. Afin d'obtenir cet agrandissement, on a utilisé les paramètres techniques spécifiques suivants: largeur des fentes:  $2^\circ, 0.3^\circ, 2^\circ$ ; vitesse du papier:  $1^\circ 2\theta = 40 \text{ mm}$ ; range 1000 cps. L'incertitude sur  $d_{[-331 \text{ et } 060]}$  est estimée à  $\pm 0.0005 \text{ \AA}$ .

#### 4.5. Présentation des résultats

Les résultats sont présentés par population géologique dans les appendices II-b et III. De plus, ils sont illustrés par les figures 5 (contrôle lithologique), 8 et 9 (cartes de répartition du  $b_0$ ), 10 et 11 (diagrammes  $d_{001}$  s.l./ $b_0$ ). Enfin, le tableau 2 donne quelques paramètres statistiques simples sur les micas blancs et ceci en fonction des populations géologiques, des unités et des séquences concernées.

Avant de passer aux commentaires sur les implications géologiques possibles des résultats obtenus, il convient de considérer la question des contrôles chimique et lithologique. L'appendice I-b (p. 139) ainsi que les figures 5 et 6 livrent à cet égard des résultats. On a choisi dans les populations étudiées un nombre limité ( $n=24$ ) mais représentatif d'échantillons analysés par XRF (selon les éléments majeurs), afin de préciser la nature du protolithe (para ou ortho, voire hybride). Les points représentés dans le diagramme de FONTEILLES (1976) montrent les tendances indicatives suivantes (fig. 6):

- a.–nappe du Mont Fort: (on a évité de considérer les metabasites s.l.):
  - unité du Métailler (MET): grauwackes-shales (actuellement: gneiss  $\pm$  albitiques  $\pm$  chloriteux);
  - niveau des porphyres quartzifères (POR): granitoïdes, rhyolites  $\pm$  porphyroïdes;
  - unité du Greppon Blanc (GR): sédiments clastiques immatures, arkoses-grauwackes (actuellement micaschistes, quartzites, gneiss  $\pm$  albitiques);



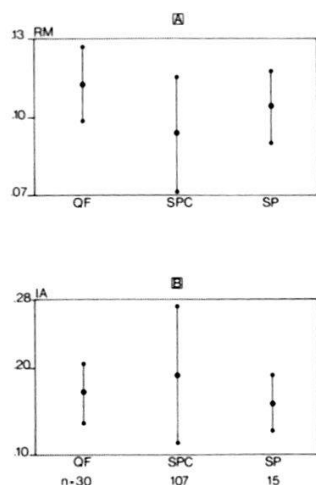


Figure 5.—Relations statistiques entre les séquences échantillonnées et deux paramètres cristallochimiques.

Abréviations utilisées: QF = séquence quartzo-feldspathique; SPC = séquence semi-pélitique à chlorite; SP = séquence semi-pélitique sans chlorite. A: RM = taux de substitution phengitique; B: IA = Indice de cristallinité (cf. texte).

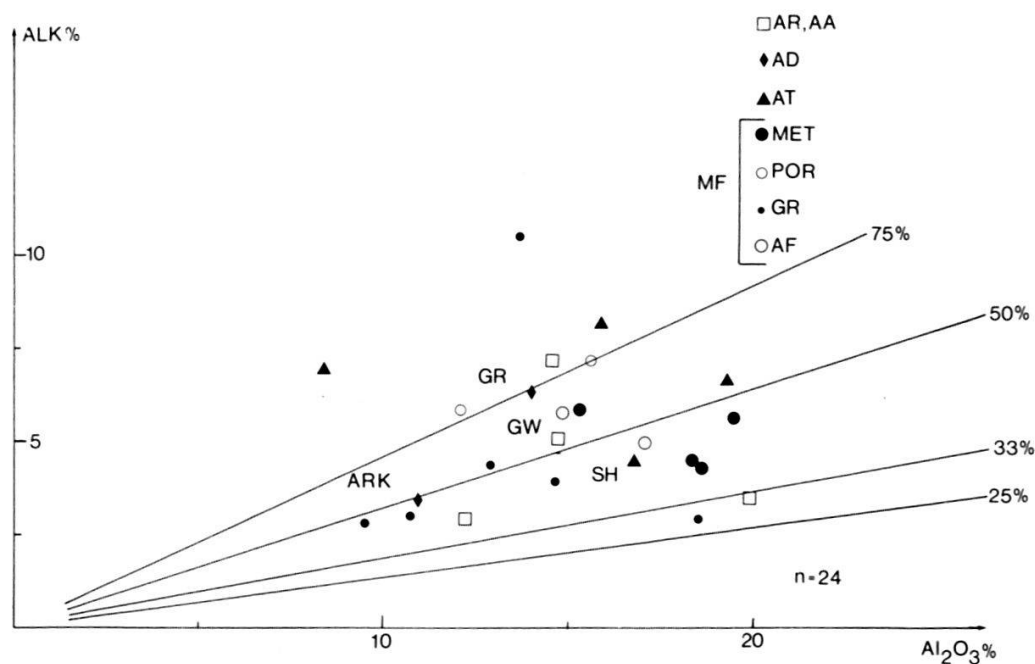


Figure 6.—Diagramme de saturation de l'alumine par les feldspaths selon FONTEILLES (1976)

$$\text{ALK}\% = \text{Na}_2\text{O} + 31/47 \text{K}_2\text{O}$$

Les % indiqués correspondent au pourcentage théorique d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  incorporable dans les feldspaths.

Abréviations utilisées: Standards: GR = granites s.l.; GW = grauwackes; SH = shales; ARK = arkoses (selon FONTEILLES 1976 et THÉLIN 1983). Échantillons: AR = zone du Rutor; AD = unité de Drôme; AT = zone de Gran Testa; MF: nappe du Mont Fort; MET = unité du Métailler; POR = niveau des porphyres quartzifères; GR = unité du Greppon Blanc; AF = unité du Mont Fallère.



POP n =	IA(2th)		d 001 (Å)		RM		bo (Å)		Pa
	moy.	dev.std. min. max.	moy.	dev.std. min. max.	moy.	dev.std. min. max.	moy.	dev.std. min. max.	
AD 6	0.20 0.15	0.04 0.25	9.957 9.938	0.017 9.983	0.091 0.061	0.012 0.097	9.027 9.015	0.007 9.036	
AR 3	0.20 0.17	0.02 0.22	9.953 9.938	0.017 9.972	0.089 0.085	0.007 0.097	9.032 9.030	0.003 9.036	
AA 6	0.22 0.19	0.02 0.25	9.955 9.938	0.012 9.972	0.085 0.061	0.020 0.109	9.029 9.015	0.011 9.042	1
AMi 9	0.21 0.17	0.02 0.23	9.971 9.961	0.010 9.983	0.054 0.036	0.019 0.085	9.015 9.006	0.009 9.030	
AS 6	0.18 0.15	0.02 0.22	9.955 9.949	0.007 9.964	0.090 0.085	0.009 0.109	9.035 9.030	0.005 9.042	
AL 1 6	0.20 0.16	0.02 0.23	9.960 9.949	0.011 9.973	0.101 0.085	0.011 0.122	9.038 9.030	0.005 9.048	5
AT 1 3	0.18 0.14	0.02 0.21	9.962 9.942	0.012 9.983	0.086 0.036	0.030 0.146	9.030 9.006	0.015 9.060	1
AM 2 0	0.23 0.13	0.16 0.29	9.953 9.927	0.013 9.972	0.109 0.097	0.012 0.146	9.042 9.036	0.006 9.060	1 3
AF 1 1	0.19 0.15	0.02 0.23	9.961 9.938	0.010 9.972	0.103 0.085	0.016 0.146	9.039 9.030	0.008 9.060	1
VM 2 3	0.14 0.12	0.02 0.18	9.944 9.908	0.018 9.965	0.096 0.052	0.015 0.126	9.035 9.014	0.007 9.044	1 8
VP 6	0.14 0.12	0.04 0.21	9.948 9.925	0.013 9.961	0.113 0.102	0.007 0.122	9.043 9.038	0.004 9.048	1
VG 3 5	0.17 0.12	0.04 0.25	9.948 9.911	0.013 9.969	0.109 0.082	0.013 0.134	9.042 9.028	0.006 9.054	3
VC 3	0.17 0.14	0.03 0.20	9.957 9.949	0.007 9.961	0.105 0.097	0.007 0.109	9.040 9.036	0.003 9.042	

UNIT n =									
MF 9 9	0.18 0.12	0.08 0.20	9.950 9.908	0.015 9.972	0.105 0.052	0.014 0.146	9.040 9.014	0.007 9.060	3 6
CPC 4 5	0.19 0.14	0.02 0.25	9.962 9.938	0.012 9.983	0.084 0.036	0.026 0.146	9.030 9.006	0.013 9.060	6
S 1 5	0.20 0.15	0.03 0.25	9.955 9.938	0.011 9.972	0.090 0.061	0.014 0.109	9.032 9.015	0.008 9.042	1

SEQ n =									
QF 3 0	0.17 0.12	0.03 0.25	9.948 9.916	0.013 9.969	0.112 0.085	0.014 0.146	9.043 9.030	0.007 9.060	3
SPC 1 0 7	0.19 0.12	0.08 0.20	9.956 9.908	0.015 9.983	0.093 0.036	0.021 0.146	9.034 9.006	0.011 9.060	3 6
SP 1 5	0.16 0.12	0.03 0.23	9.949 9.908	0.013 9.961	0.104 0.067	0.014 0.122	9.039 9.024	0.006 9.048	4

Tableau 2.—Données statistiques sur les populations de micas analysés.

Abréviations: POP = populations; UNIT = unité; CPC = couvertures permo-carbonifères; S = socles polycycliques; SEQ = séquence; IA en  $\Delta 2\theta^\circ$ . (indice de cristallinité);  $d_{001}$  s.l. [Å] = d-spacing de la 1<sup>ère</sup> harmonique; RM = taux de substitution céladonitique;  $b_0$  = valeur géobarométrique calculée à partir du doublet  $d_{[-331]}$  et  $d_{[060]}$  [Å]; Pa = présence de la paragonite; n = nombre; autres abréviations cf fig. 3, 5, 6 et 7.

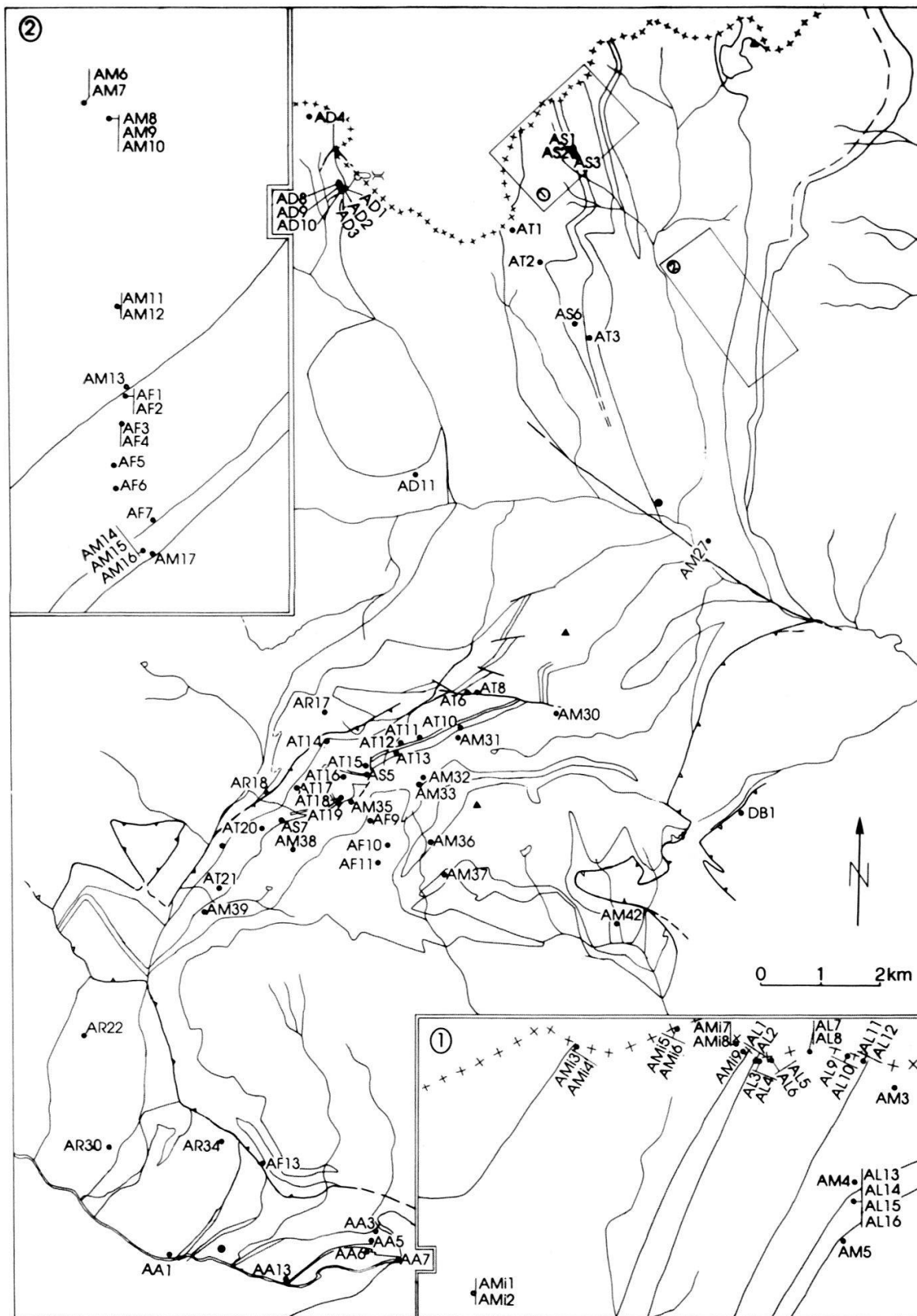


Figure 7.—Carte d'échantillonnage en Val d'Aoste, entre la Doire Baltée et le col du Grand St-Bernard.

Détail 1: Crête frontière au SW du Mont Vélán

Détail 2: Versant E du Val de Menouve

Abréviations utilisées: AD = unité de Drône; AR = zone du Ruitor; AA = zone de Leverogne; AM<sub>i</sub> = zone de Mille; AS = zone de Siviez; AL = zone de La Ly; AT = zone de Gran Testa; AM: unité du Métailler; AF = unité du Mont Fallère. (Se reporter au texte et à l'appendice II-a).

