



**HAL**  
open science

**Etude structurale et pétrographique du versant  
occidental du massif paléozoïque de Chasseforêt (**  
**Vanoise méridionale)**

Bruno Goffe

► **To cite this version:**

Bruno Goffe. Etude structurale et pétrographique du versant occidental du massif paléozoïque de Chasseforêt ( Vanoise méridionale). Pétrographie. Université Paris Sud - Paris XI, 1975. Français. NNT: . tel-00642495

**HAL Id: tel-00642495**

**<https://theses.hal.science/tel-00642495>**

Submitted on 18 Nov 2011

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

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

A Monsieur le Professeur Debelinus

Sincèrement

B. Goffé

Thèse

présentée

à l'UNIVERSITE DE PARIS SUD

CENTRE d'ORSAY

Pour obtenir le titre de Docteur 3è Cycle

Spécialité : Géologie structurale et Pétrographie

par Bruno GOFFÉ

Sujet de la thèse: ÉTUDE STRUCTURALE ET PÉTROGRAPHIQUE  
DU VERSANT OCCIDENTAL DU MASSIF PALÉOZOÏQUE  
DE CHASSEFORÊT (Vanoise méridionale)

Soutenue le ..... devant la Commission d'examen

MM. F. ELLENBERGER, Président  
A. JAUZEIN )  
R. CABY )  
J.R. KIENAST ) Examineurs  
G. GUITARD )

ETUDE STRUCTURALE ET PETROGRAPHIQUE  
DU VERSANT OCCIDENTAL DU MASSIF PALEOZOIQUE DE  
CHASSEFORET ( VANOISE MERIDIONALE ).

PLAN.

AVANT-PROPOS.

INTRODUCTION.

I- ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES MICASCHISTES PALEOZOIQUES.

II- ETUDE STRUCTURALE.

III- ETUDE PETROGRAPHIQUE, CONDITIONS DU METAMORPHISME.

A- LES ASSOCIATIONS MINERALOGIQUES DES  
BAUXITES DU DOGGER DE VANOISE. LEUR  
SIGNIFICATION DANS LE METAMORPHISME  
REGIONAL.

B- ASSOCIATIONS MINERALOGIQUES DES MICAS-  
CHISTES ET ROCHES ASSOCIEES DU PALEO-  
ZOIQUE. LES CONDITIONS DU METAMORPHISME  
REGIONAL.

CONCLUSION GENERALE.

- AVANT - PROPOS -

Le présent travail a débuté au Laboratoire de Géologie structurale à Orsay, sous la direction du Professeur F. ELLENBERGER ; il s'est poursuivi au Laboratoire de Géologie de l' Ecole Normale Supérieure de la rue d' Ulm à Paris, sous la direction de P. SALIOT.

Monsieur le Professeur ELLENBERGER m'a confié le sujet sur ce terrain qui lui est cher et qu'il connaît si bien, je l'en remercie.

Je tiens à remercier Monsieur le Professeur JAUZEIN, Directeur du Laboratoire de Géologie de l' Ecole Normale Supérieure, de m'avoir accepté dans son laboratoire.

Mes plus vifs remerciements vont à P. SALIOT qui m'a initié aux méthodes de la pétrographie moderne et qui a suivi de très près mon travail, tant sur le terrain qu'au laboratoire.

Je dois beaucoup à R. CABY, qui par ses remarques sur le terrain et au laboratoire m'a guidé au milieu de cette tectonique si particulière de la Vanoise.

Le cadre géologique de la Vanoise méridionale m'a été présenté sur le terrain par R. LEFEVRE, je l'en remercie.

Par ses conseils en mathématique et informatique, mon camarade P. JANNOTS m'a permis de résoudre certains problèmes pétrographiques, je lui en suis reconnaissant.

Je tiens à remercier Madame N. PICOT pour ses analyses chimiques parfaites, Mademoiselle J. GAUDIN et Mademoiselle E. LE BRUN pour la dactylographie d'un texte manuscrit pas toujours très clair.

Je remercie également Monsieur KLEIN et Monsieur CASSAREUIL,  
pour leurs excellentes lames minces.

Je tiens à remercier Monsieur SOURZAT et la Municipalité de  
Pralognan La Vanoise d'avoir mis gracieusement un logement à ma  
disposition.

## - INTRODUCTION -

Le présent travail s'intéresse à une région déjà très étudiée (F. Ellenberger, P. Saliot et J. Bocquet pour les auteurs les plus récents).

Il a pour but d'amener des éléments de réponse à trois problèmes :

- l'âge de la série des micaschistes gris dits de l'Arpont (F. Ellenberger 1958),
- les formes et les mécanismes de la tectonique alpine ayant affecté le massif,
- la pétrographie et les conditions du métamorphisme alpin dans ces roches du Paléozoïque.

Ceci a donc été traité en trois parties. Dans le troisième chapitre, une étude effectuée en collaboration avec G. GOFFE-URBANO et P. SALIOT sur les roches hyperalumineuses anté-dogger de la Vanoise, a été ajoutée afin de préciser les conditions du métamorphisme dans la région.

Chaque chapitre est indépendant des autres et a sa pagination, ses figures et sa bibliographie propre.

Parallèlement à ce travail, G. GOFFE-URBANO a effectué une étude pétrographique fine des minéralogies de la série calco-dolomitique Mésozoïque, afin de déterminer les particularités et les conditions du métamorphisme alpin dans cette série au contact du socle.

- I -

ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE  
DES MICASCHISTES PALEOZOIQUES.

La région étudiée appartient à la zone Vanoise-Mont Pourri. Elle comprend la série siliceuse paléozoïque de Vanoise méridionale et sa couverture mésozoïque carbonatée à faciès Briançonnais interne (Fig. 1).

Du point de vue géographique, elle s'étend du col de la Vanoise au Nord, au cirque du Génepy au Sud, avec en particulier, les cirques situés au Sud-Est de Pralognan la Vanoise (Fig. 2).

La partie lithologique de cette étude ne concerne que la série siliceuse paléozoïque.

L'étude structurale a porté particulièrement sur les structures du massif paléozoïque, et partiellement sur celles des montagnes mésozoïques avoisinantes.

Rappel rapide de la série mésozoïque de Vanoise occidentale (d'après F. Ellenberger).

- Flysch noir Eocène dit schistes de Pralognan (une dizaine de mètres).
- Marbres chloriteux du Crétacé Supérieur (une centaine de mètres).
- Hard ground Jurassico-Crétacé.
- Marbres plus ou moins purs du Malm transgressif (50 à 300m).
- Calcaires et dolomies du Dogger marin et transgressif (0 à 35m).
- Quartzites et argilites du Dogger continental (1 à 5m).
- Dolomies et calcaires du Lias (plus ou moins érodés).
- Keuper gypseux "exotique".
- Calcaires et dolomies du Trias moyen (400 à 700m).
- Quartzites werfëniens (400m).