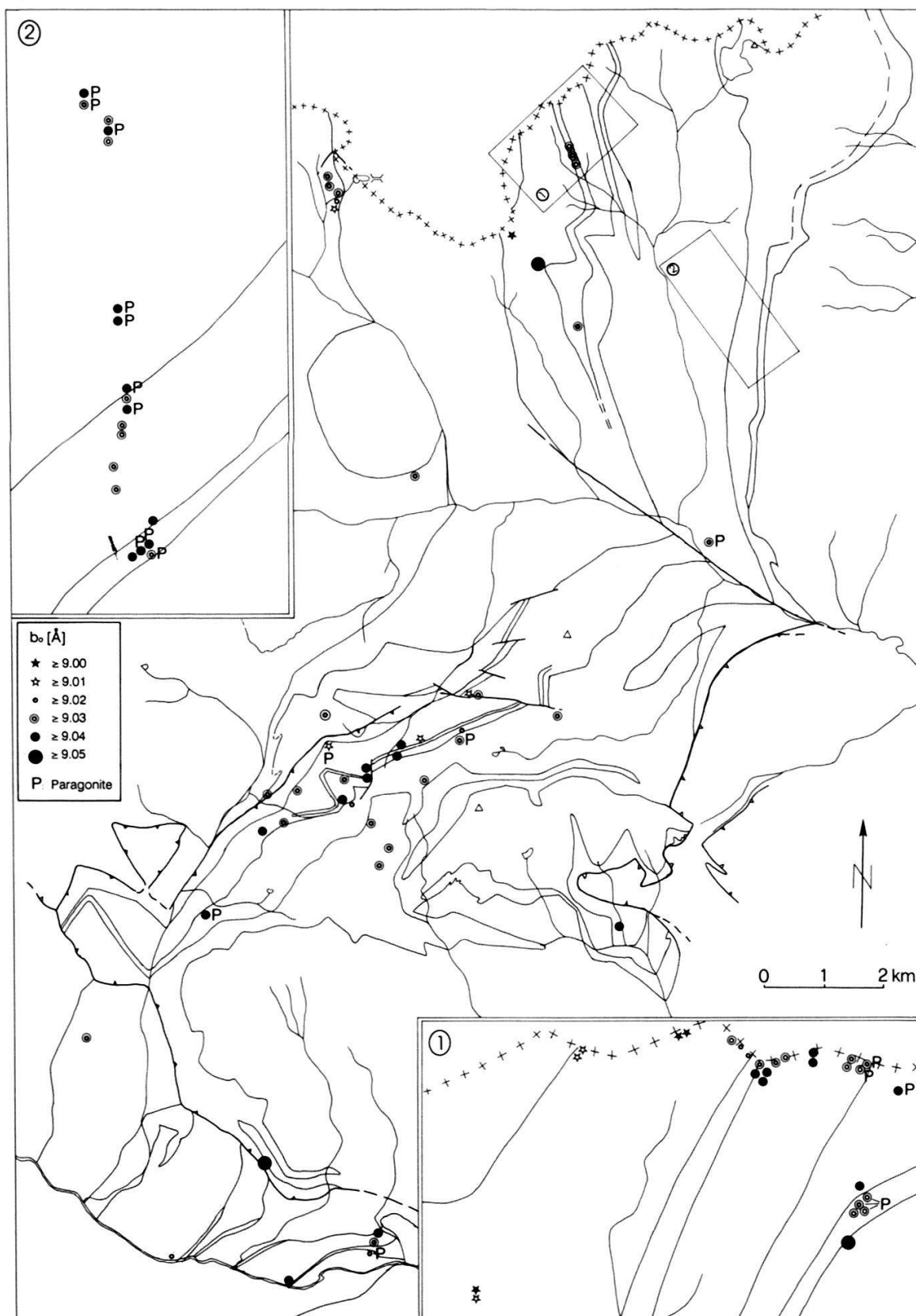


Figure 8.—Carte de répartition du  $b_0$  [Å] au sein des unités du Val d'Aoste.

Les détails 1 et 2 sont identiques à ceux de la figure 7.

P indique la présence de paragonite en phase indépendante.

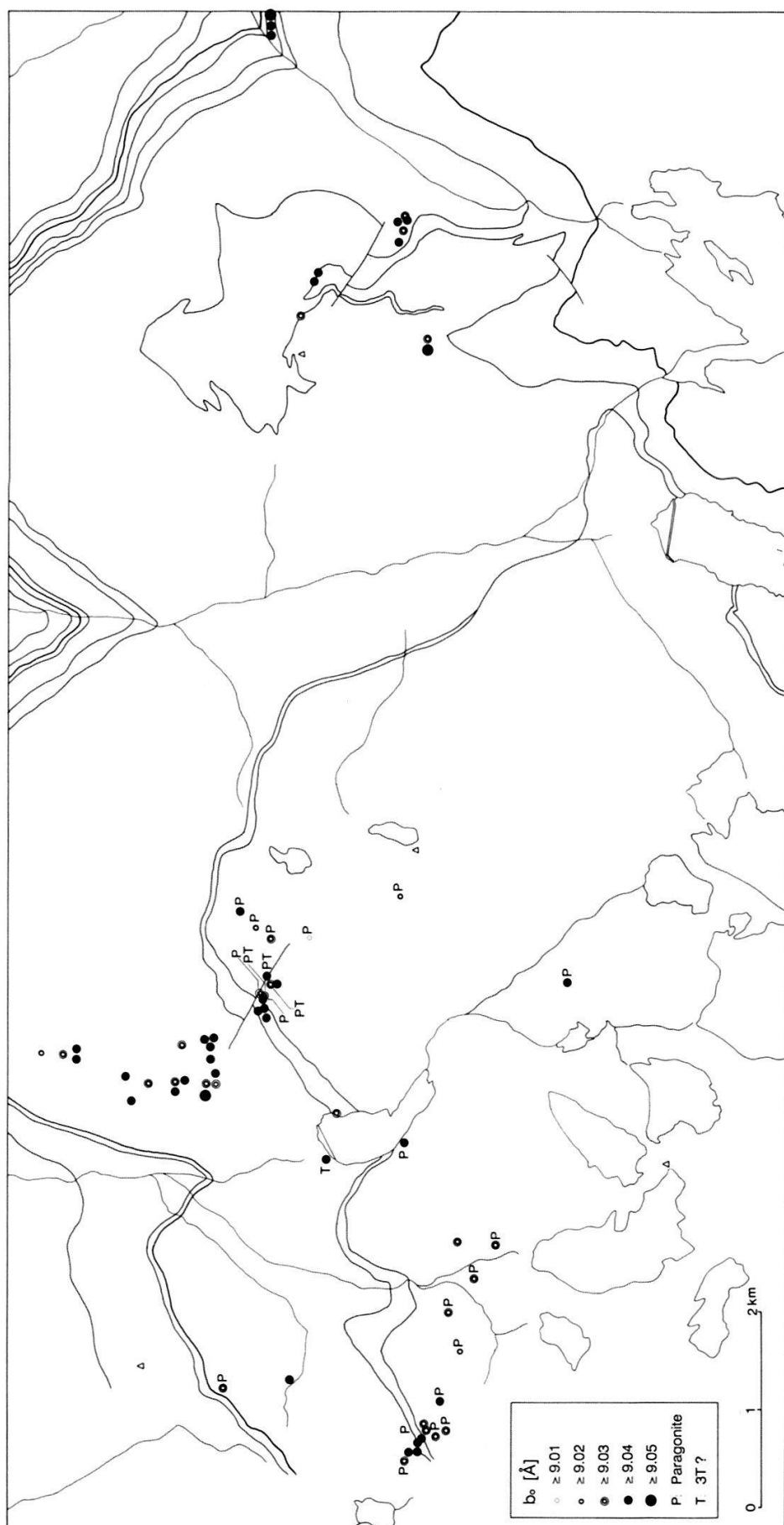


Figure 9. — Carte de répartition du  $b_0$  [Å] au sein des unités de la nappe du Mont Fort, entre le Val de Nendaz et le Val d'Hérens. P indique la présence de paragonite en phase indépendante.

–unité du Mont Fallère (AF): grauwackes-shales (actuellement: gneiss  $\pm$  albitiques  $\pm$  chloriteux)

b.–zone de Gran Testa: grauwackes-shales (actuellement gneiss albitiques  $\pm$  chloriteux)

c.–unités polymétamorphiques (zones du Ruitor et de Leverogne): grauwackes-shales (actuellement micaschistes, gneiss albitiques  $\pm$  grenat  $\pm$  chlorite)

d.–unité de Drône (zone Houillère): grauwackes-arkoses (actuellement quartzites micacés chloriteux).

L'analyse géochimique confirme qu'à l'exception des porphyres quartzifères (POR) de la nappe du Mont Fort, tous les échantillons analysés ont probablement une hérédité détritique, soit grossière (séquence quartzo-feldspathique), soit plus évoluée (séquence semi-pélitique  $\pm$  chlorite).

La figure 5 et le tableau 2 (SEQ) donnent des résultats statistiques en fonction de chaque paramètre considéré (IA,  $d_{001}$  s.l., RM et  $b_0$ ) et de chaque séquence concernée. Les échantillons sont répartis selon trois séquences: quartzo-feldspathique (QF), semi-pélitique sans chlorite (SP) et semi-pélitique à chlorite (SPC). À première vue, aucune corrélation significative ne ressort entre une séquence donnée et un paramètre particulier. Le paramètre  $b_0$  et corrélativement RM (du fait de leur relation linéaire, cf. équation de FREY *et al.* 1983) présentent paradoxalement une tendance plus marquée dans des séquences (QF et SP) à priori plus pauvres en Fe-Mg. Les déviations-standards ( $\leq 0.015$ ) rendent ces tendances significatives, hormis concernant RM de la séquence SPC (= 0.021). Ce chiffre plus élevé est probablement la résultante des effets différentiels du métamorphisme subi. On peut donc postuler que le degré de substitution céladonitique n'est pas contrôlé par la séquence, donc par le chimisme du protolithe. Il en va de même pour le taux de substitution paragonitique. Nous sommes conscients de l'approche par trop sommaire de la comparaison entre «séquence et caractéristiques des micas blancs»; on peut toutefois considérer globalement que dans le cadre des métasédiments monocycliques analysés –il en va de même pour les unités de vieux socle– le contrôle lithologique joue un rôle négligeable et que les variations mesurées sont à mettre au crédit des effets du métamorphisme régional.

On peut sérier les résultats régionaux de la manière suivante:

1.–Les mesures de la cristallinité de l'illite confirment que presque tous les échantillons analysés ont enregistré et conservé la marque de l'épizone. Les valeurs sont quasi constantes, allant de  $0.12^\circ$  à  $0.29^\circ \Delta 2\theta$  CuK $\alpha$ . Les valeurs moyennes mesurées dans la nappe du Mont Fort (région Val de Nendaz et Val d'Hérens) sont systématiquement plus basses (moy:  $\approx 0.15^\circ \Delta 2\theta$ ) que celles enregistrées dans les unités du Val d'Aoste (moy:  $\approx 0.20^\circ \Delta 2\theta$ ). À cet égard, nous constatons que l'unité du Métailler en Val d'Aoste livre des valeurs sensiblement supérieures (moy:  $\approx 0.23^\circ \Delta 2\theta$ ) à celles de la même unité en Valais (moy:  $\approx 0.14^\circ \Delta 2\theta$ ) (cf. tableau 2 et appendices II-b et III). Ceci, en toute hypothèse, pourrait résulter d'une augmentation du degré thermique du métamorphisme (phase mésoalpine) du sud vers le nord.

2.–Les seuls polytypes 3T décelés (4 échantillons sur 159!) proviennent d'échantillons de la nappe du Mont Fort (en Valais), au sein de l'unité du Greppon Blanc (1 éch.) et de l'unité du Métailler (3 éch.). De plus, deux d'entre eux tiennent davantage d'une mixture polytypique ( $2M_1$ -3T) que d'un polytype 3T pur. Il est toutefois intéressant de remarquer (fig. 9) que ces

quatre échantillons se situent dans la même région (lac de Cleuson) et surtout dans des niveaux lithostratigraphiques très voisins, de part et d'autre du niveau des porphyres quartzifères.

3.-La paragonite (cf. appendices II-B et III ainsi que fig. 8 et 9) est préférentiellement associée aux unités de la nappe du Mont Fort, que ce soit en Val d'Aoste ou en Valais; plus précisément au sein de l'unité du Métailler (cf. tableau 1): sur 43 échantillons analysés, 31 ont livré de la paragonite. Il est également révélateur de constater que la zone de La Ly, dans sa portion interne (fig. 2 et 8), comprend systématiquement de la paragonite au voisinage de l'unité du Métailler. Par contre sa portion externe, au voisinage de la zone de Siviez, en est dépourvue.

4.-Ce sont surtout les diagrammes  $d_{001}$  s.l. /  $b_0$  de GUIDOTTI et SASSI (1976) qui permettent de figurer au mieux les résultats (fig. 10 et 11), par le biais à la fois des substitutions céladonitique et paragonitique, en relation respective avec  $b_0$  et  $d_{001}$  s.l., ceci pour des températures croissantes et pour 3 champs de pression (BP, MP, HP).

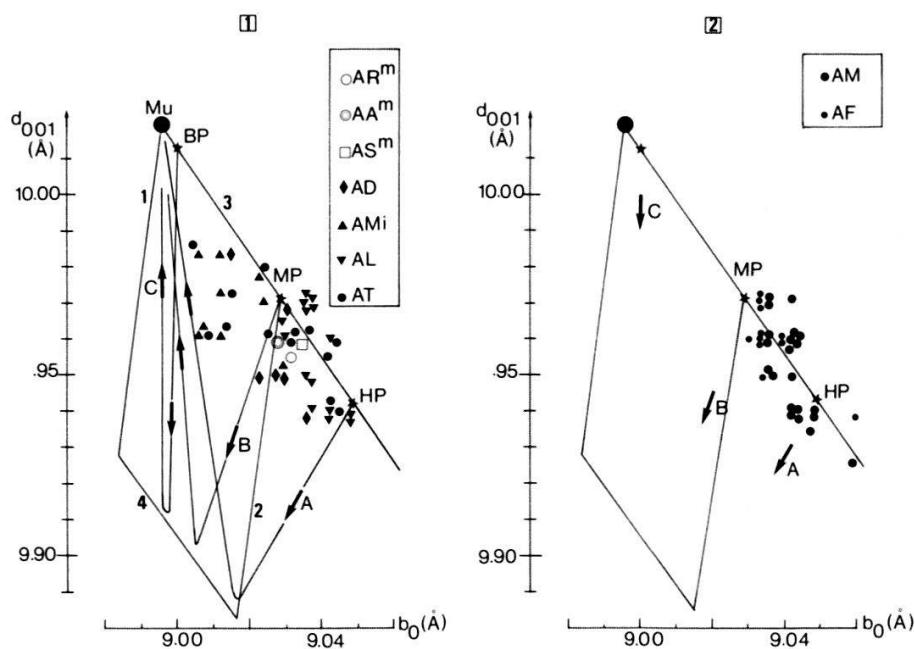


Figure 10.-Diagramme  $d_{001}$  s.l. /  $b_0$  [Å] de GUIDOTTI et SASSI (1976) pour les micas blancs.

Substitution céladonitique (RM) et substitution paragonitique ( $\text{Na}/\text{Na}+\text{K}$ ) en relation avec  $d_{001}$  s.l., pour des températures croissantes (A, B, C) et 3 pressions (HP = haute pression; MP = moyenne pression; BP = basse pression).

Segment 1:  $\text{RM} = 0.00$ ; segment 2:  $\text{RM} = 0.10$ ; segment 3:  $(\text{Na}/\text{Na}+\text{K}) = 0.00$ ; segment 4:  $(\text{Na}/\text{Na}+\text{K}) = 0.30$ .

Mu = muscovite idéale (dioctaédrique)

1.-Populations de micas blancs échantillonnés en Val d'Aoste, hormis celles appartenant à la nappe du Mont Fort.

AR<sup>m</sup> = valeur moyenne pour la zone du Ruitor; AA<sup>m</sup> = idem pour la zone de Leverogne; AS<sup>m</sup> = valeur moyenne pour la zone de Siviez;

2.-Populations de micas blancs échantillonnés en Val d'Aoste, uniquement celles appartenant à la nappe du Mont Fort.

Mêmes abréviations que dans la fig. 7.



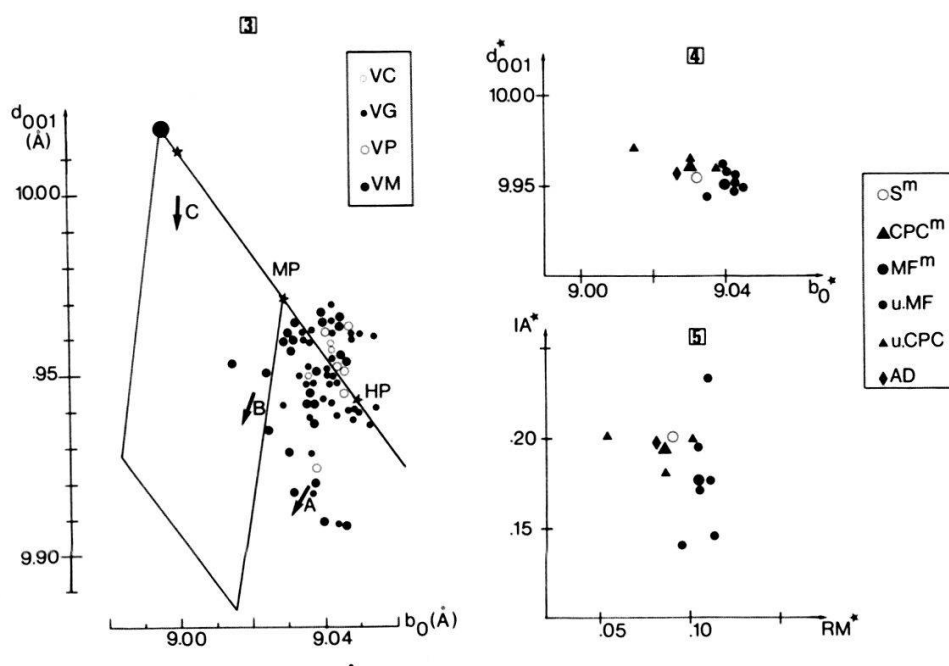


Figure 11.—Diagramme  $d_{001}$  s.l. /  $b_0$ [Å] de GUIDOTTI et SASSI (1976) pour les micas blancs, (mêmes abréviations que dans la fig. 10).

3.—Populations de micas blancs échantillonnés en Valais (cf. appendice III)

Mêmes abréviations que dans la fig. 3.

4.—Représentations des valeurs moyennes.

5.—Valeurs moyennes de IA (indice de cristallinité en  $\Delta 2\theta^\circ$ ) et RM (taux de substitution céladonitique).

Abréviations utilisées:  $S^m$  = valeur moyenne pour les socles (Ruitor, Siviez, Leverogne);  $CPC^m$  = valeur moyenne pour les unités permo-carbonifères (Mille, La Ly, Gran Testa);  $MF^m$  = valeur moyenne pour l'ensemble des unités de la nappe du Mont Fort; u.MF = valeur moyenne pour chaque unité de la nappe du Mont Fort; u.CPC = valeur moyenne pour chaque couverture permo-carbonifère; AD = unité de Drôme (zone Houillère).

Il ressort des diagrammes 10-2 et 11-3 que tous les échantillons provenant de la nappe du Mont Fort (en Val d'Aoste et en Valais) livrent des valeurs de  $b_0 \geq 9.035\text{Å}$ , excédant dans la plupart des cas  $9.040\text{Å}$  pour atteindre même  $9.060\text{Å}$ . Le tableau 2 montre que les valeurs obtenues pour les populations AF, AM, VM, VP, VG, VC, appartenant toutes à ladite nappe, présentent des valeurs de  $b_0$  (corrélativement de RM) très similaires (moy:  $9.040\text{Å}$ ) avec des déviations-standards de l'ordre de  $0.010\text{Å}$  pour  $b_0$ . Ces moyennes sont reportées dans la figure 11-4.

Concernant les unités permo-carbonifères échantillonnées en Val d'Aoste (unité de Drôme et zones de Mille, de La Ly et de Gran Testa), on peut faire les observations suivantes:

—les micas blancs potassiques de la zone de Mille (tab. 1, appendice II-b, fig. 10-1) présentent des valeurs de  $b_0$  systématiquement faibles (moy:  $9.015\text{Å}$ ), à l'exception des échantillons prélevés à proximité de la zone de Siviez (moy:  $9.025\text{Å}$ );

—ceux de la zone de La Ly constituent une seule catégorie (fig. 8) dont les  $b_0$  élevés sont compris entre  $9.030$  et  $9.048\text{Å}$ . Par contre, l'apparition sélective

de la paragonite délimite deux secteurs au sein de cette zone. La coupure à cet égard est très nette sur le profil d'échantillonnage effectué le long de la crête frontière à l'ouest du Mont Vélan (détail 1, fig. 8). Ceci inciterait à penser que la zone de La Ly est une zone tectoniquement composite. Ce point sera détaillé ultérieurement;

–il est quasi impossible de dégager une tendance significative au sein de la zone de Gran Testa ( $b_0$  moy : 9.03Å; min: 9.01; max 9.06; dév. std: 0.015). Cette dispersion des valeurs indique probablement que cette unité est composite du point de vue de son évolution métamorphique alpine s.l.;

–l'unité de Drône, au sein de la zone Houillère, livre des  $b_0$  faibles à intermédiaires (en moyenne de 9.027Å), délicats à interpréter, d'autant qu'ils se répartissent également en deux groupes peut-être significativement contrastés (moy: 9.010 et 9.025Å).

Ce travail portant prioritairement sur les unités monométamorphiques d'âge permo-carbonifère, on accorde un intérêt secondaire aux unités du «vieux socle» (Ruitor, Leverogne, Siviez), étudiées surtout à fin de comparaison avec les unités monocycliques associées. Les résultats obtenus (fig. 10-1, app. II-b et tab. 2) montrent que leur signification est très limitée, car plusieurs générations de micas blancs se superposent dans ces roches, la réponse diffractométrique demeurant ambiguë. On note cependant des valeurs assez élevées pour  $b_0$  et RM, de l'ordre respectivement de 9.03Å et de 0.088. Au vu du nombre réduit d'échantillons analysés et d'une hérédité lithologique plus complexe que dans les roches de couverture, le fait que l'on y décèle des phengites moyennement prononcées, ayant pu cristalliser dans un champ de pression intermédiaire, semble indiquer que ces micas se différencient de ceux de la nappe du Mont Fort. Leur histoire métamorphique alpine est probablement distincte.

#### 4.6. *Interprétation et discussion*

Préalablement à toute interprétation, il convient de rappeler les limites de cette étude diffractométrique. En l'absence d'une étude des microstructures et des relations «cristallisation-déformation» relatives aux micas blancs analysés, l'approche adoptée ici est strictement analytique, au mieux statistique. Ceci permet de tester l'utilité des paramètres cristallographiques en tant que marqueurs d'une évolution métamorphique.

Les interprétations suivantes sont possibles:

a.–Les unités constitutives de la nappe du Mont Fort (aussi bien en Val d'Aoste qu'en Valais) montrent des micas blancs potassiques témoignant d'un champ de relativement haute pression préservé dans leur structure ( $b_0 \geq 9.04\text{Å}$ ;  $\text{RM} \geq 0.10$ ; présence quasi systématique de la paragonite, en particulier dans l'unité du Métailler; rares «reliques» de polytypes 3T, en particulier au contact «Métailler-Greppon Blanc» dans la région du lac de Cleuson (fig. 9). On peut raisonnablement confirmer que cette nappe, constituée d'unités monocycliques, a été affectée par un épisode métamorphique de relativement HP-BT° et que de ce fait elle se distingue des unités sous-jacentes, plus externes. Cela implique également, sur le plan cinématique, que cette nappe s'est mise en place sur celle de Siviez-Mischabel après avoir été affectée par cet épisode dans une portion plus radicale de l'orogène.

b.—A l'exception de la zone de La Ly, toutes les unités permo-carbonifères ainsi que leurs socles associés (à savoir: Drône (Couverture), Ruitor (Socle), Mille (C), Leverogne (S), Siviez (S)) montrent à travers leur micas blancs potassiques une évolution similaire marquée par un champ de pression faible à intermédiaire. La rareté de la paragonite, le faible degré de substitution céladonitique (en particulier dans la zone de Mille), l'absence de polytypes 3T ainsi que des valeurs de  $b_0$  plus basses que dans la nappe du Mont Fort permettent de penser soit que l'épisode HP-BT° n'a pas été effectif dans les nappes des Pontis et de Siviez-Mischabel ainsi que dans la zone Houillère, soit qu'aucune trace n'en a été conservée. Reste à expliquer dans cette dernière hypothèse le pourquoi d'un tel effacement des marqueurs de haute pression.

c.—La zone de La Ly (fig. 8), située entre celle de Siviez («vieux socle de la nappe de Siviez-Mischabel») et l'unité du Métailler (nappe du Mont Fort), livre des résultats très intéressants. Dans sa portion externe, les micas montrent des valeurs comparables à celles mesurées dans la zone interne de Mille (absence de paragonite,  $b_0 \geq 9.03\text{\AA}$ ), alors que dans sa portion interne ils s'assimilent à ceux analysés dans l'unité adjacente du Métailler (HP-BT°). La présence sélective de la paragonite dans cette portion interne vient également renforcer cette similarité. Cette discontinuité pourrait faire supposer que la zone de La Ly n'est pas homogène et qu'elle serait à rattacher en partie au flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel et pour le reste au flanc inverse de la nappe du Mont Fort; la délimitation possible serait marquée par l'apparition de la paragonite, dont la présence est quasi constante au sein de la nappe du Mont Fort.

d.—La zone de Mille (fig. 8), située entre la zone du Ruitor et celle de Siviez, est quant à elle dépourvue de paragonite. Par contre, elle livre des  $b_0$  contrastés entre sa portion externe ( $< 9.02\text{\AA}$ ) et sa portion interne ( $\geq 9.02\text{\AA}$ ). Ceci pourrait confirmer l'hypothèse de BURRI (1983a et b) proposant que la zone de Mille est structurellement composite. C'est-à-dire que sa portion externe constituerait le flanc normal de la nappe des Pontis, tandis que sa portion interne représenterait le flanc inverse de la nappe de Siviez-Mischabel. Ainsi, la limite entre la nappe des Pontis et celle de Siviez-Mischabel pourrait-elle être tracée avec précision, du moins dans la partie la mieux échantillonnée de la région concernée.

Les auteurs sont conscients des limitations d'ordre méthodologique, minéralogique et géologique qui pourraient entraver les interprétations proposées. Cependant, il émane de cette étude régionale que les micas blancs potassiques sont des marqueurs utiles, susceptibles d'enregistrer les conditions métamorphiques de haute pression. Toutefois, il serait indispensable de compléter ce travail par une étude fine des microstructures et l'acquisition de données radiométriques, donnant ainsi aux interprétations proposées une meilleure assise texturale et chronologique.

## 5. LES CHLORITES (ANALYSES PAR XRD)

### 5.1. Introduction

Dans la région étudiée, presque toutes les roches contiennent de la chlorite; cependant les caractères optiques de celle-ci changent d'un échantillon à l'autre, et des tendances semblent se dessiner, relatives aux types de roches et

aux unités auxquelles elles appartiennent. Par exemple, les chlorites de l'unité du Métailler sont souvent très colorées alors que celles de l'unité du Mont Fallère sont plutôt pâles.

Nous avons aussi constaté que la biréfringence des chlorites de l'unité de Gran Testa a tendance à évoluer de façon continue d'un bord à l'autre, partant d'une valeur faible accompagnée d'un signe d'allongement positif au contact avec la zone du Ruitor, passant par un minimum et augmentant passablement, le signe d'allongement s'inversant, à l'approche de l'unité du Métailler.

Le but de cette étude est donc de quantifier chimiquement les variations optiques observées, comme l'ont déjà fait certains auteurs dans d'autres régions (GAY (1972) pour le massif d'Ambin, BOCQUET (1974) pour la moitié nord des Alpes françaises et WETZEL (1973) pour les Alpes centrales), en suivant une méthode inspirée par ALBEE (1962), puis de suivre l'évolution chimique de ces chlorites à travers les divers types de roches et les unités géologiques.

Les chlorites concernées par cette étude sont celles qui ont cristallisé lors du métamorphisme alpin (cf. chap. 3), et qui se présentent généralement en larges paillettes orientées selon la schistosité principale, excluant ainsi les agrégats microcristallins dérivant de la rétomorphose d'autres minéraux.

## 5.2. Caractères optiques

L'observation au microscope des chlorites de 368 échantillons de gneiss, micaschistes et roches vertes, provenant de toutes les unités géologiques décrites dans ce travail, a permis une classification en 9 types de ces chlorites (tab. 3). Elle a été établie en fonction de leurs caractères en lumière polarisée: teintes et valeur de la biréfringence, signe d'allongement.

La valeur de la biréfringence est mesurée à l'aide du réactif optique  $\lambda$ , qui supprime les teintes anormales; il faut ensuite lui soustraire l'équivalent d'un ordre sur le tableau de Newton pour obtenir la valeur réelle. Cette méthode permet également de déterminer le signe d'allongement par rapport au clivage basal (001).

Tableau 3.—Caractères optiques des différents types de chlorites: couleurs, signe d'allongement, teintes de biréfringence, valeur de cette biréfringence, signe optique.

type	couleur		all.	teinte		birefr.	s. opt.
	// cliv.	⊥ cliv.		lum. pol.	lum.pol+ $\lambda$		
I	vert pâle	incolore	–	gris clair - blanc	jaune doré	0.008 - 0.009	+
II	vert bleuâtre	jaunâtre	–	gris - vert olive	orange	0.005 - 0.007	+
III	vert bleuâtre	jaunâtre	–	brun	rouge violacé	0.002 - 0.004	+
IV	vert	jaunâtre	±	brun rouge - cuivré	violet	0.000 - 0.002	+
V	vert	jaunâtre	+	violet sombre	violet - bleu	0.000 - 0.001	–
VI	vert pâle	incolore	+	gris-bleu foncé	bleu	0.001 - 0.002	–
VII	vert	jaunâtre	+	gris violacé clair	bleu	0.002 - 0.003	–
VIII	vert vif	jaunâtre	+	gris verdâtre clair	bleu-vert	0.003 - 0.004	–
IX	vert très vif	jaunâtre	+	vert	vert	0.005 - 0.007	–



### 5.3. Echantillonnage

Les chlorites de 54 échantillons ont été analysées par XRD; plus des deux tiers proviennent de gneiss albitiques chloriteux prélevés dans chacune des unités géologiques étudiées. Les chlorites de roches vertes, micaschistes, quartzites micacés et veines albitiques ont été analysées afin de les comparer avec celles des gneiss. Nous avons choisi dans la mesure du possible des chlorites de tous les types optiques représentés dans chaque unité.

Cette étude n'a été réalisée que dans la partie valdôtaine, dans le cadre d'un travail de recherche plus large de l'un d'entre nous (GOUFFON 1993). La plupart des échantillons ont également servi à l'étude des micas blancs (voir chapitre 4); la liste en est donnée dans l'appendice IIa.

### 5.4. Calculs des proportions stœchiométriques des éléments

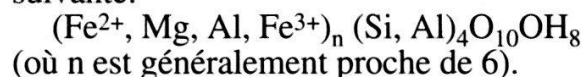
La méthode d'analyse par XRD ne donne que des informations de nature cristallographique. Cependant plusieurs auteurs ont remarqué que certaines variations de paramètres réticulaires sont liées à des changements de la composition chimique. BRINDLEY et BROWN (1980) ainsi que BAILEY (1988), après avoir testé et comparé plusieurs formules d'autres auteurs, proposent les relations suivantes:

- 1)  $d_{001} = 14.648 - 0.378Al^{IV}$
- 2)  $d_{001} = 14.55 - 0.29Al^{IV}$
- 3)  $b_0 = 9.21 + 0.039(Fe^{2+} + Mn)$
- 4)  $b_0 = 9.21 + 0.037(Fe^{2+} + Mn)$

De plus, WETZEL (1973) donne les relations suivantes:

- 5)  $d_{060} = 1.534 + 0.0052Fe^{tot}$
- 6)  $d_{005} = 2.909 - 0.0332Al^{tot}$

En considérant pour les chlorites la formule chimique générale et simplifiée suivante:



Les proportions stœchiométriques peuvent être calculées de la façon suivante:

$$\begin{aligned} \text{moyenne de 1) et 2): } & Al^{IV} = \{9.75 - 0.668d_{001}\} / 0.22 \\ & Si^{IV} = 4 - Al^{IV} \\ \text{moyenne de 3) et 4): } & Fe^{2+} = \{b_0 - 9.21\} / 0.038 \quad \text{avec } b_0 = 6 \times d_{060} \\ \text{d'après 5): } & Fe^{tot} = \{d_{060} - 1.534\} / 0.0052 \\ \text{d'après 6): } & Al^{tot} = \{2.909 - d_{005}\} / 0.0332 \\ & Mg = 6 - \{3/2(Al^{VI} - Al^{IV} + Fe^{3+}) + Fe^{2+} + x\} \\ \text{où: } & x = Al^{VI} \quad \text{si } Al^{VI} > Al^{IV} \\ & x = Al^{IV} \quad \text{si } Al^{VI} < Al^{IV} \end{aligned}$$

### 5.5. Polytypisme

Les chlorites sont des phyllosilicates constitués par un empilement de feuillets type talc (TOT) alternant avec des couches octaédriques type brucite. Selon BROWN et BAILEY (1962) et BAILEY (1988), il y a théoriquement 12 façons de combiner un de ces feuillets avec une couche brucite, donc 12 types structuraux de chlorites, dont 4 seulement se rencontrent dans la nature, avec prédominance du type II-b (80% des chlorites étudiées par ces auteurs).



Ce type II-b apparaît comme le seul stable à des conditions de pression et température correspondant à celles de la cristallisation de la chlorite dans le métamorphisme régional. Les 3 autres types ne s'observent que dans des conditions de pression et température basses, liées au domaine de la diagenèse.