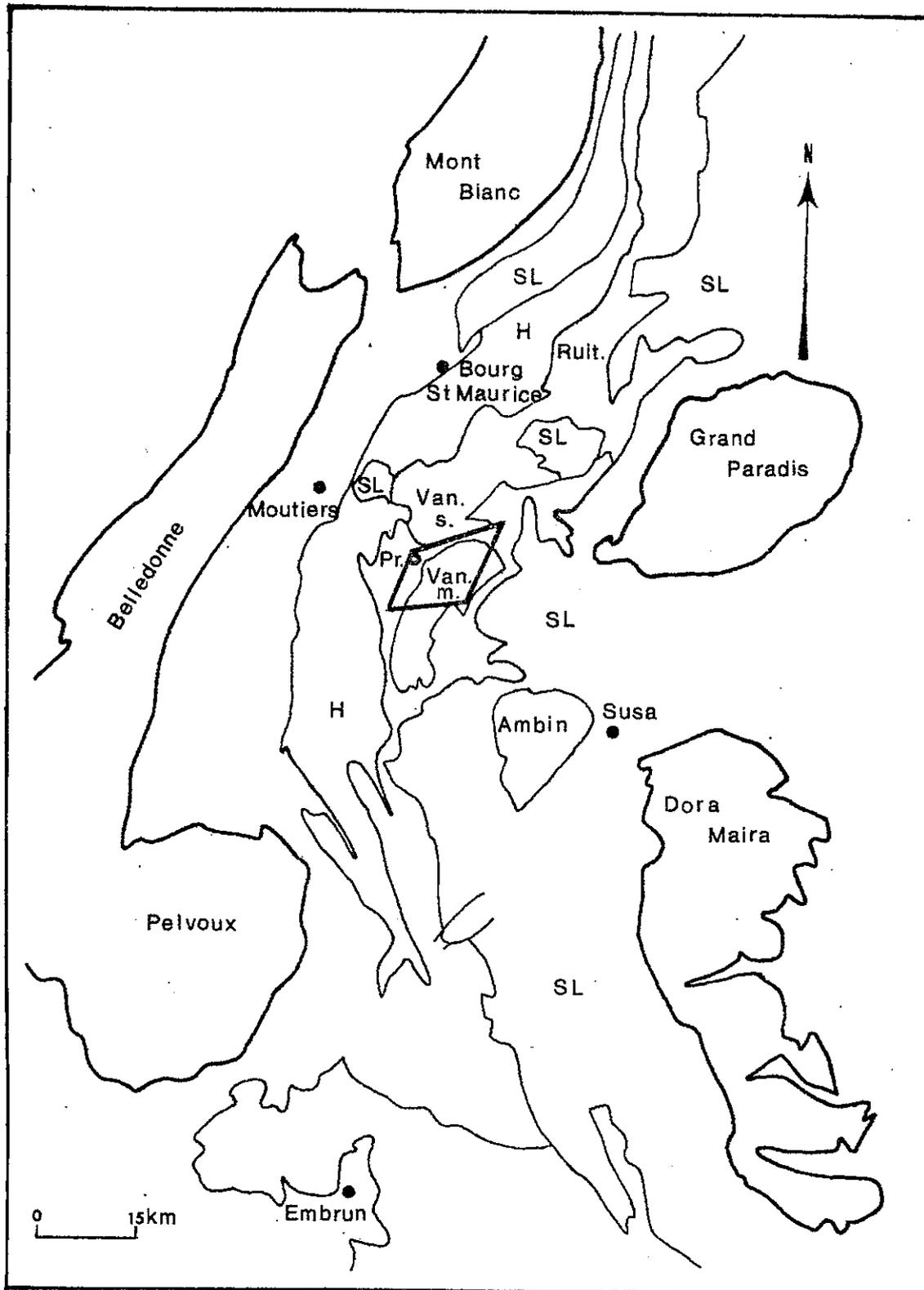


Fig.1

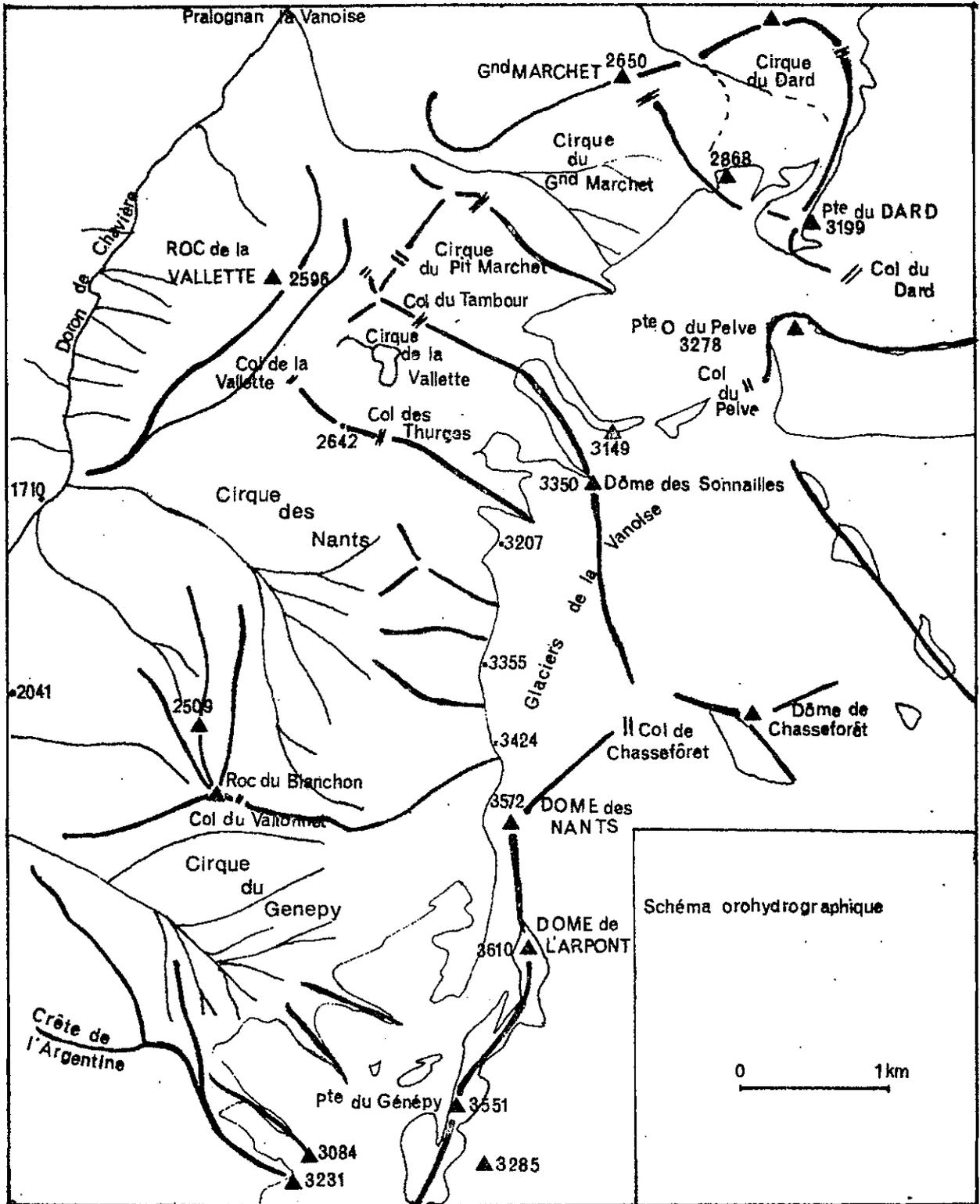


Fig 2

- I - LA SERIE SILICEUSE ANTETRIASIQUE.

Le massif paléozoïque de Vanoise méridionale se présente comme un bombement dissymétrique allongé suivant un axe NNE-SSW. Les versants ouest et nord de ce dôme sont beaucoup plus abrupts que les versants sud et est.

En 1958, F. Ellenberger y distinguait deux termes principaux :

- Le Permien ou Néopermien détritique à intercalations basiques avec, à son sommet, le Permo-Trias.

- Le "Carbonifère présumé" principalement constitué de micaschistes gris.

On peut actuellement penser que les micaschistes gris ne doivent plus être considérés comme des sédiments carbonifères métamorphisés et plissés lors de l'orogénèse alpine, mais plutôt comme les constituants d'un socle déjà métamorphisé et plissé lors du dépôt du Permien et repris par les phénomènes orogéniques alpins. Cette étude lithostratigraphique tente d'amener des arguments en faveur de cette hypothèse.

Le socle de Vanoise méridionale.

Il forme la partie la plus haute du massif et apparaît comme le noyau du dôme.

Il s'agit d'un ensemble relativement homogène de micaschistes gris. On peut cependant y distinguer plusieurs formations.

- Les micaschistes gris proprement dits aussi appelés micaschistes de l'Arpont qui constituent la majeure partie de l'ensemble.

Ce sont des micaschistes albitiques massifs, sombres, souvent patinés de couleur rouille et de cassure gris plus ou moins clair. Les exsudats de quartz polyplissés y sont très nombreux; ils donnent à la roche un aspect tectonique complexe qui n'apparaît pas dans les micaschistes permien. Le glaucophane est abondant et parfaitement visible sur le terrain; mais il peut être complètement absent, soit qu'il n'ait jamais cristallisé, soit qu'il se soit déstabilisé en chlorite. Ce dernier minéral donne souvent à la roche une nuance verte. Les grenats très petits et peu abondants s'observent très difficilement à l'oeil nu.

- Les glaucophanites affleurent en abondance au Nord du massif, dans les cirques du Dard et du grand Marchet, mais sont plus rares ailleurs. Il s'agit de micaschistes très riches en glaucophane, lequel se concentre dans des lits millimétriques à centimétriques bleu sombre. Hormis les lits à glaucophane, ces micaschistes sont souvent plus clairs que les précédents, très riches en micas blancs; ils ont un aspect nacré et mordoré qui n'existe pas dans les micaschistes de l'Arpont (l'analyse minéralogique montre qu'il s'agit d'une association de muscovite et de paragonite). Dans certains cas, le glaucophane compose l'essentiel de la roche avec les micas blancs, c'est alors une belle roche bleu sombre.

- Des gneiss albitiques peu micacés à grenats. Ce sont des roches claires, massives, à foliation apparente et où apparaissent des petits grenats. Certaines de ces roches sont parfois litées. Leurs gisements sont rares et souvent limités à de faibles surfaces.

NATURE DU CONTACT PERMIEN - SOCLE. EXISTENCE D'UN SOCLE ANCIEN.

Du cirque du Dard au cirque du G n py se succède une série de cirques et de cols creusés dans les micaschistes permien et permo-triasiques. Ceux-ci reposent sur les micaschistes gris. La similitude de certains faciès des deux séries, l'intensité des plissements et l'importance de la tectonique cisailante rendent difficile la détermination de la limite précise entre ces deux ensembles. La nature du contact a longtemps été problématique : ces séries sont-elles en continuité apparente ? Les micaschistes gris seraient alors d'âge carbonifère. Le Permien est-il totalement discordant sur un socle métamorphique comme cela a été démontré dans le massif d'Ambin par M. Gay ou récemment proposé par J. Bocquet en Vanoise méridionale ?

Etudions quelques relations entre le Permien et les micaschistes gris.

- Au col des Thurges et à la base de la grande paroi Est du cirque des Nants, le Permien composé d'un conglomérat à galets de quartz rose est directement en contact avec les micaschistes gris à glaucophane; aucune zone de passage intermédiaire n'est visible.

- Au Sud, sur l'arête Est du col du Vallonet, le contact Permien - micaschistes gris est renversé. Les micaschistes chlorito-albitiques bleu-vert à décharges conglomératiques locales, au caractère sédimentaire encore très marqué, ont un contact franc avec les micaschistes gris. Ceux-ci, massifs, sans structures sédimentaires visibles, possèdent en abondance des filonnets polyplissés de quartz exsudé. Certains de ces filonnets semblent tranchés par le contact. Le Permien est totalement dépourvu d'exsudats de quartz.

- Plus au Sud encore, dans la partie Est du cirque du G n py, on peut observer plusieurs types de contacts entre le Permien et les micaschistes gris.

. Dans la falaise Sud, le Permien chlorito-albitique à petits galets étirés de quartz, blanc ou parfois rose, mais sans filonnets de quartz exsudé, et dont la stratification sédimentaire est bien conserv e, repose sur les micaschistes gris. Il existe ici une zone intermédiaire ayant une épaisseur de l'ordre du mètre (Fig.3).

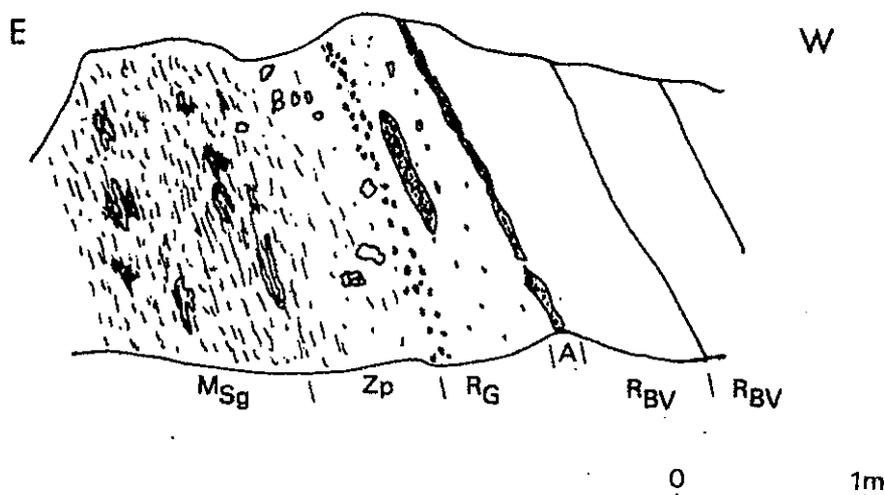


Fig. 3 : schéma d'un contact Permien - micaschistes gris dans le cirque du G n py.

R<sub>BV</sub> : Permien chlorito-albitique de teinte bleu-vert, bien stratifié.

R<sub>G</sub> : Permien gris à petits galets de quartz (1, niveau de teinte rouge au sein de ce banc) souligné à sa base par un niveau riche en galets de quartz.

A : Niveau riche en carbonates ferrifères.

M<sub>Sg</sub> : Micaschistes gris de l'Arpont où abondent les exsudats de quartz polyplissés.

Zp : Zone de passage de teinte gris rougeâtre où apparaissent de gros galets de quartz.

Il n'y a pas de limite nette entre le sommet des micaschistes gris et le bas de la zone de passage. On n'observe pas de reprise des galets de quartz par une exsudation.

. Plus haut, dans les polis glaciaires situés sous les séracs du glacier du Génèpy, la limite entre le Permien et les micaschistes gris n'apparaît pas nettement. Les micaschistes gris, toujours très riches en exsudats de quartz polyplissés, sont en contact avec des conglomérats permien à matrice chlorito-albitique typique, par l'intermédiaire d'une zone de passage de quelques mètres d'épaisseur. Dans cette zone, il semblerait qu'il y ait une évolution progressive entre les galets de quartz blanc du Permien et les exsudats de quartz des micaschistes gris.

F. Ellenberger admet ici l'existence d'une mobilisation alpine tardive du quartz des galets du Permien, mobilisation qui fait se résoudre les galets de quartz en filets mimétiques de ceux des micaschistes. S'il est possible qu'un tel phénomène existe, on peut cependant remarquer que les exsudats de quartz de cette zone de passage se rapprochent beaucoup plus, par leurs formes complexes, des exsudations de quartz des micaschistes gris qui ne résultent pas seulement de l'orogénèse alpine. Par contre, dans le Permien, quand des filonets de quartz exsudés existent, leur forme est simple et en concordance avec les deux événements tectoniques observables dans cette partie du massif. De plus, il est parfois très difficile de différencier un galet typique du Permien, d'une exsudation de quartz en boule que l'on observe localement dans le socle (Pl. 4, ph. 1). On ne peut affirmer avec certitude qu'il existe ici au contact du socle, un phénomène important et significatif de remobilisation du quartz des galets de

base du Permien. Un mécanisme sédimentaire, lors du dépôt du Permien, pourrait peut-être expliquer une telle zone de passage.

. Dans les polis glaciaires du fond Est du cirque du Gënëpy, la base du Permien est représentée par des conglomérats polygéniques à galets de quartz, de micaschistes, de lydiennes et parfois de marbres. Ces conglomérats aux structures sédimentaires bien conservées (granoclassement séquentiel, stratifications entrecroisées) sont en continuité à leur base avec une brèche polygénique. Cette brèche est constituée de blocs de micaschistes (du  $\text{cm}^3$  à plusieurs  $\text{dm}^3$ ) et de galets de quartz plus ou moins anguleux emballés dans une matrice détritique fine (Pl. 1, ph. 1 et 2). F. Ellenberger suggère une interprétation tectonique : il s'agirait : entre le "socle" et le Permien, d'une "bréchification chaotique brisante" due à des mouvements disharmoniques tardifs. Ces mouvements seraient liés au même phénomène qui aurait induit la mobilisation du quartz des galets permien le long du contact Permien - socle. Cette interprétation peut être appuyée par l'existence de blocs d'échelle décimétrique qui ne sont pas affectés par l'étirement général de la roche, étirement souligné par l'allongement des petits galets dans la foliation. On peut cependant remarquer que les blocs de la brèche sont exclusivement formés d'un matériel micaschisteux du type des micaschistes gris. Certains de ces blocs sont formés d'une roche gneissique finement litée typique de certains niveaux des micaschistes gris de l'Arpont. D'autre part, cette brèche ne contient aucun bloc du conglomérat polygénique sus-jacent avec lequel elle est en continuité. Par contre, la matrice détritique fine de la brèche est composée d'un matériel typiquement permien très semblable au ciment

des conglomérats; les galets de quartz blanc, plus ou moins anguleux, de toute taille, abondent dans cette matrice. Leur aspect est celui d'éléments éclatés de filonnets polyplissés de quartz exsudés. Les exsudations de quartz que l'on observe actuellement dans les micaschistes gris sont souvent d'une taille suffisante pour avoir pu fournir de tels galets.

Une bordure noire, qui pourrait être la trace d'une altération météorique, existe parfois autour des blocs de la brèche. Le contact de celle-ci avec les micaschistes gris est tranché et ne présente aucun signe de remaniement tectonique brisant. Localement, elle repose sur des roches basiques situées au sein des micaschistes gris; le contact est normal et est souligné dans le Permien par un petit niveau de galets de quartz anguleux. Une origine sédimentaire semble plus probable qu'une origine tectonique.

Certains aspects tectoniques de cette brèche peuvent être attribués à la tectogénèse alpine et plus particulièrement aux événements tardifs. L'existence locale, à la base du Permien, d'une brèche dont une partie des éléments provient des micaschistes gris est un argument sérieux en faveur de l'hypothèse de l'existence d'un socle ancien en Vanoise.

Les contacts observés entre les micaschistes gris et le Permien ne semblent pas être ceux d'une série sédimentaire continue. Et l'on peut déjà penser, même dans le cas où l'existence d'une brèche sédimentaire locale située à la base du Permien serait contestée, à l'existence d'un socle déjà métamorphique lors du dépôt du Permien.

- II - LE PERMIEN S. L.

C'est une série détritique polymorphe dont l'épaisseur augmente graduellement vers le Sud. Au Nord du cirque des Nants, cette série est réduite tectoniquement. On peut, ainsi que F. Ellenberger l'avait montré, diviser cet ensemble en deux termes :

1) LE PERMO - TRIAS.

C'est le terme supérieur du Permien avec lequel il est en continuité et dont il se différencie, dans le cas de faciès similaires, par l'absence d'albite ocellaire et par la rareté de la chlorite et de l'hématite.

C'est un niveau blanc, fissile, d'une centaine de mètres d'épaisseur, bien repérable dans le paysage. L'érosion en a souvent profité pour y creuser les cols entre les cirques. Il est formé de séricitoschistes onctueux, à petites taches de carbonates ferromagnésiens altérés en rouille, lardés de bancs nacrés de teinte vert pâle, bleu violacé où les phyllites représentent parfois la plus grande part de la roche; ces séricitoschistes alternent avec des quartzites phylliteux blancs, plus ou moins grossiers à petits quartz rose. Le passage d'un banc à l'autre est toujours continu avec tous les intermédiaires possibles.

La couverture calcaire mésozoïque repose le plus souvent directement sur les séricitoschistes. Les quartzites du Werfénien sont en effet décollés et le contact normal de ceux-ci avec le Permo - Trias n'a jamais été vu dans la région étudiée. Le sommet de la formation est cependant marqué par un banc quartzitique blanc verdâtre très massif, parfois rubané de lits verts et blancs. Encore grossier et feldspathique, il annonce les quartzites du Werfénien.

## 2) LE PERMIEN S.S.

En contact direct avec le socle, les micaschistes permien s'en différencient par l'absence à peu près totale d'exsudat de quartz plissé, par la disparition complète du glaucophane, par l'abondance de l'albite, de la chlorite et de l'hématite, par l'existence de structures sédimentaires bien conservées (stratifications, galets), et enfin par des structures tectoniques relativement plus simples.

Les différents faciès d'extension latérale discontinue se prêtent mal à une classification stratigraphique ordonnée. Nous pouvons cependant y distinguer :

- Des conglomérats toujours situés à la base de la série permienne. Au Nord (cirque des Nants, cirque de la Valette), ils sont monogéniques avec des galets de quartz blanc et rose, alors que plus au Sud, au cirque du Gênepy, ils deviennent polygéniques avec des galets de micaschistes et de quartz blanc, des petits grains de quartz rose, quelques galets de marbre. Ces conglomérats sont granoclassés en séquences successives. La matrice de ces conglomérats est toujours quartzo-chlorito-albitique. Ils reposent de façon discontinue sur le socle. Les formations détritiques plus fines, situées stratigraphiquement plus haut dans la série se rencontrent localement au contact du socle.

- Des roches massives, grises, bleutées en patine contenant des décharges conglomératiques ou microconglomératiques locales. Leur richesse en hématite en fait parfois des roches particulièrement sombres.

- Des roches chlorito-albitiques, massives, de couleur verte, parfois bleutée quand elles sont plus riches en hématite. Les albites y sont grandes, en ocelles ou aplaties dans la foliation, et se disposent souvent le long des plans tectoniques. Ces niveaux peuvent être relativement quartzeux et peuvent contenir des décharges conglomératiques de galets de quartz lorsqu'ils sont situés au contact du socle. Certaines de ces roches chlorito-albitiques ont à l'observation sur le terrain, un aspect très proche de celui des ovardites.

- Des bancs schisteux gris-violacé de quelques mètres d'épaisseur, à lits plurimillimétriques de dolomite et d'ankérite polyplissés. Ces faciès se rencontrent essentiellement dans le cirque du Génepy, dans la partie inférieure de la série.

- Des micaschistes chloriteux à albite. Ce sont des roches de couleur verte, riches en ankérite, très schistosées, avec parfois quelques exsudats de quartz plissés. Rares au Sud, ils ont une grande extension vers le Nord à partir du cirque des Nants.

Cette partie du Permien passe progressivement au Permo-Trias par l'intermédiaire de formations détritiques composées de micro-conglomérats quartzitiques à petits quartz roses, en alternance avec des lits plus schisteux, riches en phyllites et pauvres en galets. L'approche du Permo-Trias est marquée par l'apparition de roches de plus en plus claires et fissiles, riches en micas blancs, et de bancs de quartzites phylliteux à ankérite. Les gros galets de quartz deviennent rares.

- III - LES ROCHES BASIQUES.

Toujours au contact du socle, elles se localisent en petits affleurements dont les limites sont toujours très nettes et tranchées sur les micaschistes encaissants.

Dans un même gisement, on rencontre trois types de roches basiques associées :

1) Des roches vert sombre, massives, extrêmement dures, à cassure conchoïdale où des petits grenats millimétriques sont bien visibles (éch. analysé B<sub>1</sub>).

2) Des roches massives, vertes, tachetées par des ocelles d'albite et des cristallisations blondes de carbonates ferromagnésiens.

3) Des roches massives, presque noires, formées d'un enchevêtrement de fines baguettes de glaucophane (éch. analysé B<sub>3</sub>).

Toujours présentes au sein du socle, on peut leur donner de prime abord le même âge que celui-ci. L'étude minéralogique a révélé l'existence de quelques "restes" de biotite; celle-ci ne saurait être alpine. Des critères sédimentaires viennent renforcer l'hypothèse d'un âge anté-permien pour ces roches : en effet, elles sont totalement absentes de la série détritique permienne, et localement, les conglomérats permien viennent transgresser la roche basique (cirque du Gënëpy) comme le montre la nature de leur contact (cf. paragraphe précédent).

Sur le versant oriental du massif de Chasseforêt, il existe un puissant complexe volcanique représenté par des ovardites, des

prasinites et des glaucophanites (F. Ellenberger 1958, J. Bocquet 1974). Cette série de métabasites repose sur les micaschistes du socle, et les termes supérieurs semblent être en contact avec la série détritique permienne. J. Bocquet y retrouve la trace d'un métamorphisme anté-alpin de type amphibolite et en fait des roches contemporaines du socle. Le Permien serait donc transgressif, avec une discordance en grand, à la fois sur les micaschistes du socle et sur les amphibolites. Ce qui est en accord avec les observations faites à une échelle moindre sur le versant occidental.

#### - IV - GEOCHIMIE.

Le tableau 1 donne une série d'analyses chimiques effectuées sur des échantillons représentatifs de la série paléozoïque étudiée.

Le diagramme  $(Al/3 - K) = f(Al/3 - Na)$  (H. de la Roche et al 1974) permet de situer les échantillons dans les différents domaines ignés et sédimentaires et d'apprécier le degré de dégradation chimique des roches sédimentaires à partir des roches ignées acides ou basiques, ainsi que les différenciations ignées au sein de celles-ci.

Sur le diagramme sont représentées les roches de Vanoise méridionale, mais aussi, pour comparaison, les roches de Vanoise septentrionale et du massif d'Ambin. Nos analyses ont été complétées par celles relevées dans la littérature (F. Ellenberger thèse 1958, J. Bocquet thèse 1974).

Il apparaît que la série détritique permienne ne présente pas de différences significatives avec le socle. Elle est à cheval sur

le domaine des arkoses et des shales. Le Permo - Trias en représente le terme le plus évolué, avec un très net appauvrissement en sodium et un enrichissement en potassium. Les micaschistes du socle s'étendent du domaine des shales à celui des grauwackes, sans cependant y être en plein. Les micaschistes de Vanoise septentrionale et du socle du massif d'Ambin (série de la Clarea) se situent beaucoup plus nettement dans le domaine des grauwackes.