Chaque type structural est reconnaissable en XRD par la présence ou l'absence de certains pics sur les diffractogrammes (BRINDLEY et BROWN 1980).

Toutes les chlorites analysées dans ce travail sont de *type II-b*

### 5.6. Classification

Deux classifications sont couramment utilisées: celle de HEY (1954) et celle de FOSTER (1962), toutes deux affinées par BAILEY (1988) et fondées sur le degré de substitution de Fe par Mg et de Si par Al. D'autres systèmes ont été proposés plus récemment, mais ils font généralement intervenir des éléments souvent mineurs dans les chlorites (Ni, Mn,...), impossibles à quantifier d'après les données cristallographiques, leurs propriétés étant très proches de celles du fer.

Pour FOSTER (1962), Fe<sup>3+</sup> peut prendre place dans les sites octaédriques lors de la cristallisation de la chlorite, au dépend de Al et/ou des cations bivalents, surtout lorsque Al<sup>IV</sup> > Al<sup>VI</sup>, cela pour compenser le déficit de charges dans les sites tétraédriques. Par conséquent seul Fe<sup>2+</sup> est représentatif du degré de substitution Fe-Mg. La classification de Foster est donc fonction du rapport Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>2+</sup>+Mg et du nombre d'atomes Si dans les sites tétraédriques (fig. 12).

Pour HEY (1954), Fe<sup>3+</sup> provient uniquement de l'oxydation de Fe<sup>2+</sup> postérieurement à la cristallisation de la chlorite, le degré de substitution Fe-Mg dépend donc de Fe<sup>tot</sup>. Sa nomenclature des chlorites est fonction du rapport Fe<sup>tot</sup>/Fe<sup>tot</sup>+Mg (ordonnée de gauche) pondéré par la proportion de Fe<sup>tot</sup> (ordonnée de droite), et du nombre d'atomes Si dans les sites tétraédriques (fig. 13). L'auteur tient compte également de l'état d'oxydation du fer en distinguant les chlorites dans lesquelles Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> < 4% (orthochlorites) de celles où cet oxyde est > 4% (leptochlorites ou chlorites oxydées).

Nous n'avons pas tenu compte de cette distinction, pour les raisons suivantes:

- par la formule de calcul adoptée, la proportion de Fe<sup>3+</sup> dépend directement de celle du Fe<sup>2+</sup>:  $Fe^{3+} = 0.22Fe^{2+} + 0.19$ ;

- Fe<sup>3+</sup> peut être inclu dans la structure de la chlorite lors de sa cristallisation (FOSTER 1962);

- pour déterminer l'origine de Fe<sup>3+</sup> il faut connaître la proportion d'hydrogène, car lorsque deux atomes de Fe<sup>2+</sup> s'oxydent, une molécule H<sub>2</sub> est libérée en fonction de la réaction:  $2Fe(OH)_2 = 2FeO(OH) + H_2$  (FOSTER 1962). L'estimation de la proportion d'hydrogène n'est pas possible en XRD;

- CHATTERJEE (1966) définit une chlorite oxydée dans laquelle le fer est en grande majorité trivalent et qui a des propriétés optiques proches de celles de la biotite ou du stilpnomélane (pléochroïsme dans les bruns, biréfringence élevée), mais conservant la structure cristalline de la chlorite. Nous avons effectivement observé, dans une roche un peu altérée, de nombreuses plages présentant une évolution continue de la chlorite typique au centre jusqu'à un phyllosilicate brun à biréfringence élevée à la bordure.

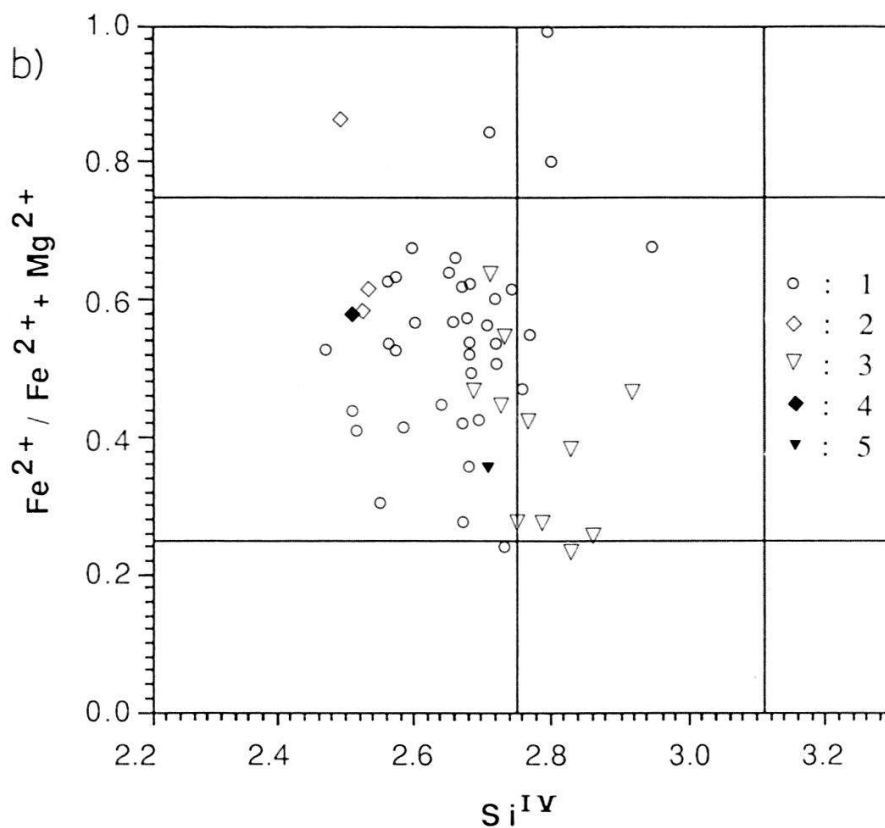
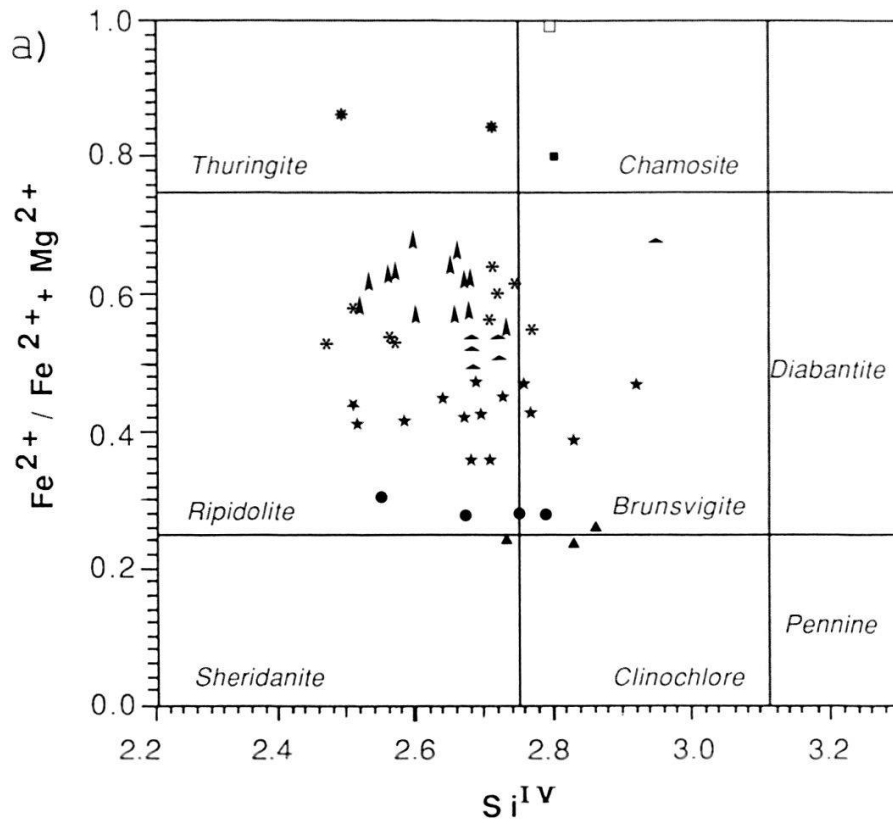


Figure 12.—Diagramme de FOSTER (1962). Si,  $Fe^{2+}$  et Mg sont en proportions atomiques pour 10 oxygènes.

Les chlorites sont distinguées en fonction :

- a.—du type optique auquel elles appartiennent (légende cf. fig. 13).
- b.—de leur origine lithologique: 1: gneiss albitiques chloriteux, 2: micaschistes, 3: roches vertes, 4: gneiss leucocrate, 5: remplissage de fractures.

Nous avons considéré que cette dernière définition des chlorites oxydées est plus réaliste que la limite arbitraire de 4% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Comme nous avons pris soin de ne pas analyser de roche contenant de telles chlorites, nous avons donc utilisé, dans la classification de HEY (1954), les noms des orthochlorites.

### 5.7. Mise en œuvre

Les échantillons ont subi la préparation suivante:

- 1.–broyage de la roche,
- 2.–tamisage et sélection de la fraction comprise entre 0.075 et 0.1 mm,
- 3.–dissolution des éventuels carbonates dans HCl 1N, rinçage et séchage,
- 4.–séparation magnétique des chlorites: 1<sup>er</sup> passage avec magnétisme faible pour éliminer les minéraux ferromagnésiens, 2<sup>e</sup> passage à plus forte intensité pour séparer les chlorites des autres minéraux (les valeurs de réglage du séparateur magnétique sont inspirées de HUTCHISON 1974),
- 5.–analyse par XRD sur poudres non-orientées. Deux diffractogrammes ont été réalisés pour chaque échantillon, dans des buts identiques et avec les mêmes paramètres que pour les micas blancs (chap. 4.4, points 1 et 3).

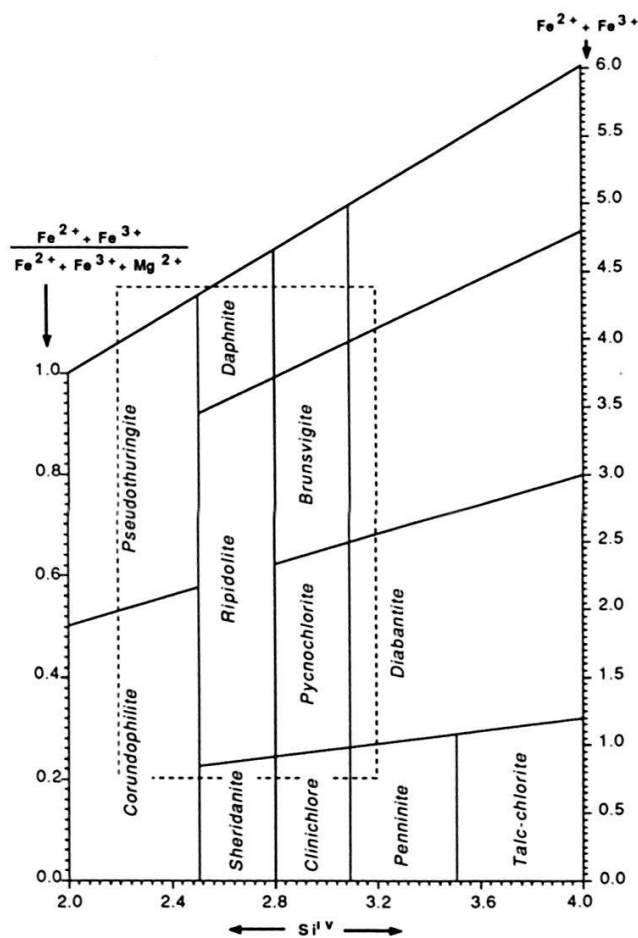
### 5.8. Résultats

Les proportions atomiques des divers éléments entrant dans la composition des chlorites analysées ont été calculées selon les formules énoncées plus haut et reportées dans l'appendice IIc. Les diagrammes de FOSTER (1962) et de HEY (1954) (fig. 12 et 13) montrent une très bonne corrélation entre le type optiquement défini et le rapport Fe/Mg, à une exception près. Chacun de ces types détermine un domaine bien distinct des autres; seuls les types V et VI sont presque confondus. De plus ils se succèdent dans un ordre croissant depuis les chlorites magnésiennes jusqu'aux chlorites ferrifères, en parfait accord avec les résultats d'autres auteurs (p. ex.: ALBEE 1962, GAY 1972, LAIRD 1988).

Dans le type IV, un échantillon (AS2) possède un rapport Fe/Mg et une quantité de Si<sup>IV</sup> plus élevés que les autres. Il est toutefois impossible de définir la cause de cette anomalie. Cet échantillon n'a donc pas été retenu pour la suite.

Le remplacement de Si par Al dans les sites tétraédriques ne semble pas influencer les caractères optiques, cependant la valeur de ce remplacement varie relativement peu d'un échantillon à l'autre. La proportion de Si<sup>IV</sup> est presque toujours comprise entre 2.20 et 2.85 atomes pour 10 oxygènes, ce qui serait le cas de toutes les chlorites dont le rapport Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>2+</sup>+Mg > 0.2 (FOSTER 1962, BOCQUET 1974), donc en tous les cas de celles des roches pélitiques et quartzo-feldspathiques.

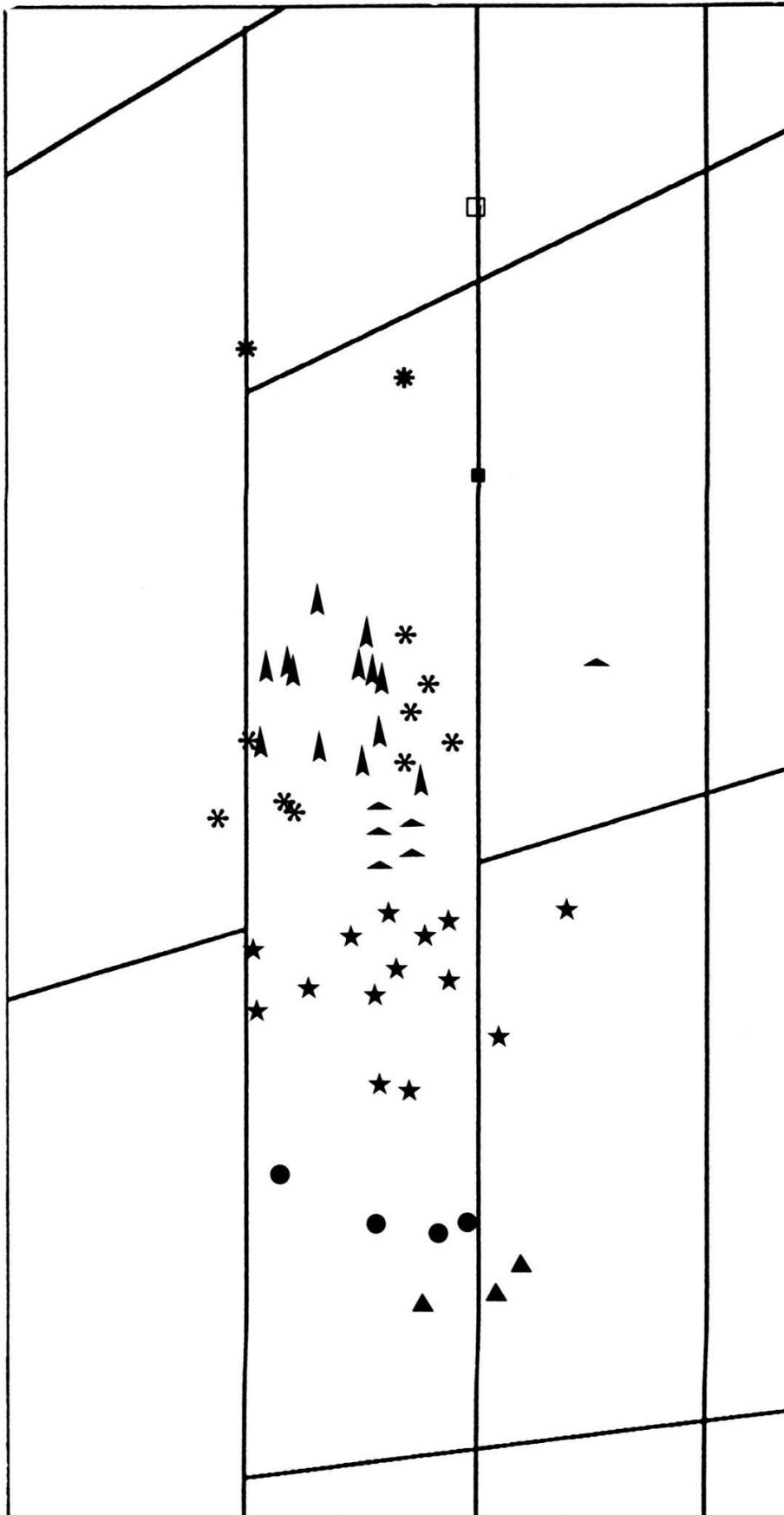
Les deux diagrammes (fig. 12 et 13) ne montrent pas de différences notables, si ce n'est pour la nomenclature. La plupart des chlorites analysées se placent dans le champ des *ripidolites* des deux auteurs, mais des noms différents apparaissent dans des cas particuliers: certaines tombent dans les domaines des clinochlores et des brunsvigites de Foster alors qu'elles apparaissent dans celui des pycnochlorites chez Hey; les chlorites riches en fer sont dans les champs des thuringites et des chamosites pour le premier alors que le second réserve ces dénominations pour les chlorites oxydées (voir chap. 5.6.)