Les metabasites se répartissent en trois groupes clairement distincts des micaschistes. Les ovardites et prasinites du versant oriental du massif de Chasseforêt ont une tendance spilitique plus développée que les roches basiques du versant occidental. Les prasinites et ovardites de Vanoise septentrionale sont plus pauvres en sodium et par là même se différencient nettement des metabasites de Vanoise méridionale. Cette différenciation sodique entre les roches basiques peut être originelle mais peut aussi représenter un "gradient" dans le sens d'un enrichissement en soude tardif, lié à l'intensité du métamorphisme alpin qui a affecté ces roches.

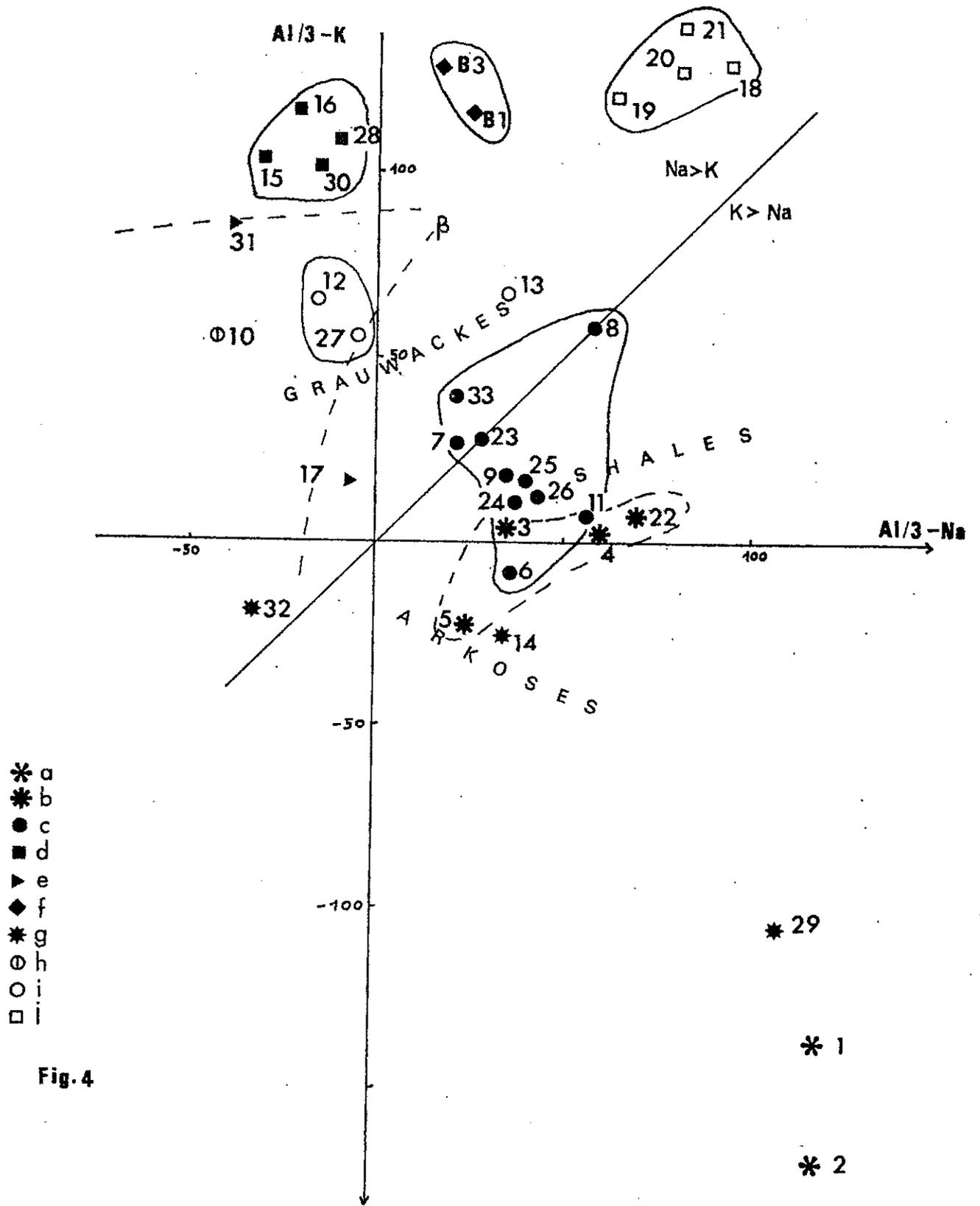
Tableau 1 - Analyses chimiques de quelques échantillons du Permo-Trias, du Permien et du socle.

	Permo- Trias		Permien			Socle						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	B <sub>1</sub>	B <sub>3</sub>
SiO <sub>2</sub>	69.70	60.76	68.45	73.76	67.50	66.84	60.89	70.35	66.69	66.73	49.70	52.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.80	17.34	14.08	12.77	13.96	15.21	18.83	18.87	16.31	15.80	14.61	12.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.10	6.62	4.32	2.27	3.76	5.03	1.35	1.58	3.04	4.81	3.37	2.88
FeO	0.85		2.54	2.46	0.85		4.38	3.73	2.92		10.09	10.14
MnO	-	traces	0.03	0.07	0.05	0.08	0.09	0.10	0.07	0.08	0.23	0.11
MgO	2.22	2.52	2.31	1.26	1.90	2.02	2.46	2.04	2.62	1.51	5.14	3.59
CaO	1.24	traces	0.41	0.76	1.65	0.64	0.37	0.44	0.35	1.64	8.51	3.96
Na <sub>2</sub> O	0.25	0.09	2.48	1.68	3.05	2.58	3.76	2.64	2.88	5.20	3.12	2.68
K <sub>2</sub> O	5.65	7.66	2.84	2.68	3.90	3.52	3.16	2.40	2.96	1.83	0.44	0.10
TiO <sub>2</sub>	1.00	0.67	0.97	0.50	0.40	0.62	0.79	0.66	0.47	0.63	2.21	1.86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14		0.11	0.03	0.14		0.14	0.14	0.14		0.28	0.22
H <sub>2</sub> O	1.90	3.33	2.44	2.21	2.10	3.18	3.22	2.40	2.58	1.57	3.03	4.60
Total	99.85	98.99	100.98	100.45	99.26	99.72	99.44	100.75	101.03	99.80	100.73	95.48
Fer total en Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.04	6.62	7.14	5.00	4.53	5.03	6.20	5.72	6.28	4.81	14.57	14.14
CO <sub>2</sub>											-	5.25

Légende du tableau d'analyses 1.

- 1) Permo-Trias du Plan Fournier d'après F. Ellenberger (thèse 1958).
  - 2) Permo-Trias du Cirque des Nants (éch. 7240 b).
  - 3) Permien chlorito-albitique vert du Cirque des Nants (éch. 237).
  - 4) Permien conglomératique du Cirque du Génepy (éch. 8910).
  - 5) Permien chlorito-albitique des Prioux d'après F. Ellenberger (thèse 1958).
  - 6) Socle : micaschistes gris sans glaucophane du Dôme des Sonnaill-les (éch. 7215 f).
  - 7) Socle : micaschistes gris à glaucophane déstabilisé du Cirque du Génepy (éch. 894 a).
  - 8) Socle : micaschistes gris à glaucophane du Dôme du Génepy (éch. 7245 i).
  - 9) Socle : glaucophanites du Cirque du Dard (éch. 2171).
  - 10) Socle : micaschistes anté-alpins du massif d'Ambin.
- B<sub>1</sub> : Roche basique du Cirque des Nants (éch. 7217 f).
- B<sub>3</sub> : Roche basique du Cirque du Génepy (éch. 894 a).

Les analyses 1, 3, 4, 5, 7, 8, 9, B<sub>1</sub>, B<sub>3</sub> ont été faites par voie humide; les analyses 2, 6 et 10 ont été faites au quantomètre.



Légende de la figure 4.

De a à g : Vanoise méridionale.

a : 1 et 2 : Permo-Trias.

b : 3, 4, 5 et 22 : Permien.

c : 6, 7, 8, 9, 11, 23, 24, 25, 26 et 33 : micaschistes du socle.

d : 15, 16, 28, 30 : ovardites et prasinites du socle.

e : 17, 31 : glaucophanites du socle.

f : B<sub>1</sub>, B<sub>3</sub> : roches basiques du socle, versant occidental.

g : 14, 32 : métagranites et orthogneiss de l'Arpont.

29 : micaschistes ovarditiques.

h : 10 : micaschistes du socle du massif d'Ambin.

i : 12, 27 : micaschistes carbonifères.

13 : gneiss albitiques (Vanoise septentrionale).

j : 18, 19, 20, 21 : gneiss basiques de Vanoise septentrionale.

Les échantillons numérotés de 1 à 10 sont ceux du tableau 1.

. Les échantillons 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20 et 21 correspondent respectivement aux échantillons 3, 2, 17, 19, 20, 21, 22, 12, 13, 14, 16 des roches de Vanoise analysées par F. Ellenberger (thèse 1958).

. Les échantillons 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32 et 33 sont tirés de J. Bocquet (thèse 1974) et correspondent respectivement aux échantillons 699, 516 (semblable au n° 526), 961 (964), 965 (785 et 973), 786 (974), 576, 680, 794, 795, 923, 791, 949.

- Conclusion -

La série grès-conglomératique de Vanoise méridionale que l'on peut considérer, d'après les travaux de F. Ellenberger, comme d'un âge permien et permo-triasique pour le terme supérieur, repose sur une série homogène de micaschistes gris dits "de l'Arpont". Cette dernière formation est très semblable sous beaucoup d'aspects aux micaschistes du groupe de la Clarea dans le massif d'Ambin qui en représentent le socle cristallophyllien (M. Gay). F. Ellenberger, en 1958, admettait que toute la série siliceuse de Vanoise méridionale était continue, sans hiatus et discordance importante, et donnait un âge carbonifère aux micaschistes de l'Arpont. Récemment, J. Bocquet, par comparaison avec les massifs d'Ambin et du Ruitor, et par des datations radiométriques de micas blancs, a proposé l'existence d'un socle en Vanoise méridionale.

L'étude lithostratigraphique des rapports entre le Permien et la série sous-jacente semble confirmer cette dernière hypothèse. On observe, en effet, que la base du Permien est généralement soulignée par des conglomérats monogéniques (au Nord) et polygéniques (au Sud); localement, il existe une brèche polygénique dont les blocs sont constitués d'un matériel du même type que celui des micaschistes de l'Arpont. D'autre part, le caractère discordant du Permien est souligné :

- par le contact avec le socle d'un matériel détritique permien normalement situé au-dessus des conglomérats.
- par la discordance, à l'échelle de l'affleurement, des conglomérats sur les roches basiques liées aux micaschistes (Cirque du Gënëpy).

- par des discordances à grande échelle, sur le versant oriental, sur les micaschistes gris de l'Arpont et les metabasites dont l'âge ancien a été montré par J. Bocquet.