### Types optiques:

- ▲ : I
- : II
- ★ : III
- ▲ : IV
- \* : V
- ▲ : VI
- : VII
- \* : VIII
- : IX

Figure 13 (p. 128-129).—Diagramme de HEY (1954). Tous les cations sont en proportions atomiques pour 10 oxygènes. Les chlorites sont distinguées en fonction du type optique auquel elles appartiennent.





Dans la figure 12b nous avons distingué les chlorites en fonction de leur occurrence. Les chlorites des gneiss se répartissent dans tout le diagramme; celles des micaschistes, bien que peu représentées, se situent exclusivement dans le secteur caractérisé par de relativement fortes teneurs en  $Al^{IV}$  et en  $Fe^{tot}$ , alors que celles des roches vertes se concentrent vers un pôle opposé.

Dans les séquences semi-pélitique et quartzo-feldspathique, le rapport  $Fe/Mg$  de la roche ne semble pas beaucoup influencer celui de la chlorite. Nous avons calculé les rapports  $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$  et  $Fe^{tot}/Fe^{tot}+Mg$  de 16 roches analysées par XRF (appendice Ia) et nous les avons placés dans un diagramme afin de les comparer avec les valeurs obtenues sur les chlorites (fig. 14). Lorsque  $Mg$  est prépondérant (types II et III), les valeurs du rapport  $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$  des roches correspondent aux valeurs possibles pour les chlorites, alors qu'elles s'en éloignent en moyenne pour le rapport  $Fe^{tot}/Fe^{tot}+Mg$ . Pour les types ferrifères (V à VIII), les deux rapports sont systématiquement plus bas dans les roches que dans les chlorites.

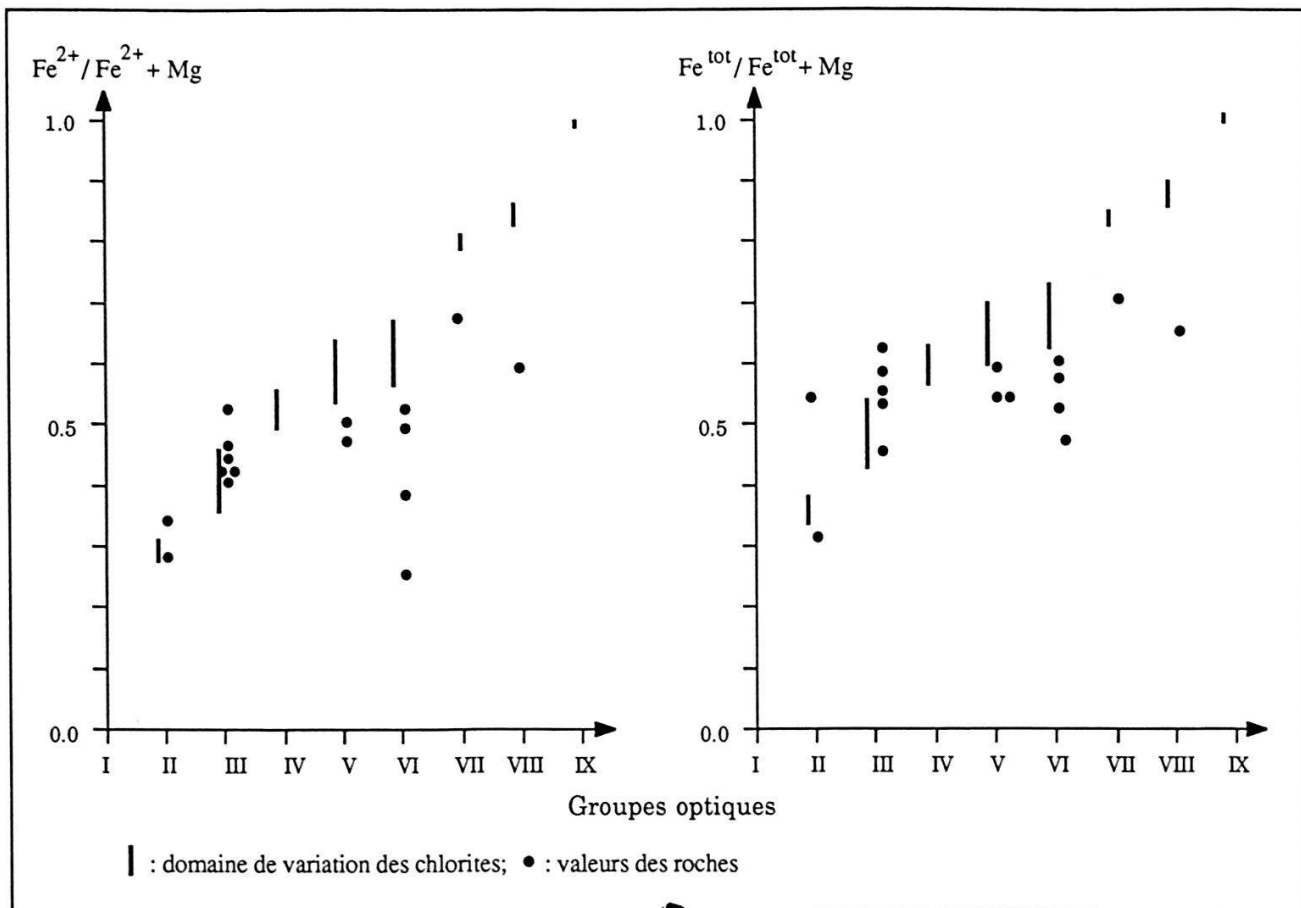


Figure 14.—Valeurs des rapports  $Fe/Mg$  des roches en fonction du type optique de leur chlorite, comparées à celles des chlorites elles-mêmes.

Lors du dépouillement des diffractogrammes, nous avons constaté une certaine corrélation entre le rapport des intensités des pics correspondant aux réflexions 060 et 20-8 ( $RI^{060}/_{20-8}$ —appendice IIc) et le type de roche: les roches vertes ont en général un rapport  $>1$  alors qu'il est  $<1$  pour les autres roches. Ce fait intéressant serait à confirmer par l'analyse de poudres orientées.

### 5.9. Répartition lithologique et tectonique

Puisque les corrélations «caractères optiques – rapport Fe/Mg» sont bonnes, il est possible d'étendre les résultats obtenus aux 368 roches étudiées au microscope et de s'intéresser ainsi à leur répartition (tab. 4 –voir aussi GOUFFON 1993):

a.–les chlorites des roches pélitiques et quartzo-feldspathiques des unités polycycliques (zones du Ruitor et de Siviez) sont riches en fer, alors que celles de l'unité monocyclique de Gran Testa montrent une nette tendance magnésienne. Celles de la nappe du Mont Fort (unités du Métailler et du Mont Fallère) ont une composition intermédiaire;

b.–les chlorites de l'unité du Mont Fallère sont en moyenne plus magnésiennes dans la partie S que dans la partie N;

c.–les divers types de chlorites d'une roche ou d'une séquence donnée se répartissent d'une manière apparemment quelconque au sein de chaque unité, excepté dans la zone de Gran Testa: dans la séquence quartzo-feldspathique à semi-pélitique (la presque totalité des roches de cette unité) les chlorites sont de composition intermédiaire à proximité de la zone du Ruitor et deviennent de plus en plus magnésiennes à l'approche de l'unité du Métailler;

d.–les chlorites des roches vertes de toutes les unités géologiques sont plutôt riches en Mg. Une particularité est toutefois à souligner: dans l'unité du Métailler, trois échantillons présentent des plages de chlorite zonées, à cœur ferrifère (type V à VII) et bordure magnésienne (type II à III).

### 5.10. Conclusions

Un premier fait peut être considéré comme acquis: les caractères optiques des chlorites reflètent de façon très satisfaisante le rapport Fe/Mg de ces minéraux; de plus, cette relation ne semble pas influencée par la proportion d'Al dans les sites tétraédriques.

Plusieurs facteurs interviennent conjointement sur le chimisme des chlorites. La composition globale de la roche en est certainement un, les chlorites des micaschistes étant plus riches en aluminium que celles des roches vertes. Cependant, cette corrélation positive Fe/Mg entre roches et chlorites peut varier si d'autres minéraux de la paragenèse contiennent l'un ou l'autre de ces éléments (ou les deux). Dans notre cas, la presque totalité des échantillons analysés renferme des minéraux opaques riches en fer (p. ex.: pyrite, hématite); de plus, dans les unités polycycliques et dans la nappe du Mont Fort, certains peuvent contenir des grenats, des amphiboles bleues ou vertes, du stilpnomélane ou du chloritoïde. Il n'est donc pas surprenant de constater que ces dernières roches, qui possèdent des chlorites ferrifères à intermédiaires, montrent les plus grandes variations entre le rapport Fe/Mg de la roche et celui de ses chlorites.

Le métamorphisme est probablement un second facteur très important, puisque les chlorites ne sont pas les mêmes dans des roches possédant des histoires métamorphiques différentes. Si l'on considère que toutes les chlorites analysées ont cristallisé lors de la même phase du métamorphisme alpin (phase mésoalpine de faciès schiste vert), ce qui transparait au travers des textures, il faut peut-être rechercher leurs différences dans les paragenèses héritées. Les chlorites des zones du Ruitor et de Siviez ont cristallisé à partir de

roches	types de chlorites								
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
<b>Ruitor</b>									
gneiss				12	12	4	9		
micaschistes		2		1	6	16	8		
orthogneiss du Mt Flassin					2	2	8	3	1
gneiss ocellés						1	3	3	
roches vertes		4	8	5				1	
<b>Gran Testa</b>									
gneiss albitiques	1	8	11	4	4	2			
conglomérats - arkoses	1	9	2	2					
r. quartzo-micacées sup.		2							
r. quartzo-micacées inf.						1	2		
schistes noirs		1	1		3	1			
<b>Siviez</b>									
gneiss					2	6	3		
<b>Métailler</b>									
gneiss albitiques		1	10	2	3	3	6		
gneiss leucocrates	1	1						1	1
roches à chloritoïde			2		2	1	5	2	1
autres gneiss			1	1	1	2		1	
roches vertes	1	5	4	zonées de II à VII: 3			1		
<b>Mont Fallère</b>									
gneiss gris-bleu		2	3	5	10	2			
micaschistes		1	1		2	2			
autres gneiss	1	2	2	4	2	3	3	2	
roches vertes	1	3	10	2		1			
<b>Mont Fallère (sud)</b>									
gneiss gris-bleu		8	1		1				
gneiss albitiques		3	2	2	1		1		
<b>Leverogne</b>									
gneiss		2	9	4	8	4	2		
micaschistes à chloritoïde				2		3	1		
roches vertes	1	6	5	1					

Tableau 4.—Répartition des chlorites par types dans les différentes roches et unités géologiques.

paragenèses formées sous les conditions du faciès amphibolite (métamorphisme anté-alpin –ESCHER 1988), alors que celles de la zone de Gran Testa seraient nées de minéraux détritiques (sédiments non métamorphiques), et que celles de la nappe du Mont Fort dériveraient de paragenèses de l'épisode HP-BT°. Il n'est cependant pas exclu que des chlorites de cette nappe aient déjà cristallisé lors de cette première «phase», comme le zonage de ces minéraux dans certaines roches vertes de l'unité du Métailler (tab. 4) tendrait à le prouver.

De nombreux auteurs se sont déjà penchés sur les chlorites, dans le cadre d'études géologiques régionales, tant pour en découvrir les propriétés cristallographiques que pour définir leurs caractères optiques. Les relations entre la composition des chlorites et les conditions de leur formation restent néanmoins assez énigmatiques. Ce travail tente d'ouvrir de nouvelles perspectives: il semble en effet possible de distinguer un socle polycyclique de sa «couverture» monocyclique d'après le type des chlorites de leurs gneiss, dans le cas d'un métamorphisme commun monophasé. Si cette distinction est souvent évidente, elle peut devenir délicate, comme par exemple en Val d'Aoste où les zones de Siviez et de Gran Testa sont parfois confondues du fait de la ressemblance de leur lithologie et de la forte réduction de la première.

## 6. CONCLUSIONS

Cette étude diffractométrique sur les caractéristiques des phyllosilicates (micas blancs et chlorites) dans la partie occidentale de la «super» nappe du Grand St-Bernard (Val d'Aoste et Valais) a permis de dégager les tendances et indications suivantes:

### 6.1. Conclusions méthodologiques

1.—De cette étude régionale, il ressort que la XRD sur micas blancs potassiques demeure une méthode efficace pour sérier des tendances géobarométriques (indicateur  $b_0$ ), ceci dans la mesure où une telle étude s'appuie sur une base géologique préalable (levés détaillés et compréhension des mégastructures).

2.—Par contre, les chlorites, faute d'un modèle approprié d'interprétation cristallo-chimique, s'avèrent inutilisables pour caractériser le profil d'un événement métamorphique.

### 6.2. Conclusions régionales

1.—Il se confirme que toutes les unités constitutives de la nappe du Mont Fort, tant en Val d'Aoste qu'en Valais, ont enregistré les effets d'un épisode métamorphique de relativement haute pression. Des valeurs constamment élevées de  $b_0$  ( $\geq 9.035\text{\AA}$ ) ainsi que la présence systématique de la paragonite semblent l'indiquer. De plus les rares polytypes 3T ou mixtures polytypiques  $2M_1$ -3T n'ont été mis en évidence que dans cette nappe.

2.—Des tendances contradictoires se dégagent des unités monocycliques, d'âge permo-carbonifère, situées en Val d'Aoste. Il se confirme que la zone de Mille est tectoniquement composite et qu'un contraste géobarométrique peut y être constaté. Ceci devrait permettre d'y tracer la limite entre les nappes des Pontis et de Siviez-Mischabel avec plus de précision et selon un critère quantifiable (valeur du  $b_0$ ). Si la zone de La Ly livre des  $b_0$  systématiquement élevés, elle présente un net contraste quant à la distribution de la paragonite. Celle-ci n'apparaît qu'à proximité de l'unité du Métailler (nappe du Mont Fort), alors qu'elle est absente sur le flanc normal de la zone de Siviez. Ceci demande confirmation, mais pourrait en première analyse fournir, au sein de la zone de La Ly, un critère pour délimiter la nappe de Siviez-Mischabel de celle du

Mont Fort. La zone de Gran Testa, encore mal dégrossie au niveau structural, livre des résultats ininterprétables ( $b_0$  compris entre 9.01 et 9.06 Å). Ceci exprime sans doute le fait que cette zone est constituée de plusieurs entités dont le statut (polycyclique ou monocyclique) et/ou l'apparement tectonique n'est pas encore compris. Cet acquis, en apparence négatif, constitue néanmoins un point intéressant par la question même qu'il pose.

3.—Les mesures de la cristallinité de l'illite montrent, au sein de l'unité du Métailler, une augmentation du degré thermique du métamorphisme mésoalpin du sud (Val d'Aoste) vers le nord (Val de Nendaz et d'Hérens).

4.—Aucune tendance significative ne se dégage des socles polycycliques (zones du Ruitor et de Siviez). Ceci est dû, en plus du nombre très réduit d'échantillons analysés, au fait que plusieurs générations de micas blancs (détritiques, varisques, alpins s.l.) coexistent dans ces roches, d'où un signal diffractométrique délicat à interpréter. Il convient cependant de constater que les valeurs de  $b_0$  mesurées y sont assez élevées ( $\geq 9.03\text{Å}$ ). La signification de ces valeurs demeure ambiguë.

5.—Dans le cadre d'une étude régionale, l'intérêt principal d'une caractérisation des chlorites réside dans la possibilité de distinguer un socle polycyclique de sa «couverture» monocyclique, d'après le type des chlorites de leurs gneiss respectifs et ceci dans le cas d'un métamorphisme commun monophasé. Une étude de ce type devrait être poursuivie au sein des zones de Siviez et de Gran Testa afin d'en affiner l'identification et pourrait devenir un outil intéressant pour mieux comprendre la lithostratigraphie et la structure tectonique de la zone de Gran Testa.

6.—Enfin, il serait souhaitable de développer cette étude en complétant d'abord le profil du Val de Nendaz (étude de la zone Houillère et des nappes des Pontis et de Siviez-Mischabel), puis en réalisant d'autres transversales, peut-être plus à l'est (Val d'Anniviers) ou plus au sud (en Vanoise).

#### REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier H.-R. Pfeifer et J.-C. Lavanchy du Centre d'Analyse Minérale (CAM, UNIL) pour la qualité des analyses XRF, de même que L. Dufresne du Laboratoire de RX (IMP, UNIL) pour son aide précieuse et ses conseils avisés lors de la préparation des échantillons XRD. De plus nous tenons à exprimer notre reconnaissance à tous nos collègues M. Burri, M. Sartori, A. Escher, T. Baudin, M. Jaboyedoff, F. Philipposian, M. Schaffer, R. Caby et R. Chessex pour les nombreux échanges de vues dont ce travail bénéficia.

#### RÉFÉRENCES

- ALBEE A.-L., 1962. Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite serie. *Amer. Mineralogist* 47: 851-870.
- ALLIMANN M., 1987. La nappe du Mont Fort dans le Val d'Hérens. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 78.4: 431-444.
- ALLIMANN M., 1989. Les brèches de la région d'Evolène (Nappe du Mont Fort, Valais, Suisse). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69: 237-250.
- ALLIMANN M., 1990. Etude géologique de la nappe du Mont Fort dans la région d'Evolène. Thèse Univ. Lausanne. 109 p.



- ALLIMANN M. et GOUFFON Y., 1984. Les unités penniques entre Gd St-Bernard et Mt Vélán (Val d'Aoste - Italie). Diplôme Uni. Lausanne, inédit. 107 p.
- BAILEY S.W., 1988. Chlorites: structures and crystal chemistry. In RIBBE P.H. (ed.): *Hydrous Phyllosilicates. Reviews in Mineralogy, Min. Soc. Amer.*, 19: 345-403.
- BAUDIN T., 1987. Etude géologique du massif du Ruitor (Alpes franco-italiennes): évolution structurale d'un socle Briançonnais. Thèse. Univ. Grenoble, 259 p.
- BEARTH P., 1961. Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand-St-Bernard dans le Valais (Suisse). *Mém. hors série Soc. géol. France, livre à la mémoire du Prof. P. Fallot, II*: 407-418.
- BOCQUET J., 1974. Etude minéralogique et pétrographique sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse, Univ. Grenoble.
- BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C. et KRUMMENACHER D., 1974. K-Ar and Rb-Sr Dating of Blue Amphiboles, Micas and Associated Minerals from the Western Alps. *Contr. Mineral. Petrol.* 47: 7-26.
- BORG I.Y. et SMITH D.K., 1969. Calculated X-Ray Powder Patterns for Silicate Minerals. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 122. 896 p.
- BRECHBÜHLER Y.-A. et CRISINEL A., 1979. Pétrographie de la nappe du Grand-St-Bernard dans la région de Bourg-St-Pierre (Val d'Entremont, Valais). *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne* 243. 8 p.
- BRINDLEY G.W. et BROWN G., 1980. Cristal structures of clay minerals and their X-ray identification. *Monogr. mineral. Soc. London* 5. 495 p.
- BROWN B.E. et BAILEY S.W., 1962. Chlorite polytypism: I. Regular and semi-random one-layer structures. *Amer. Mineralogist* 47: 819-850
- BURRI M., 1983a. Description géologique du front du Saint-Bernard dans les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne* 270. 88 p.
- BURRI M., 1983b. Le front du Grand St-Bernard du val d'Hérens au val d'Aoste. *Eclogae geol. Helv.* 76/3: 469-490.
- CABY R., 1968. Contribution à l'étude des Alpes occidentales: subdivisions stratigraphiques et structures de la Zone du Grand St-Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste (Italie). *Géol. alp. (Grenoble)* 44: 95-111.
- CABY R., 1974. Gneiss permocarbonifères d'origine granitique et volcanique dans la Zone houillère et la Zone du Grand St-Bernard en Val d'Aoste (Italie). *Géol. alp. (Grenoble)* 50: 39-44.
- CABY R. et KIENAST J.R., 1989. Meso-Alpine high pressure assemblages and excavation of the Ruitor Briançonnais basement (Savoie, Val d'Aoste, Graie Alps). *Terra Abstracts* 1: 266.
- CIPRIANI C., SASSI F.P. et BASSANI C.V., 1968. La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorfico. *Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol.* 24: 3-37.
- CHATTERJEE N.D., 1966. On the widespread occurrence of oxidized chlorites in the pennine zone of the western Italian Alps. *Contr. Mineral. Petrol.* 12: 325-339.
- DECORVET R., 1988. La géologie de Cleuson. Diplôme Univ. Lausanne, inédit.
- DESMONS J., 1986. The alpine metamorphism and their environments in the Western Alps: unsolved problems. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 66: 29-40.
- ELLENBERGER F., 1958. Etude géologique du pays de la Vanoise. *Mém. Carte Serv. Géol. France.* 562 p.
- ESCHER A., 1988. Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le Val de Bagnes et les Mischabel. *Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. natl.* 7. 26 p.
- ESCHER A., MASSON H. et STECK A., 1988. Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. *Mémoire de géologie Lausanne* 2 et *Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. natl.* 2. 11 p.
- FONTEILLES M., 1976. Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origines métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées Orientales). Thèse d'Etat. Uni. Paris VI. 2 vol. 693 p.

- FOSTER M.D., 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. *U. S. geol. Surv. prof. Pap.* 414-A: 1-33.
- FRANCESCHELLI M., LEONI L. et MEMMI I., 1989.  $b_0$  of Muscovite in low and high grade variance assemblages from low grade Verrucano rocks, Northern Apennines, Italy. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69/1: 107-116.
- FREY M., 1987. Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In FREY M. (ed.): *Low Temperature Metamorphism*. Blackie, London: 9-58.
- FREY M., HUNZIKER J.C., JÄGER E. et STERN W.B., 1983. Regional distribution of white K-mica polymorphs and their phengite content in the Central Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 83: 185-197.
- GAY M., 1972. Le massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution métamorphique. *Arch. Sci. (Genève)* 25.1: 5-100.
- GOFFÉ B., 1982. Définition du faciès à Fe/Mg-carpholite-chloritoïde, un marqueur du métamorphisme HP-BT dans les métasédiments alumineux. Thèse d'Etat, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris. 233 p.
- GOUFFON Y., 1993. Géologie de la «nappe» du Grand St-Bernard entre la Doire Baltée et la frontière suisse (Vallée d'Aoste-Italie). *Mém. de Géol. (Lausanne)* 12. 147 p.
- GUIDOTTI C.V., 1984. Micas in metamorphic rocks. In BAILEY S.W. (ed.): *Micas. Reviews in Mineralogy* 13. Mineralogical Society of America: 357-467.
- GUIDOTTI C.V. et SASSI, F.P., 1976. Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. *N. Jb. Mineral. Abh.* 127: 97-142.
- GUIDOTTI C.V. et SASSI F.P., 1986. Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite  $b_0$  data from low-grade metapelites. *N. Jb. Mineral. Abh.* 153: 363-380.
- HEDIGER R., 1979. Géologie et pétrographie du Col du Grand-St-Bernard. Diplôme Univ. Lausanne, inédit. 121 p.
- HEY M.H., 1954. A new review of chlorites. *Mineral. Mag.* 30: 279-292.
- HOLTZAPFFEL T., 1985. Les minéraux argileux: Préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Publication Soc. Géol. Nord*: 12.
- HUON S., KUBLER B. et HUNZIKER J.C., 1988. Identification de mélanges de micas blancs par diffraction des rayons X: application à des séries carbonatées faiblement métamorphisées. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 68/2: 185-202.
- HUNZIKER J.C., 1974. Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova.* 31. 54 p.
- HUNZIKER J.C., DESMONS J. et HURFORD A.J., 1992. Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. *Mém. Géol. Lausanne* 13. 59 p.
- HUTCHISON C.S., 1974. *Laboratory handbook of petrographic techniques*. John Wiley et Sons, New-York. 527 p.
- KISCH H.J., 1987. Correlation between indicators of very low-grade metamorphism. In FREY M. (ed): *Low Temperature Metamorphism*. Blackie, London: 227-300.
- KUBLER B., 1984. Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse. Température et Calorimétrie. In LAGACHE, M. (ed.): *Thermométrie et barométrie géologiques. Soc. franç. Minéral. Cristallogr. Vol 2*: 489-596.
- KUBLER B., 1985. Cristallinité de l'illite: méthodes normalisées de préparation et de mesure. *Cah. Inst. Géol. Uni. Neuchâtel. Série A.X-11.* 16 p.
- LAIRD J., 1988. Chlorites: Metamorphic petrology. In RIBBE, P.H. (ed.): *Hydrous Phyllosilicates. Reviews in Mineralogy, Min. Soc. Amer.*, 19: 405-453.
- OULIANOFF N., 1955. Note concernant l'origine et le métamorphisme des «schistes de Casanna» (Massif du Métailler dans le Val de Nendaz, en Valais). *Bull. Lab. Géol. Lausanne* 113. 15 p.
- PITTELOUD E. et GERBER C., 1988. Etude géologique et minéralogique des nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort dans le val de Nendaz (Valais). Diplôme Univ. Lausanne, inédit. 87 p.

- SARTORI M., 1990. L'unité du Barrhorn (Zone Pennique, Valais, Suisse). *Mém. Géol. (Lausanne)* 6. 156 p.
- SARTORI M. et THÉLIN P., 1987. Les schistes œillés albitiques de Barneuzza (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais, Suisse). *Bull. suisse Minéral. Pétr. 67*: 229-256.
- SASSI F.P., 1972. The petrological and geological significance of the  $b_0$  values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps. *Tschermaks. miner. petrogr. Mitt.* 18: 105-113.
- SASSI F.P. et SCOLARI A., 1974. The  $b_0$  value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contrib. Mineral. Petrol.* 45: 143-152.
- SASSI F.P., KRAUTNER H.G. et ZIRPOLI G., 1976. Recognition of the pressure character in greenschist facies metamorphism. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56: 427-434.
- SCHAER J.-P., 1959a. Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes. *Arch. Sci. (Genève)* 12.4: 473-620.
- SCHAER J.-P., 1959b. Les porphyres quartzifères et les roches volcaniques prétriasiques de la nappe du Grand St Bernard, Valais, Suisse. *Geol. Rdsch.* 48: 147-158.
- SRODON J. et EBERL D.D., 1984. Illite. In BAILEY, S.W. (ed.): Micas. Reviews in Mineralogy 13, Mineralogical Society of America: 495-538.
- THÉLIN P., 1983. Les gneiss œillés de la nappe du Grand Saint-Bernard. Thèse, Univ. Lausanne, 495 p.
- THÉLIN P., 1992. Les métapélites du Mont-Mort: une fenêtre métamorphique (Nappe des Pontis, Zone du Rutor, Valais). *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 82.2: 97-116.
- THÉLIN P. et AYRTON S., 1983. Cadre évolutif des événements magmatico-métamorphiques du socle anté-triasique dans le domaine pennique (Valais). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 63: 393-420.
- THÉLIN P., SARTORI M., BURRI M., GOUFFON Y. et CHESSEX R., 1993. The Pre-Alpine Basement of the Briançonnais (Wallis, Switzerland). In VON RAUMER J.F. von et NEUBAUER F. (ed): Pre-Mesozoic Geology in the Alps. Springer Verlag, 297-315.
- WETZEL R., 1973. Chemismus und physikalische Parameter einiger Chlorite aus der Grünschieferfazies. *Bull. suisse Minéral. Pétr. 53*: 273-297.
- WUST G. et BAEHNI L.-A., 1986. The distinctive tectonometamorphic evolution of two basement complexes belonging to the Grand-St-Bernard nappe (Val de Bagnes, Valais). *Bull. suisse Minéral. Petrogr.* 66: 53-71.
- ZEN E-an, 1969. Metamorphism of Lower Paleozoic rocks in the vicinity of the Taconic Range in West-Central Vermont. *Amer. Mineralogist.* 45: 129-175.

Manuscrit reçu le 26 septembre 1994

N° (1)	Roche	Lieu	Coordonnées
D1	quartzite micacé chloriteux	Col du Gd St Bernard	578'540/79'590
D2	quartzite micacé congl.	Col du Gd St Bernard	578'160/80'655
R1	gneiss gris	Col du Gd St Bernard	578'710/78'670
R2	micaschiste à grenat	Combe Flassin	57'870/72'120*
A1	gneiss albitiques	face à Leverogne	57'725/63'710*
A2	gneiss albitique à grenat et chlorite	face à Leverogne	56'900/63'580*
T1	gneiss chlorito-micacé	Menouve	582'600/80'090
T2	gneiss albitique s.st.	Combe Flassin	57'825/71'200*
T3	gneiss micacé albitique	Combe de Barasson	582'300/78'955
T4	gneiss albitique micacé	Combe de Vertosan	55'550/69'830*
G1	quartzite vert (verrucano)	route Lana - Flanmayens	107'400/602'200
G2	quartzite gris feuilleté	route Lana - Flanmayens	107'400/602'600
G3	micaschiste	Les Follinesses	107'000/602'200
G4	gneiss albitique	Les Arpilles	105'950/600'400
G5	micaschiste	base du Raz d'Arbey	106'525/601'680
G6	gneiss albitique carbonaté	Cleuson	591'260/107'075
P1	porphyre quartzifère	Clocher de Novely	592'480/107'660
P2	porphyre quartzifère	Les Troutses	592'950/107'985
M1	gneiss chlorito-albitique	route de la Dixence	103'650/597'600
M2	gneiss albitique	route de la Dixence	103'650/597'600
M3	gneiss à glaucophane	Lago delle Rane	58'700/69'380*
M4	micaschiste à grenat et chloritoïde	Mt Chenaille	584'375/78'125
M5	gneiss albitique	Combe Flassin	57'970/71'210*
F1	gneiss gris-bleu	Mt Rosso	57'250/69'950*
F2	gneiss gris-bleu	route du Bosco Pezon	62'940/73'400*

(1): signification des lettres: D = unité de Drône; R = zone du Ruitor; A = zone de Leverogne; T = zone de Gran Testa; G = unité du Greppon blanc; P = niveau de porphyre quartzifère; M = unité du Métailler; F = unité du Mt Fallère.

\* = coordonnées des cartes italiennes au 1/25'000 et 1/10'000

Rapports Fe-Mg – roches totales et types optiques des chlorites d'une partie des roches analysées:

N° éch.	D1	D2	R1	R2	A1	A2	T1	T2	T3	T4	G6	M3	M4	M5	F1	F2
Type Chlorite	V	VIII	V	VI	V	III	II	II	III	III	III	VI	VII	VI	III	VI
Fe <sup>2+</sup> /Fe <sup>2+</sup> +Mg	0.46	0.59	0.49	0.50	0.50	0.53	0.29	0.34	0.42	0.41	0.45	0.39	0.67	0.53	0.42	0.25
Fe <sup>tot</sup> /Fe <sup>tot</sup> +Mg	0.55	0.65	0.55	0.61	0.59	0.58	0.32	0.55	0.53	0.59	0.56	0.52	0.70	0.57	0.45	0.48

Appendice Ia.–Liste des échantillons analysés par XRF.