La série détritique permienne apparaît donc transgressive et discordante sur un socle cristallophyllien métamorphisé dans un faciès de type amphibolitique lors de l'orogénèse hercynienne. Cela sous-entend que lors du dépôt du Permien, qui reprend localement du matériel micaschisteux au socle, il y ait eu érosion des structures plissées et des zones métamorphiques sus-jacentes. Quelles étaient ces roches ? On peut penser que la série des micaschistes carbonifères de Vanoise septentrionale représente le terme supérieur des micaschistes de l'Arpont. La différence considérable des niveaux d'érosion au début du Permien, entre les deux massifs, ne peut être expliquée que par un éloignement géographique assez important entre les deux régions. Leur proximité actuelle est due à l'orogénèse alpine, comme en témoigne le grand accident incliné vers le Nord avec un fort plongement séparant les deux séries, visible entre le Col de la Vanoise et l'entrée Sud du Vallon de la Leisse.

BIBLIOGRAPHIE.

- BARBIER R. et al. (1960-1963).- Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée.  
Livre à la mémoire du Professeur FALLOT, t.II, p. 331-337.
- BOCQUET J. (1974).- Le socle Briançonnais de Vanoise (Savoie) : arguments en faveur de son âge anté-alpin et de son polymétamorphisme.  
C.R.Acad.Sc.Paris, t.278,p.2601-2604.
- BOCQUET J. (1974).- Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises.  
Thèse Université scientifique et médicale de Grenoble 489p.
- 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. and Petrol., 47, p. 7-26.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1970).- The western Alps paleogeography and structure.  
Earth Sci. Rev., t. 6, p. 221-256.
- ELLENBERGER F. (1958).- Etude géologique du pays de Vanoise.  
Mém. Serv. Carte Géol. Fr., 562 p.
- ELLENBERGER F. (1960-1963).- La Vanoise, un géanticlinal métamorphique.  
Livre à la mémoire du Professeur P. FALLOT, t.II,p.383-393.
- ELLENBERGER F. (1965).- Le Permien du pays de Vanoise.  
Atti del symposium sul Verrucano.  
Soc. Toscana Sc. Nat., p. 171-211.

- FABRE J. (1961).- Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie).  
Mém. B.R.G.M., n° 2, 315 p.
- GAY M. (1970).- Le massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution paléogéographique anté-alpine.  
Bull. B.R.G.M., série 2, sect. I, n° 3, p. 5-81.
- LA ROCHE H. de, AUTRAN A., CHANTRAINE J. et MOINE B. (1974).- Etudes géochimiques associées à la cartographie géologique : essai de reconstitution des séries anté-métamorphiques dans le domaine des feuilles à 1/50 000 Bourganeuf et Ambazac (Massif Central français).  
Bull. B.R.G.M., sect. IV, n° 2, p. 107-122.
- MORET L., ELLENBERGER F. et GIDON P. (1967).- Géologie du parc national de la Vanoise.  
Ex. : Le Parc National de la Vanoise, p. 33-45.

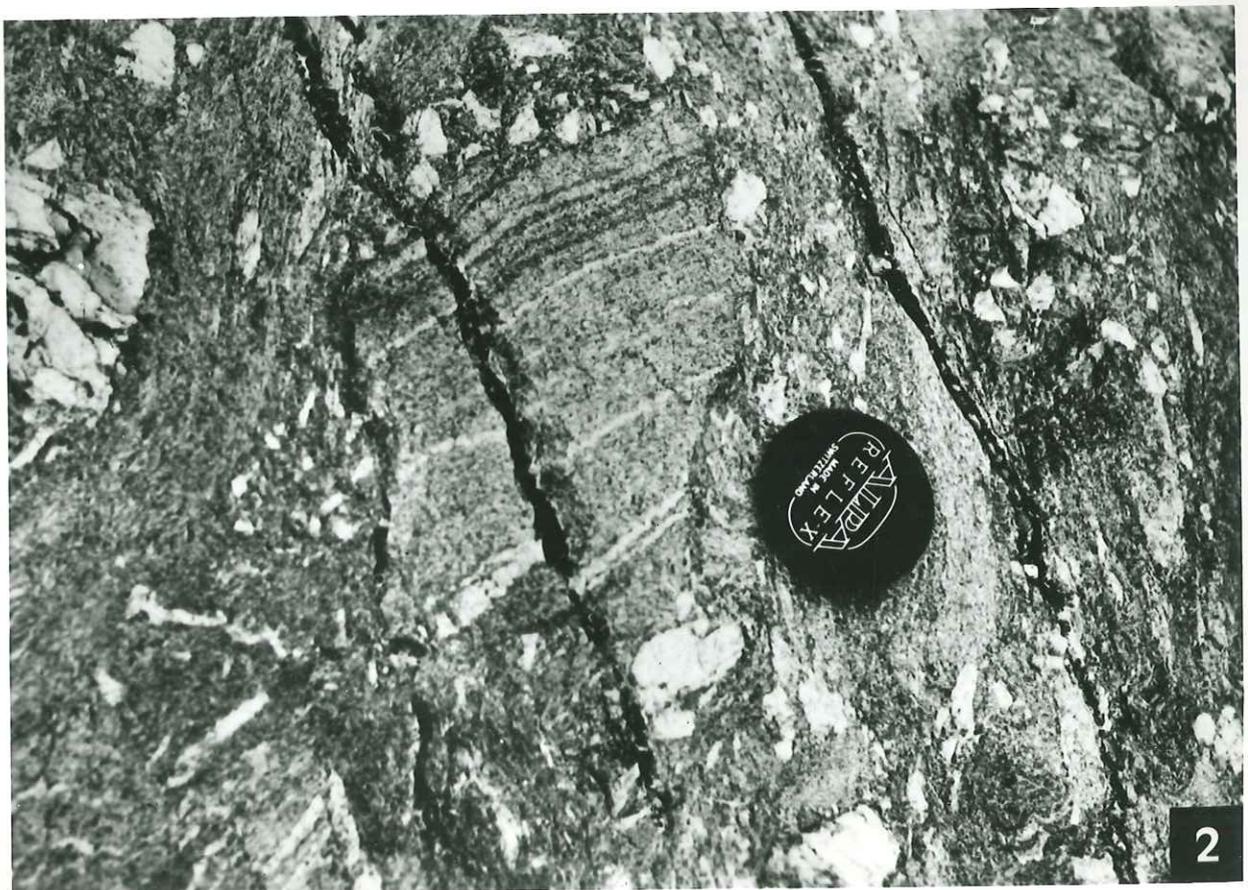
PLANCHE A.

- Photo 1 : aspect de la brèche permienne située au contact du socle, dans le Cirque du Gënëpy (affleurement sur un poli glaciaire).

De grands blocs, souvent de forme quadrangulaire, sont cimentés par une matrice fine où des débris de toute taille de filonnets de quartz, sont abondants. Les arguments appuyant l'hypothèse d'une origine sédimentaire de cette brèche à partir d'une série de micaschistes préexistants, sont développés dans le texte. La reprise de cette brèche dans la tectonique et le métamorphisme alpin, lui donne un aspect particulièrement chaotique.

- Photo 2 : détail de la brèche, le cache-objectif a un diamètre de 5 cm. La structure gneissique du bloc anguleux est nettement en opposition avec le ciment où abondent les galets anguleux de quartz détritique. L'origine sédimentaire de la brèche semble, sur cette photo, évident.

Le caractère cristallophyllien du socle ayant fourni ce galet devait déjà être bien affirmé. Actuellement, une telle roche gneissique existe dans la série des micaschistes gris du socle.



A

- II -

ETUDE STRUCTURALE.

- ETUDE STRUCTURALE -

La carte géologique (Fig. 5) levée au cours de ce travail met en évidence un ensemble de structures plissées qui, amples dans le Sud du massif, se resserrent intensément au Nord entre ce qui semble être, sur la carte, deux môles rigides : le socle de micaschistes gris, et la série calcaire mésozoïque. Ce phénomène est associé à une virgation des structures entre des directions N-S au Sud du massif et E-W au Nord.

Cet édifice tectonique résulte essentiellement de la superposition de deux phases plicatives majeures, suivies (ou associée pour la deuxième phase) d'un bombement en un dôme anticlinal dissymétrique.

L'existence probable dans des massifs voisins (Vanoise septentrionale, schistes lustrés) d'un plus grand nombre de phases tectoniques appelées I, II, III et même IV, peut laisser penser que certaines d'entre elles ne se sont pas développées dans le paléozoïque de Vanoise méridionale. Pour éviter toutes corrélations non justifiées entre ces phases et celles observées dans le secteur étudié, on les dénommera 1, 2....