## Eléments majeurs [ Wt.-% ]

Ech. no.	D1	D2	R1	R2	A1	A2	T1
SiO2	74.19	76.38	67.92	60.40	74.89	65.18	63.44
TiO2	0.16	0.30	0.61	0.73	0.68	1.34	0.74
Al2O3	14.00	11.92	14.69	19.93	12.23	14.73	16.78
Fe2O3	1.11	1.11	1.63	3.93	2.13	2.32	1.08
FeO	1.16	1.77	2.93	3.27	2.11	4.84	3.11
MnO	0.02	0.03	0.06	0.18	0.05	0.22	0.05
MgO	0.76	0.68	1.65	1.80	1.18	2.41	4.16
CaO	0.30	0.28	1.83	0.35	0.55	1.37	0.40
Na2O	5.40	0.81	3.74	0.94	1.37	2.21	1.67
K2O	1.36	4.01	2.16	3.87	2.32	2.07	4.13
P2O5	0.11	0.13	0.19	0.21	0.10	0.18	0.12
H2O	1.24	1.98	2.52	3.76	2.28	2.79	3.92
Total	99.81	99.40	99.93	99.37	99.89	99.37	99.60

Ech. no.	T2	T3	T4	G1	G2	G3	G4
SiO2	62.25	77.96	58.51	79.96	78.22	61.25	69.12
TiO2	0.71	0.26	0.98	0.24	0.38	1.13	0.77
Al2O3	15.86	8.37	19.28	9.41	10.76	18.50	14.57
Fe2O3	3.74	0.92	4.86	1.38	0.60	6.93	3.17
FeO	1.28	0.77	2.01	0.87	0.91	0.78	2.58
MnO	0.05	0.06	0.06	0.01	0.01	0.03	0.06
MgO	1.37	0.59	1.61	1.14	1.04	2.37	1.87
CaO	2.96	3.16	1.53	0.26	0.31	0.23	0.13
Na2O	3.02	2.67	1.98	0.18	0.05	0.37	2.42
K2O	2.84	1.08	4.40	3.93	4.36	3.96	2.33
P2O5	0.13	0.08	0.14	0.16	0.04	0.21	0.11
H2O	4.98	3.40	4.40	1.97	2.49	3.86	2.69
Total	99.19	99.32	99.76	99.51	99.17	99.63	99.83

Ech. no.	G5	G6	P1	P2	M1	M2	M3
SiO2	73.97	65.79	77.80	70.85	60.59	71.04	61.82
TiO2	0.40	0.44	0.14	0.22	0.88	0.71	0.88
Al2O3	12.92	13.65	12.04	15.57	19.41	15.34	18.58
Fe2O3	1.15	1.60	0.91	1.69	2.53	0.62	4.00
FeO	1.92	1.40	0.43	0.50	2.58	1.39	2.68
MnO	0.03	0.18	0.02	0.01	0.03	0.02	0.07
MgO	1.44	0.94	0.40	0.48	2.46	0.99	2.26
CaO	0.09	4.25	0.28	0.07	0.13	0.21	0.32
Na2O	1.93	4.74	5.03	3.66	2.32	3.70	1.94
K2O	3.70	1.75	1.28	5.35	5.05	3.25	3.56
P2O5	0.09	0.09	0.02	0.02	0.10	0.09	0.16
H2O	2.19	4.50	0.97	1.30	3.47	1.98	3.53
Total	99.83	99.33	99.32	99.72	99.56	99.34	99.80



## APPENDICE Ib (suite)

Ech. no.	M4	M5	F1	F2
SiO2	43.06	60.54	61.88	67.70
TiO2	1.26	0.92	0.88	0.68
Al2O3	29.24	18.35	17.01	14.85
Fe2O3	2.50	2.00	1.38	4.31
FeO	7.70	4.37	4.32	1.06
MnO	0.57	0.12	0.07	0.09
MgO	2.06	2.18	3.36	1.81
CaO	0.86	1.40	0.85	1.07
Na2O	0.50	3.75	3.49	3.24
K2O	6.14	1.79	2.16	2.02
P2O5	0.19	0.16	0.15	0.14
H2O	5.16	3.59	3.72	2.67
	-----	-----	-----	-----
Total	99.24	99.17	99.27	99.64
	=====	=====	=====	=====

Appendice Ib (suite).—Analyses XRF. Roches totales (CAM, Uni-Lausanne).

N° (1)	Roche	Lieu	Coord.(2)
<b>unité de Drône</b>			
AD1	séricito-schiste	Col du Gd St Bernard	57525/81300
AD2	séricito-schiste	Col du Gd St Bernard	57525/81300
AD3	séricito-schiste	Col du Gd St Bernard	57525/81300
AD4	prasinite	S Pte de Drône	57000/82350
AD8	roche rubanée	Col du Gd St Bernard	57420/81260
AD9	gneiss leucocrate	Col du Gd St Bernard	57475/81250
AD10	prasinite	Col du Gd St Bernard	57475/81125
AD11	roche rubanée	Bosses	58675/76375
<b>zone du Ruitor</b>			
AR17	prasinite	E Mt Flassin	57200/72440
AR18	gneiss leucocrate grossier	Combe Meana	56100/71030
AR22	gneiss à ab ppb	Court de Bard	53125/67100
AR30	ovardite fine	W Vedun	53475/65250
AR34	ovardite	Vens	55410/65310
<b>zone de Leverogne</b>			
AA1	prasinite	Runaz	54500/63450
AA3	gneiss chloriteux	St Nicolas	57900/63775
AA5	gneiss chloriteux	St Nicolas	57870/63675
AA6	micaschiste à grenat	NE Arvier	57850/63550
AA7	gneiss chloriteux	Mecosse	58430/63310
AA13	chlorito-micaschiste à grenats	Leverogne	56390/63100
AA14	micaschiste	Becca di Toss	
<b>zone de Mille</b>			
AMi1	séricito-schiste	W Chaz Nuova	60950/80975
AMi2	séricito-schiste	W Chaz Nuova	60950/80975
AMi3	séricito-schiste	NE Tête Rouge	60550/82000
AMi4	séricito-schiste	NE Tête Rouge	60550/82000
AMi5	séricito-schiste	N Col sud de Menouve	60825/82350
AMi6	séricito-schiste	N Col sud de Menouve	60825/82350
AMi7	séricito-schiste chloriteux	E Col nord de Menouve	61050/82450
AMi8	séricito-schiste chloriteux	E Col nord de Menouve	61050/82450
AMi9	séricito-schiste	E Col nord de Menouve	61100/82450
<b>zone de Siviez</b>			
AS1	gneiss micacé à grenat	Menouve W	61400/81800
AS2	gneiss micacé à grenat	W Gde Molline	61420/81750
AS3	SOPA	Menouve N	61475/81725
AS5	pseudo-SOPA	Combe Flassin	57850/71400
AS6	gneiss micacé à grenats	Mt Paglietta	61430/78750
AS7	gneiss à grenat	Combe Meana	56570/70540
<b>zone de La Ly</b>			
AL1	séricito-schiste	E Col nord de Menouve	61150/82450
AL2	séricito-schiste	E Col nord de Menouve	61150/82450
AL3	séricito-schiste	E Col nord de Menouve	61175/82500
AL4	séricito-schiste	E Col nord de Menouve	61175/82500
AL5	séricito-schiste chloriteux	Pt 2902 S	61200/82525
AL6	séricito-schiste chloriteux	Pt 2902 S	61200/82525
AL7	séricito-schiste chloriteux	S Pte des Rayons de la Madeleine	61275/82650
AL8	séricito-schiste chloriteux	S Pte des Rayons de la Madeleine	61275/82650
AL9	séricito-schiste	W Pte des Rayons de la Madeleine	61400/82750
AL10	séricito-schiste	W Pte des Rayons de la Madeleine	61400/82750
AL11	séricito-schiste chloriteux	W Pte des Rayons de la Madeleine	61475/82800
AL12	séricito-schiste chloriteux	W Pte des Rayons de la Madeleine	61475/82800
AL13	séricito-schiste	S Pte des Rayons de la Madeleine	61850/82325
AL14	séricito-schiste	S Pte des Rayons de la Madeleine	61850/82325
AL15	séricito-schiste	S Pte des Rayons de la Madeleine	61850/82325
AL16	séricito-schiste	S Pte des Rayons de la Madeleine	61850/82325

(1): première lettre, A = Val d'Aoste; seconde lettre = abréviation de l'unité géologique.

(2): coordonnées italiennes LR utilisées sur les cartes au 1/10'000 et 1/25'000.

Appendice IIa.–Liste des échantillons du Val d'Aoste (micas blancs et chlorites).

N° (1)	Roche	Lieu	Coord.(2)
<b>zone de Gran Testa</b>			
AT1	micaschiste quartzeux	Pte de Barasson	60370/80450
AT2	schiste quartzo-micacé	S Pte de Barasson	60810/79875
AT3	ovardite quartzeuse	Mt Paglietta	61620/78660
AT6	roche quartzo-micacée	W Col d'Arsy	59650/72720
AT8	gneiss albitique	W Col d'Arsy	59840/72750
AT10	schiste noir	Flassin ms	59400/72075
AT11	gneiss albitique	Flassin sup	58800/71950
AT12	ovardite quartzeuse	Flassin sup	58400/71850
AT13	schiste noir	Flassin sup	58275/71640
AT14	roche quartzo-micacée	Col Flassin	57200/72010
AT15	gneiss albitique	Flassin S	57975/71500
AT16	micaschiste	W Mt Vertosan	57550/71325
AT17	gneiss albitique micacé	Meana	56690/71110
AT18	schiste noir	Meana	57435/70920
AT19	lentille albito-chlorito-carbonatée	Meana	57435/70920
AT20	gneiss albitique	E Jovençan	56080/70520
AT21	gneiss albitique	Vertosan	55390/69555
<b>unité du Métailler</b>			
AM3	gneiss chlorito-albitique	S Pte des Rayons de la Madeleine	61650/82800
AM4	gneiss chlorito-albitique	S Pte des Rayons de la Madeleine	61800/82400
AM5	gneiss chlorito-albitique	S Pte des Rayons de la Madeleine	61925/82175
AM6	gneiss chlorito-albitique	face à Menouve	63125/79600
AM7	gneiss chlorito-albitique	face à Menouve	63125/79600
AM8	micaschiste à chloritoïde + grenat	face à Menouve	63250/79600
AM9	micaschiste à chloritoïde + grenat	face à Menouve	63250/79600
AM10	micaschiste à chloritoïde + grenat	face à Menouve	63250/79600
AM11	gneiss chlorito-albitique	Chaz di Pointier	63725/79000
AM12	gneiss chlorito-albitique	Chaz di Pointier	63725/79000
AM13	gneiss chlorito-albitique	Chaz di Pointier	63950/78750
AM14	gneiss chlorito-albitique	SW Col de Champillon	64400/78225
AM15	gneiss chlorito-albitique	SW Col de Champillon	64400/78225
AM16	gneiss chlorito-albitique	SW Col de Champillon	64400/78225
AM17	gneiss chlorito-albitique	SW Col de Champillon	64450/78250
AM27	prasinite micacée	route Etroubles-Allain	63600/75300
AM30	gneiss albitique	Chaz d'Arsy	61060/72400
AM31	gneiss albitique	Combe Flassin	59380/72000
AM32	prasinite	Combe Flassin	58840/71320
AM33	gneiss albitique	Combe Flassin	58760/71320
AM35	prasinite	Combe Meana	57550/71050
AM36	gneiss albitique	W Lago Morto	58990/70280
AM37	ovardite micacée à épidote	S Lago Clapin	59180/69720
AM38	gneiss albitique massif	entre combes Leisse et Meana	56580/70150
AM39	gneiss albitique	Vertosan	55140/69150
AM42	micaschiste quartzeux à chloritoïde	E Morgnoz	62020/68840
<b>unité du Mt Fallère</b>			
AF1	séricito-schiste	Chaz di Pointier	63975/78700
AF2	séricito-schiste	Chaz di Pointier	63975/78700
AF3	séricito-schiste	Chaz di Pointier	64025/78600
AF4	séricito-schiste	Chaz di Pointier	64025/78600
AF5	séricito-schiste	Chaz di Pointier	64100/78450
AF6	séricito-schiste	Chaz di Pointier	64150/78375
AF7	séricito-schiste	Chaz di Pointier	64350/78350
AF9	gneiss atypique	SW Mt Vertosan	57870/70650
AF10	gneiss gris-bleu	NW du Crotte	58160/70240
AF11	gneiss à biotite	W du Crotte	58050/69900
AF13	gneiss albitique verdâtre	Cerlogne	56030/65000
AF14	gneiss gris-bleu	Valsavarenche - tunnel de Molere	
AF15	gneiss albitique	Val de Rhême - Becca di Tei	
<b>nappe de la Dent Blanche</b>			
DB1	gneiss rubané	Alpe Chaligne	63650/70100

Appendice IIa (suite).—Liste des échantillons du Val d'Aoste (micas blancs et chlorites).

N° éch.	séquence	IA[ $\Delta 2\theta^\circ$ ]	d <sub>001</sub> sl [Å]	b <sub>0</sub> [Å]	RM	Pa
---------	----------	------------------------------	-------------------------	--------------------	----	----

## unité de Drône

AD1	SPC	0.18	9.949	9.030	0.085	
AD2	SPC	0.23	9.949	9.024	0.073	
AD3	SPC	0.25	9.983	9.015	0.061	
AD8	SPC	0.15	9.972	9.030	0.085	
AD9	QF	0.16	9.938	9.036	0.097	
AD11	SPC	0.21	9.949	9.030	0.085	

## zone du Ruitor

AR17	B	0.22	9.972	9.036	0.097	
AR18	QF	0.20	9.938	9.030	0.085	
AR22	SPC	0.17	9.949	9.030	0.085	

## zone de Leverogne

AA1	B	0.21	9.961	9.024	0.073	
AA3	SPC	0.25	9.938	9.042	0.109	
AA5	SPC	0.22	9.949	9.030	0.085	
AA6	SPC	0.19	9.961	9.024	0.073	*
AA7	SPC	0.24	9.972	9.015	0.061	
AA13	SPC	0.23	9.949	9.042	0.109	

## zone de Mille

AMi1	SPC	0.20	9.961	9.006	0.036	
AMi2	SPC	0.17	9.983	9.012	0.048	
AMi3	SPC	0.20	9.961	9.012	0.048	
AMi4	SPC	0.23	9.972	9.012	0.048	
AMi5	SPC	0.21	9.983	9.006	0.036	
AMi6	SPC	0.19	9.961	9.006	0.036	
AMi7	SPC	0.23	9.961	9.030	0.085	
AMi8	SPC	0.21	9.983	9.024	0.073	
AMi9	SPC	0.21	9.972	9.024	0.073	

## zone de Siviez

AS1	SPC	0.19	9.961	9.030	0.085	
AS2	SPC	0.15	9.949	9.036	0.097	
AS3	SPC	0.19	9.949	9.030	0.085	
AS5	SPC	0.17	9.961	9.042	0.109	
AS6	SPC	0.19	9.949	9.036	0.097	
AS7	SPC	0.22	9.964	9.036	0.097	

## zone de La Ly

AL1	SPC	0.19	9.972	9.036	0.097	
AL2	SPC	0.19	9.949	9.042	0.109	
AL3	SPC	0.19	9.949	9.048	0.122	
AL4	SPC	0.21	9.961	9.042	0.109	
AL5	SPC	0.18	9.972	9.036	0.097	
AL6	SPC	0.21	9.949	9.036	0.097	
AL7	SPC	0.16	9.949	9.048	0.122	
AL8	SPC	0.16	9.949	9.042	0.109	
AL9	SPC	0.20	9.961	9.030	0.085	
AL10	SPC	0.23	9.973	9.030	0.085	
AL11	SPC	0.19	9.968	9.036	0.097	*
AL12	SPC	0.21	9.972	9.036	0.097	*
AL13	SPC	0.18	9.972	9.036	0.097	*
AL14	SPC	0.20	9.972	9.036	0.097	*
AL15	SPC	0.20	9.949	9.036	0.097	*
AL16	SPC	0.23	9.949	9.036	0.097	

N° éch.	séquence	IA[ $\Delta 2\theta^\circ$ ]	d <sub>001</sub> sl [Å]	b <sub>0</sub> [Å]	RM	Pa
---------	----------	------------------------------	-------------------------	--------------------	----	----