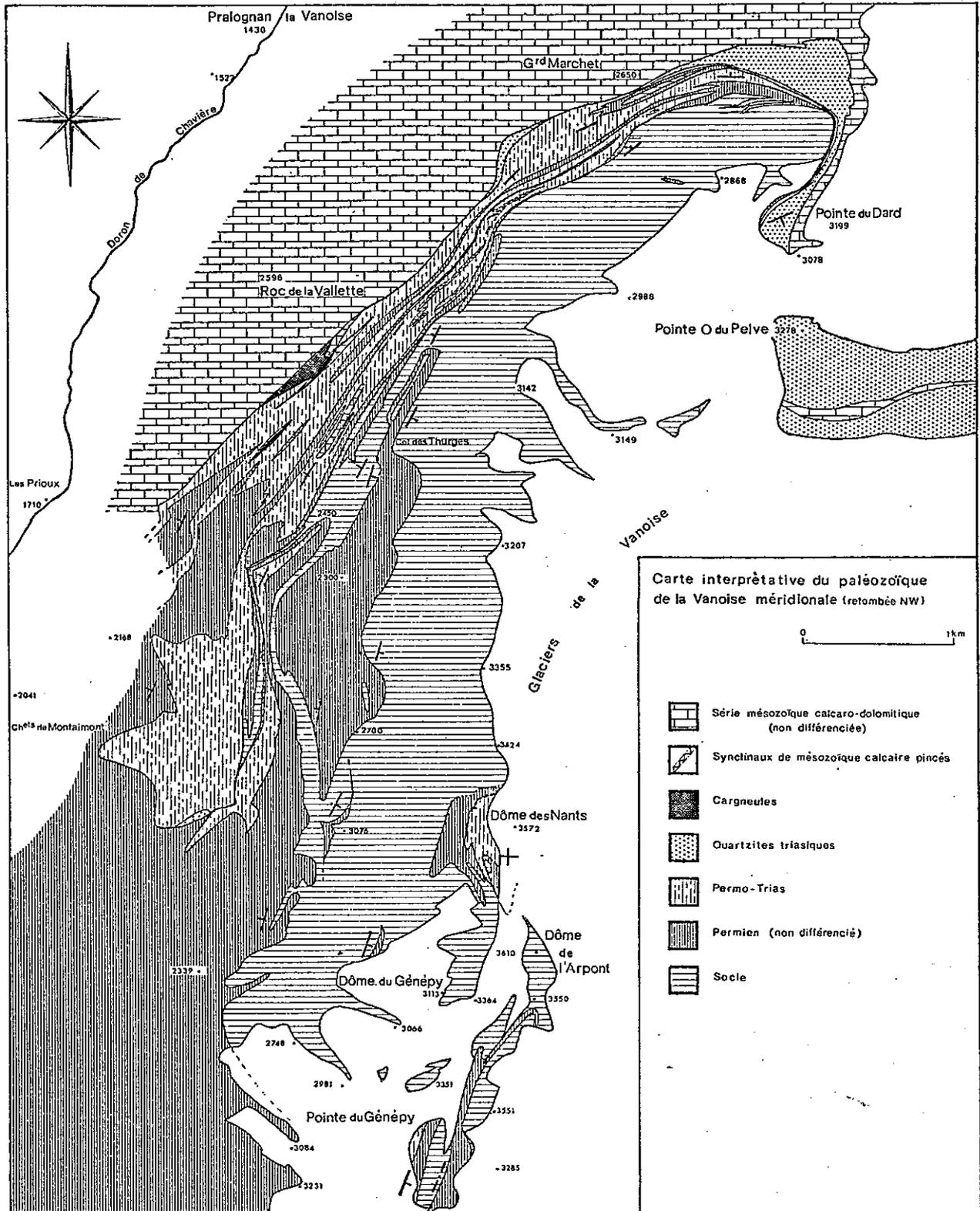


Fig. 5 -

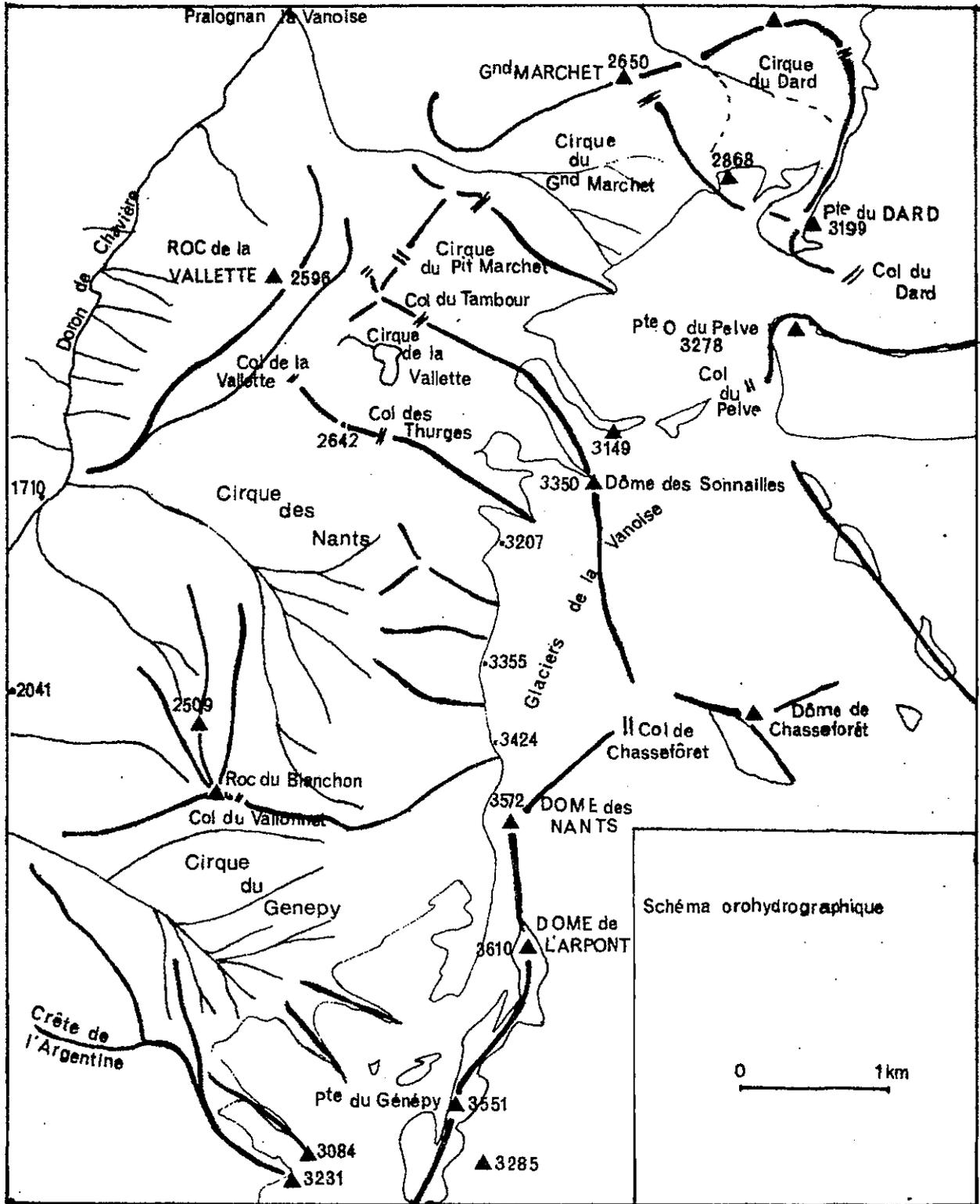


Fig2

- I - LES STRUCTURES ALPINES PRECOCES.

Aux échelles microscopique et mésoscopique, on observe dans le Permien et le Crétacé, l'existence d'une foliation métamorphique  $S_1$  parallèle aux plans de la stratification  $S_0$ . Cette foliation est soulignée par les minéraux phylliteux nés au cours du premier métamorphisme alpin. C'est une foliation de plan axial de plis isoclinaux synschisteux  $P_1$ . Ces plis  $P_1$  sont rares, on en rencontre cependant localement dans les marbres phylliteux du Crétacé (Fig. 6 et Pl. 2, ph. 1).

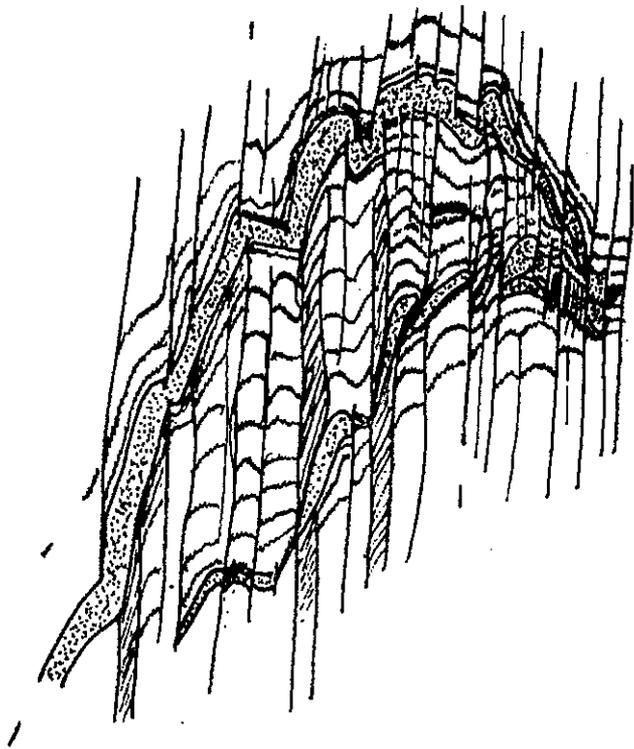


Fig. 6 : x 1 - Plis d'échelle centimétrique montrant la superposition de deux phases tectoniques dans le Crétacé (chalets supérieurs de l'Arcellin).

Dans le socle, l'existence d'une foliation métamorphique ancienne, ajoutée à une grande monotonie des faciès rend illusoire la mise en évidence des structures alpines précoces.

La phase de plissement  $P_1$  s'exprime également à l'échelle mégascopique; F. Ellenberger (thèse 1958) décrit dans la combe de la Valette un grand pli couché précoce, isoclinal, aux flancstrès étirés, dont le coeur est constitué de marbres phylliteux du Crétacé, situé au sein des marbres blancs du Malm.

Dans la série siliceuse paléozoïque, des grandes pincées de socle, localisées en position anormale dans le Permien, ont été mises en évidence au cours de ce travail. Sur la carte géologique nous les voyons s'étendre depuis le Roc Blanchon au Sud, jusqu'au Pic de la Vieille Femme plus au Nord, avec une dernière pincée au Col du Grand Marchet. Elles correspondent à des lambeaux de plis couchés de la phase tectonique précoce ( $P_1$ ), reprises lors des phases plus tardives (Pl. 6, coupes 3, 4, 5 et 8, panorama du flanc Nord du Cirque des Nants : Fig. 7). Le développement horizontal de ces plis couchés affectant le socle et le Permien devait être kilométrique à plurikilométrique.

Le décollement majeur des quartzites werfëniens le long de la couche savon du Permo-Trias est certainement à lier à cette phase précoce. La couverture mésozoïque carbonatée de la série siliceuse paléozoïque est pseudo-autochtone et repose directement sur le Permo-Trias. Ce grand accident précoce s'est plissé et a rejoué lors de la deuxième phase (Pl. 6, coupe 5 et panorama du flanc Nord du Cirque des Nants : Fig. 7).

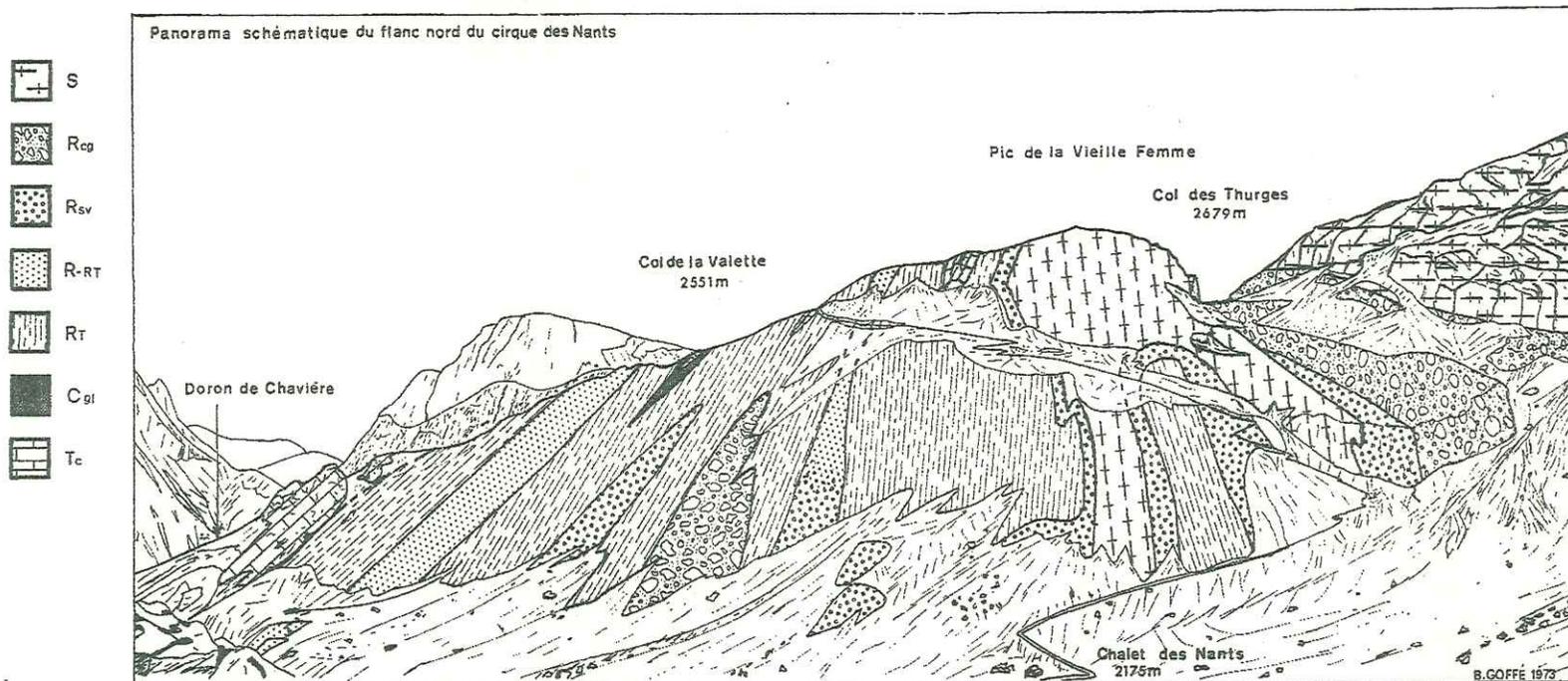


Fig. 7 - Panorama du flanc Nord du Cirque des Nants.