## zone de Gran Testa

AT1	SPC	0.19	9.983	9.006	0.036	
AT2	SPC	0.15	9.942	9.060	0.146	
AT6	SPC	-	9.961	9.012	0.048	
AT8	SPC	0.19	9.961	9.030	0.085	
AT10	SPC	0.18	9.983	9.024	0.073	
AT11	SPC	0.18	9.961	9.015	0.061	
AT12	SPC	0.17	9.949	9.048	0.122	
AT13	QF	0.14	9.949	9.042	0.109	
AT14	SPC	0.19	9.972	9.019	0.068	*
AT15	SPC	0.21	9.955	9.042	0.109	
AT16	SPC	0.21	9.963	9.036	0.097	
AT17	SPC	0.21	9.961	9.030	0.085	
AT18	SPC	0.15	9.961	9.042	0.097	
AT20	SPC	0.21	9.961	9.024	0.073	

## unité du Métailler

AM3	SPC	0.20	9.961	9.042	0.109	*
AM4	SPC	0.19	9.949	9.042	0.109	
AM5	SPC	0.13	9.927	9.060	0.146	
AM6	SPC	0.22	9.938	9.042	0.109	*
AM7	SPC	0.19	9.938	9.048	0.122	*
AM8	SPC	0.21	9.938	9.042	0.109	
AM9	SPC	0.20	9.949	9.042	0.109	*
AM10	SPC	0.21	9.949	9.036	0.097	
AM11	SPC	0.21	9.961	9.042	0.109	*
AM12	SPC	0.20	9.949	9.048	0.122	*
AM13	SPC	0.21	9.961	9.042	0.109	*
AM14	SPC	0.19	9.938	9.042	0.109	
AM15	SPC	0.22	9.972	9.042	0.109	*
AM16	SPC	0.19	9.961	9.042	0.109	*
AM17	SPC	0.20	9.972	9.036	0.097	*
AM27	SPC	0.20	9.961	9.036	0.097	*
AM30	SPC	0.19	9.972	9.036	0.097	
AM31	SPC	0.19	9.961	9.036	0.097	*
AM32	B	-	9.950	9.036	0.097	
AM39	SPC	0.23	9.961	9.042	0.109	*
AM42	SPC	0.17	9.949	9.048	0.122	

## unité du Mt Fallère

AF1	SPC	0.20	9.961	9.036	0.097	
AF2	SPC	0.20	9.961	9.042	0.109	*
AF3	SPC	0.22	9.972	9.036	0.097	
AF4	SPC	0.23	9.972	9.036	0.097	
AF5	SPC	0.19	9.949	9.036	0.097	
AF6	SPC	0.17	9.961	9.030	0.085	
AF7	SPC	0.19	9.961	9.042	0.109	
AF9	SPC	0.17	9.961	9.036	0.097	
AF10	SPC	0.20	9.972	9.036	0.097	
AF11	SPC	0.22	9.961	9.036	0.097	
AF13	QF	0.15	9.938	9.060	0.146	

Séquences: SPC = semi-pélimitique avec chlorite

QF = quartzo-feldspathique

B = "basique"

Pa = présence de paragonite

N° éch.	Al <sup>IV</sup>	Si <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Fe <sub>tot</sub> /R	Fe <sup>2+</sup> /R <sup>2+</sup>	RI <sup>060/208</sup>	type
AD4	1.08	2.92	1.17	1.82	0.58	2.0	0.55	0.48	1.1	III
AD8	1.17	2.83	1.18	1.59	0.54	2.41	0.47	0.40	1.02	III
AD9	1.49	2.51	0.97	2.46	0.73	1.73	0.65	0.59	0.44	V
AD10	1.29	2.71	1.07	2.53	0.74	1.4	0.70	0.64	0.75	V
AD11	1.27	2.73	1.09	1.86	0.6	2.24	0.52	0.45	1.05	III
AR17	1.25	2.75	1.04	1.23	0.46	3.15	0.35	0.28		II
AR18	1.2	2.8	1.33	3.19	0.89	0.0	1.00	1.00	0.59	IX
AR22	1.32	2.68	1.1	2.32	0.7	1.64	0.65	0.59	0.71	VI
AR30	1.23	2.77	1.18	1.72	0.57	2.27	0.50	0.43	1.07	III
AR34	1.27	2.73	1.09	2.19	0.68	1.79	0.62	0.55	1.7	VI
AA1	1.14	2.86	1.26	1.07	0.43	2.85	0.34	0.27	1.23	I
AA3	1.33	2.67	1.07	1.26	0.47	3.1	0.36	0.29	0.55	II
AA5	1.33	2.67	1.03	1.82	0.59	2.42	0.50	0.43	0.47	III
AA6	1.48	2.52	0.99	2.45	0.73	1.72	0.65	0.59	0.69	VI
AA7	1.32	2.68	1.1	2.18	0.67	1.83	0.61	0.54	0.69	IV
AA14	1.44	2.56	1.03	2.26	0.68	1.89	0.61	0.54	0.46	V
AT1	1.47	2.53	1.04	2.54	0.75	1.51	0.69	0.63	0.74	VI
AT2	1.24	2.76	1.15	1.88	0.6	2.12	0.54	0.47	0.48	III
AT3	1.3	2.7	1.08	1.8	0.58	2.36	0.50	0.43	0.34	III
AT6	1.35	2.65	1.24	2.42	0.71	1.33	0.70	0.65	0.5	VI
AT8	1.34	2.66	1.13	2.27	0.69	1.67	0.64	0.58	0.53	VI
AT10	1.45	2.55	0.95	1.42	0.5	3.13	0.38	0.31	0.65	II
AT11	1.44	2.56	1.08	2.53	0.74	1.46	0.69	0.63	0.47	VI
AT12	1.32	2.68	0.98	2.13	0.66	2.07	0.57	0.51	0.57	IV
AT13	1.4	2.6	1.0	2.37	0.71	1.77	0.64	0.57	0.63	VI
AT14	1.2	2.8	1.36	2.64	0.76	0.62	0.85	0.81	0.52	VII
AT15	1.27	2.73	1.03	1.07	0.43	3.38	0.31	0.24		I
AT16	1.5	2.5	1.09	3.27	0.9	0.5	0.89	0.87	0.88	VIII
AT17	1.32	2.68	1.13	2.1	0.65	1.89	0.59	0.53	0.61	IV
AT18	1.29	2.71	1.14	2.23	0.68	1.69	0.63	0.57	0.6	IV
AT19	1.29	2.71	1.1	1.55	0.53	2.65	0.44	0.37	0.31	III
AT20	1.28	2.72	1.2	2.01	0.62	1.9	0.58	0.51	0.52	IV
AT21	1.32	2.68	1.04	1.58	0.54	2.71	0.44	0.37	0.45	III
AS1	1.26	2.74	1.18	2.37	0.71	1.43	0.68	0.62	0.53	V
AS2	1.05	2.95	1.37	2.16	0.67	0.99	0.74	0.69	0.79	IV
AS3	1.43	2.57	1.07	2.53	0.74	1.47	0.69	0.63	0.57	VI
AS5	1.33	2.67	1.11	2.46	0.73	1.46	0.69	0.63	0.55	VI
AM30	1.28	2.72	1.2	2.31	0.69	1.49	0.67	0.61	0.6	V
AM31	1.28	2.72	1.23	2.07	0.64	1.76	0.61	0.54	0.67	IV
AM32	1.21	2.79	1.1	1.22	0.45	3.06	0.35	0.29	1.27	II
AM33	1.4	2.6	1.12	2.64	0.77	1.23	0.73	0.68	0.52	VI
AM35	1.17	2.83	1.04	1.07	0.43	3.31	0.31	0.24	1.34	I
AM36	1.34	2.66	1.18	2.51	0.74	1.28	0.72	0.66	0.63	VI
AM37	1.31	2.69	1.17	1.89	0.61	2.1	0.54	0.47	0.68	III
AM38	1.29	2.71	1.23	3.0	0.85	0.53	0.88	0.85	0.58	VIII
AM39	1.48	2.52	1.02	1.79	0.58	2.55	0.48	0.41	0.76	III
AF9	1.53	2.47	0.91	2.34	0.7	2.01	0.60	0.54	0.55	V
AF10	1.43	2.57	1.01	2.24	0.68	1.94	0.60	0.54	0.63	V
AF11	1.32	2.68	1.13	2.42	0.72	1.47	0.68	0.62	1.04	VI
AF13	1.41	2.59	1.03	1.83	0.59	2.44	0.50	0.43	0.75	III
AF14	1.49	2.51	0.93	1.97	0.62	2.44	0.51	0.45	0.47	III
AF15	1.23	2.77	1.17	2.24	0.68	1.6	0.65	0.58	0.5	V
DB1	1.36	2.64	0.97	1.96	0.62	2.34	0.52	0.46	0.55	III

$R = Fe_{tot} + Mg$  ;  $R^{2+} = Fe^{2+} + Mg$  ;  $RI^{060/208}$  = rapport d'intensité des pics des plans  $d_{060}/d_{208}$

type = type optique

#### Moyennes et minimum-maximum

groupes	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Fe <sub>tot</sub> /R	0.32	0.36	0.50	0.60	0.64	0.67	0.84	0.88	1.00
Fe <sup>2+</sup> /R <sup>2+</sup>	0.25	0.29	0.43	0.53	0.58	0.61	0.80	0.85	1.00
Fe <sub>tot</sub> /R	.30-.34	.34-.38	.43-.54	.57-.63	.60-.70	.63-.73	.84	.87-.89	1.00
Fe <sup>2+</sup> /R <sup>2+</sup>	.24-.27	.28-.31	.36-.47	.50-.56	.53-.64	.57-.68	.80	.84-.86	1.00



coordonnées			N°éch.	séquence	IA'	d 001 s1[A]'	bo [Å]'	RM [°2θ]'	Pa'	2M1-3T* (mixture)
X	Y	Z								
599430	107070	2860	VC1	GC	0.20	9.949	9.036	0.0970		
599830	106865	2715	VC2	GC	0.14	9.960	9.042	0.1090		
599830	106865	2715	VC3	GC	0.18	9.961	9.042	0.1090		
588470	107820	2540	VG1	SPC	0.12	9.937	9.033	0.0927	*	
587700	105905	2750	VG2	SPC	0.12	9.949	9.033	0.0915	*	
587800	105880	2670	VG3	QF	0.12	9.938	9.044	0.1140		
587820	105825	2690	VG4	SP	0.14	9.9425	9.042	0.1091		
588530	107150	2350	VG5	SPC	0.12	9.911	9.044	0.1134		
590820	106840	2170	VG6	SPC	0.12	9.9425	9.040	0.1061		o
591860	109700	2225	VG7	SPC	0.12	9.941	9.028	0.0817	*	
591860	109500	2240	VG8	SP	0.18	9.961	9.036	0.0970		
591810	109350	2245	VG10	SP	0.18	9.949	9.042	0.1090		
591810	109350	2245	VG11	SP	0.16	9.949	9.042	0.1090		
591625	108830	2250	VG12	SP	0.17	9.949	9.042	0.1090		
591375	108770	2100	VG13	SP	0.12	9.954	9.042	0.1091		
591550	108600	2250	VG14	SPC	0.14	9.927	9.036	0.0976		
591590	108320	2255	VG15	SPC	0.23	9.965	9.042	0.1090		
591590	108320	2255	VG16	SPC	0.21	9.949	9.036	0.0970		
591580	108220	2260	VG17	QF	0.18	9.969	9.042	0.1090		
591950	108250	2380	VG18	SPC	0.12	9.952	9.036	0.0976		
591550	108000	2340	VG19	QF	0.18	9.961	9.054	0.1340		
591550	108000	2340	VG20	QF	0.19	9.961	9.036	0.0970		
591675	107920	2420	VG21	QF	0.16	9.916	9.036	0.0970		
591675	107920	2420	VG22	QF	0.16	9.938	9.048	0.1220		
591805	107970	2490	VG23	QF	0.16	9.961	9.048	0.1220		
591930	107960	2530	VG24	QF	0.22	9.938	9.048	0.1220		
591930	107960	2530	VG25	QF	0.25	9.949	9.042	0.1090		
592010	107930	2550	VG26	QF	0.18	9.961	9.048	0.1220		
599205	105765	2720	VG27	QF	0.15	9.936	9.054	0.1341		
599205	105765	2720	VG28	QF	0.23	9.961	9.036	0.0970		
600205	106050	2440	VG29	SP	0.20	9.949	9.048	0.1220		
600325	106000	2410	VG30	SP	0.23	9.961	9.036	0.0970		
600430	105980	2360	VG31	SP	0.16	9.949	9.048	0.1220		
600430	105980	2360	VG32	QF	0.17	9.961	9.042	0.1090		
600470	106000	2350	VG33	QF	0.17	9.949	9.036	0.0970		
602530	107380	1580	VG34	QF	0.17	9.961	9.048	0.1220		
602530	107380	1580	VG35	QF	0.21	9.949	9.042	0.1090		
602530	107380	1580	VG36	QF	0.20	9.940	9.054	0.1340		
587900	105820	2690	VP1	QF	0.12	9.945	9.046	0.1183		
587930	105775	2705	VP2	QF	0.12	9.9505	9.045	0.1018	*	
591250	106670	2190	VP3	QF	0.12	9.925	9.038	0.1159		
592300	107470	2580	VP4	QF	0.12	9.949	9.042	0.1090		
592325	107430	2600	VP5	QF	0.18	9.960	9.048	0.1220		
592325	107430	2600	VP6	QF	0.21	9.961	9.042	0.1090		
588025	105705	2750	VM1	SPC	0.12	9.919	9.037	0.0982		
588080	105730	2730	VM2	QF	0.14	9.936	9.037	0.1006		
587970	105600	2925	VM3	SPC	0.12	9.941	9.037	0.0982	*	
588125	105550	2960	VM4	SP	0.12	9.945	9.035	0.0957	*	
588280	105530	2900	VM5	SP	0.12	9.908	9.043	0.1122	*	
588840	105365	2685	VM6	SP	0.14	9.950	9.024	0.0671	*	
589245	105480	2460	VM7	SPC	0.12	9.928	9.031	0.0982	*	
589580	105220	2510	VM8	SPC	0.12	9.942	9.034	0.0933	*	
589930	105000	2720	VM9	SPC	0.12	9.950	9.037	0.1000	*	
589960	105400	2500	VM10	SP	0.12	9.956	9.032	0.0909	*	
590980	105960	2200	VM11	SPC	0.14	9.963	9.044	0.1256	*	
592420	107430	2615	VM12	QF	0.18	9.949	9.042	0.1090	*	
592420	107430	2615	VM13	QF	0.17	9.961	9.036	0.0970	*	
592450	107420	2620	VM14	SPC	0.17	9.958	9.036	0.0970	*	o
592570	107340	2640	VM15	SP	0.17	9.958	9.036	0.0970	*	o
592570	107340	2640	VM16	SP	0.17	9.961	9.042	0.1090	*	o
592570	107300	2660	VM17	SPC	0.16	9.949	9.042	0.1090	*	
593325	107660	2860	VM18	SPC	0.14	9.965	9.041	0.1073	*	
593155	107505	2860	VM19	SPC	0.14	9.935	9.023	0.0726	*	
593030	107340	2800	VM20	SPC	0.14	9.960	9.032	0.0902	*	
593030	106940	2790	VM21	SPC	0.12	9.955	9.014	0.0524	*	
593460	106020	2920	VM22	SPC	0.14	9.913	9.032	0.0896	*	
592605	104290	2550	VM23	SPC	0.14	9.908	9.040	0.0933	*	

Echantillons: VC = unité de La Meina  
 VG = unité du Greppon Blanc  
 VP = niveau de porphyre quartzifère  
 VM = unité du Métailler

Séquence: QF = quartzo-feldspathique  
 SP = semi-pélimitique  
 SPC = semi-pélimitique avec chlorite  
 GC = grès-calcaire

': mêmes abréviations que dans l'appendice II  
 "': tous les autres échantillons sont des 2M1

groupe d'éch.	VC	VG	VP	VM
nombre	3	35	6	23
RM moyen	0,105	0,109	0,113	0,096
bo moyen	9,041	9,042	9,043	9,035
IA moyen	0,170	0,170	0,145	0,140

Appendice III.-Micas blancs analysés: Nappe du Mont Fort (Vallées d'Hérens et de Nendaz.