S : socle - R<sub>cg</sub> : Permien conglomératique - R<sub>sv</sub> : Permien chlorito-albitique (schistes verts).

R-RT : Permien quartzo-chlorito-albitique (passage au Permo-Trias) - R<sub>T</sub> : Permo-Trias.

C<sub>gl</sub> : cargneules - T<sub>c</sub> : Trias calcaire. (cf. Pl. 6, coupe 5)

L'observation microscopique des plis  $P_1$  est rare. Dans le mésozoïque, certaines grandes albites antérieures à la deuxième phase de plissement, ont fossilisé des microplis semblables, isoclinaux, à charnières arrondies. Ces plis sont soulignés par des minéraux opaques qui représentent certainement un ancien litage sédimentaire. Le plan axial du pli est marqué par l'alignement de petits minéraux. La linéation minérale  $L_1$  associée à ce plissement ne peut être étudiée séparément des phases tectoniques tardives. La direction des axes des plis  $P_1$  est difficilement appréciable. On peut cependant, à l'aide d'arguments cartographiques et de quelques mesures sur le terrain, l'estimer au NW-SE.

## - II - LES STRUCTURES ALPINES TARDIVES.

Ces structures hétérogènes diffèrent entre le Sud et le Nord du massif et selon la nature du matériel affecté. On les traitera en considérant individuellement les divers secteurs où elles sont semblables et les secteurs où elles évoluent en continuité.

a) LA COUVERTURE PERMIENNE FORMANT LA CEINTURE OUEST ET  
NORD DU MASSIF DANS LA ZONE DES CIRQUES.

Au Sud (Cirque du Génépy), le Permien est affecté par des plis ouverts, déversés vers l'Est, à charnière arrondie (Fig. 8) : ce sont les plis  $P_2$  de la seconde phase plicative.

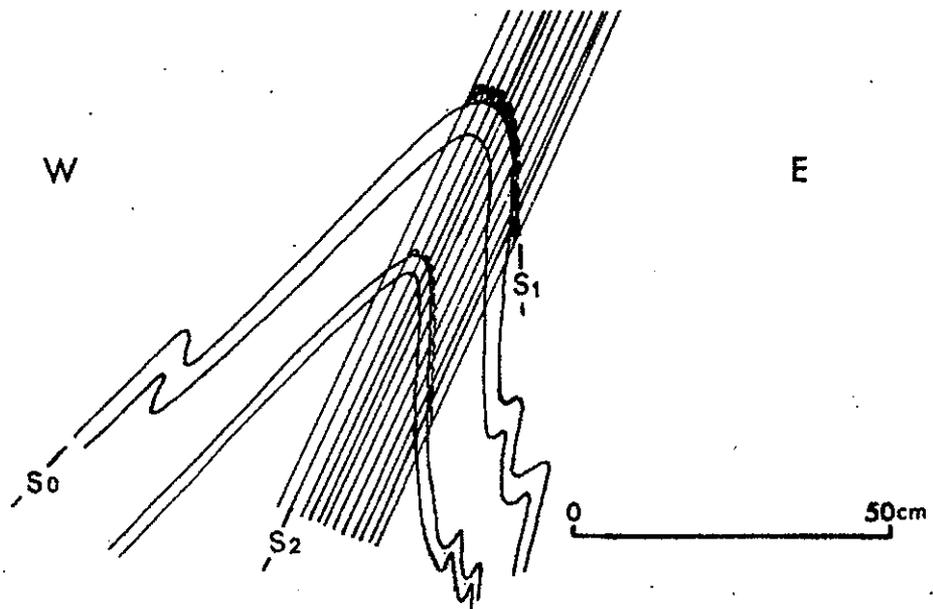


Fig. 8 - Plis  $P_2$  dans le Permien du Cirque du Génépy.

La schistosité associée à ces plis correspond au débit principal de la roche. Parallèle au plan axial de ces plis, c'est une schistosité de crénulation (strain slip cleavage) reprenant la foliation précoce  $S_1$ . On retrouve les mêmes types de plis dans les marbres chloriteux du Crétacé (Fig. 6; Pl. 2, ph. 2). Cette schistosité n'est pas toujours pénétrative dans l'ensemble du pli; elle est parfois remplacée dans les flancs par des mécanismes de glissement le long des plans précoces (Pl. 3, ph. 1).

Dans le cas du pli  $P_2$  représenté sur la planche 3 ceci est particulièrement net; la schistosité de crénulation n'existe que dans la tête du pli  $P_2$ , à l'endroit où l'angle entre les plans précoces  $S_0-S_1$  et le plan axial du pli est fort. Dans le flanc Ouest, où cet angle est plus faible, la schistosité disparaît brusquement et laisse place à des glissements plan sur plan de la foliation  $S_1$ , avec un laminage dans ces plans.

Ce phénomène peut être étudié plus en détail sur un pli  $P_2$  d'échelle décimétrique où il existe deux linéations minérales (Fig. 9). C'est un pli ouvert affectant la stratification  $S_0$  et la foliation  $S_1$  qui lui est parallèle. La schistosité de crénulation  $S_2$  est homogène dans l'ensemble du pli. Elle disparaît cependant à l'approche du plan de glissement (quelques millimètres) le long des plans précoces  $S_0-S_1$ .

La charnière porte et reprend une linéation minérale  $L_1$  de chlorite et de carbonate ferromagnésien. Sur une partie du flanc Ouest, il existe une linéation  $L_2$  de chlorite associée à des stries de glissement.

Le report des directions de ces structures sur un stéréodiagramme (hémisphère supérieur, canevas de Wulf : Fig. 10) montre que la linéation  $L_1$  est reprise sur un grand cercle. Classiquement, l'intersection du plan axial du pli  $P_2$  avec ce grand cercle représente la direction de glissement dans ce pli. La linéation  $L_2$  associée aux stries de glissement sur le flanc Ouest du pli représente, elle aussi, avec évidence une direction de glissement.

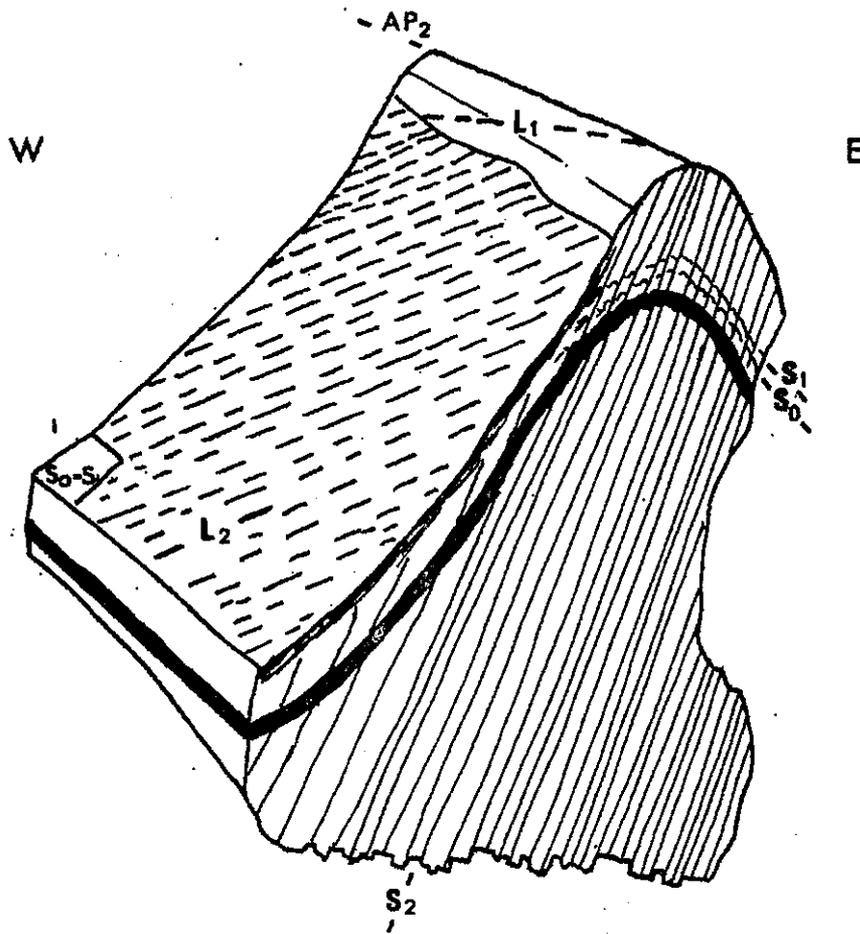


Fig. 9 - Pli  $P_2$  d'échelle décimétrique dans le Permien du Cirque du Génépy (cf. texte).

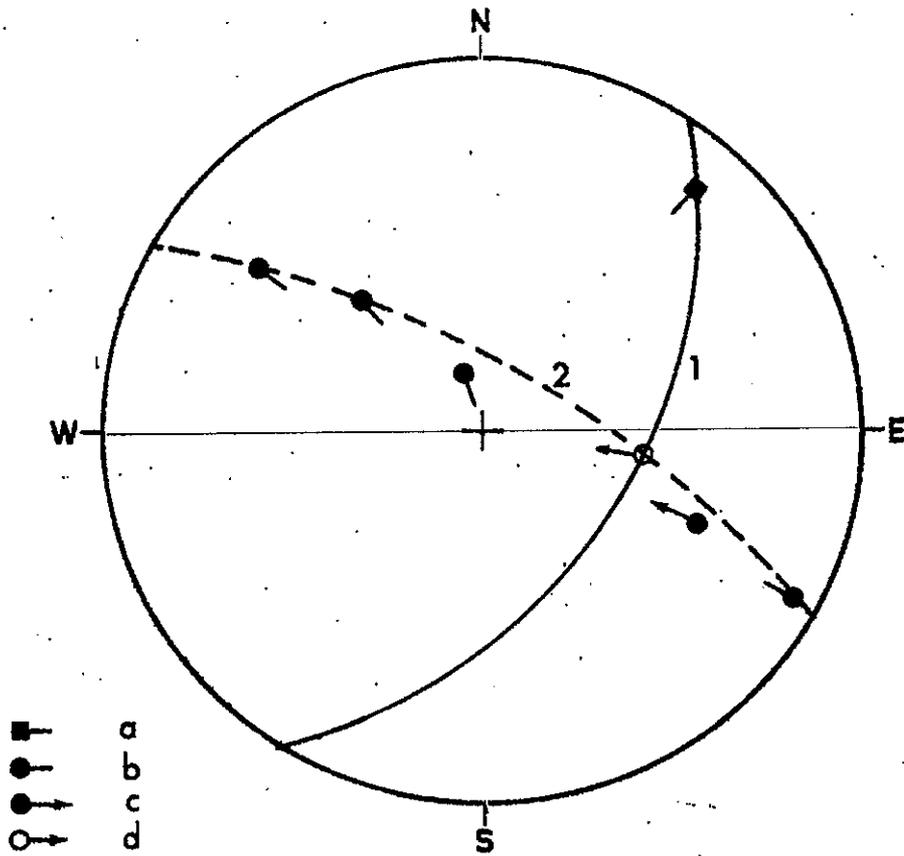


Fig. 10 - Projection stéréographique, canevas de Wulf, Hémisphère Nord des structures du pli  $P_2$  figuré Fig. 9.

a : axe du pli  $P_2$  - b : linéation de chlorite sur la charnière du pli  $P_2$  - c : linéation de chlorite associée à des stries de glissement sur le flanc Ouest du pli - d : direction de glissement déduite par la méthode Weiss - 1 : tracé du plan axial du pli  $P_2$  - 2 : grand cercle passant par les linéations de chlorite.

Un exemple analogue est donné par la Fig. 11; on peut voir sur les stéréodiagrammes (Fig. 10 et 11) que la direction de glissement dans le flanc des plis est très proche de celle déduite de la géométrie de la linéation  $L_1$  dans la charnière de  $P_2$ .

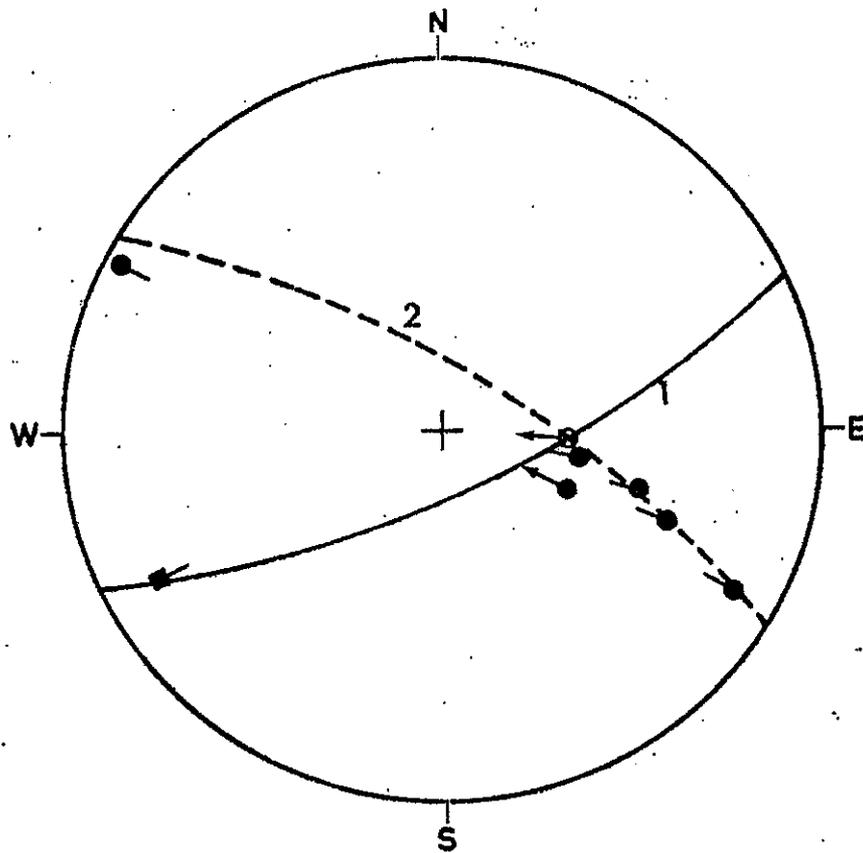


Fig. 11 - Pli  $P_2$  dans la série des micaschistes albitiques du Cirque du Génepy.  
Même légende que Fig. 10.

De la manière dont ils reprennent la linéation  $L_1$  dans les charnières des plis, les plis  $P_2$  paraissent être des plis de type semblable avec glissements selon des plans parallèles à leur plan axial suivant une direction NW-SE. Les plans de glissement sont les plans de la schistosité  $S_2$  qui se présentent comme des séries de cisaillements microscopiques, pénétratifs dans la roche. La foliation  $S_1$  est plus ou moins transposée dans la schistosité  $S_2$ . Dans les flancs des plis, où l'angle entre le plan axial du pli et la  $S_0-S_1$  est faible, les glissements s'effectuent alors le long des plans précoces  $S_0-S_1$ . La schistosité  $S_2$  n'est plus présente. Les glissements sont soulignés par des stries et une linéation minérale disposée parallèlement aux stries de glissement. Cette linéation est donc contemporaine du pli  $P_2$ ; c'est une linéation  $L_2$  qui matérialise la direction de glissement dans le flanc du pli. On s'aperçoit que cette direction est très proche de celle déduite de la reprise de  $L_1$  dans  $P_2$ . On remarque, que dans les flancs des plis  $P_2$ , les glissements le long des plans précoces, s'effectuent préférentiellement sur les flancs longs, qu'ils soient inverses ou normaux; ces flancs sont, en effet, géométriquement les plus proches de la schistosité de plan axial  $S_2$ .

A l'échelle mégascopique, dans ce secteur du Cirque du Génépy, la seconde phase est représentée par des grands plis  $P_2$  déversés vers l'Est. Les plis  $P_2$  mineurs, précédemment étudiés, se succèdent en cascade sur les flancs normaux et inverses du pli majeur. L'ensemble a une structure en feuille de chêne classique (Pl. 6, coupe 3).

Au Roc du Blanchon, un grand accident écaille des quartzites triasiques au sein du Permo-Trias et du Permien (Pl. 6, coupe 3). Il est coplanaire de la schistosité  $S_2$  et semble être, à grande échelle, une manifestation cisailante de la seconde phase tectonique.

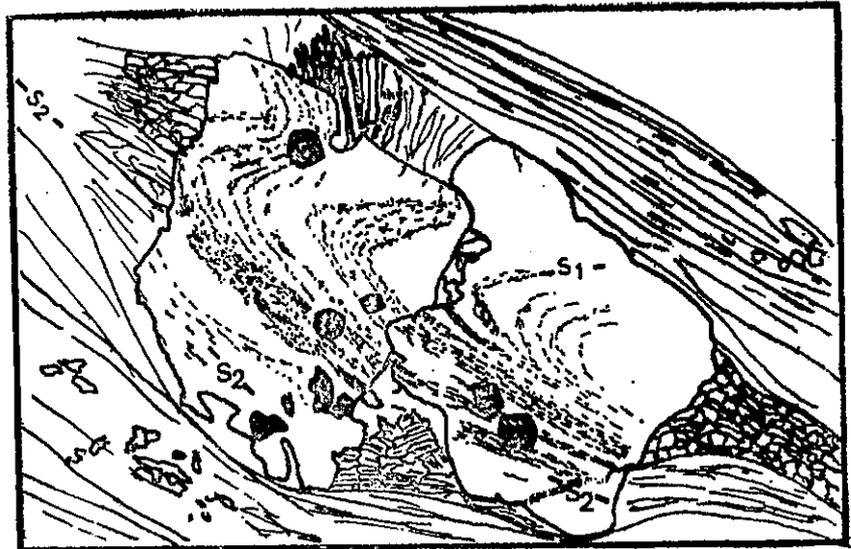
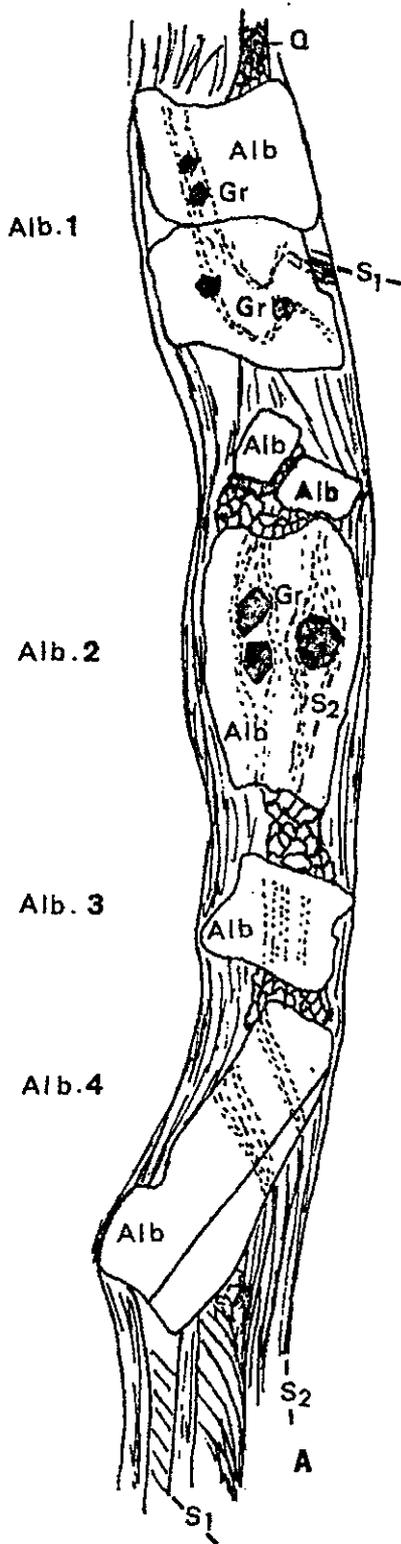
La couverture permienne qui, dans le Cirque du Génépy, affleure sur une longueur orientée E-W de 2 km. va subir un resserrement de plus en plus accusé vers le Nord. Ceci se traduit au niveau du Cirque des Nants par des plis kilométriques  $P_2$  de type semblable, sub-isoclinaux, aux charnières aiguës et aux flancs étirés, où les schistosités précoces ( $S_1$ ) et tardives ( $S_2$ ) sont confondues. Ceci est d'autant plus marqué que l'on s'éloigne vers l'Ouest du socle (Pl. 6, coupe 5. Fig. 7).

A l'échelle mésoscopique, les mécanismes de glissement, décrits précédemment, s'accroissent dans les plis. Ils sont particulièrement nets dans la bande de socle du Pic de la Vieille Femme, où n'apparaissent plus que les têtes des plis  $P_2$  (soulignés par des filonnets de quartz), tandis que les flancs sont étirés avec un rejeu important des plans précoces (Pl. 3, ph. 2).

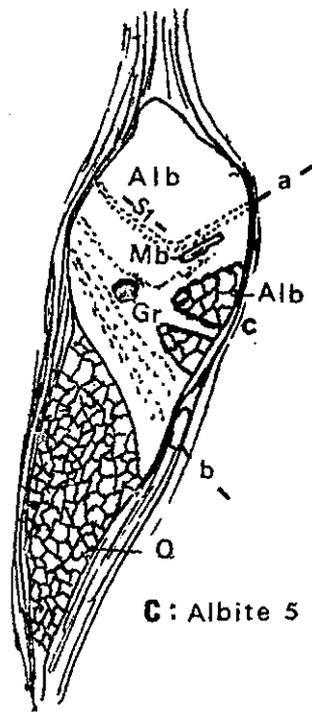
Le grand accident synschisteux qui, au Roc Blanchon et au Pommier Blanc, isole une écaille de quartzite et de socle au sein du Permo-Trias (Pl. 6, coupes 3 et 4) se poursuit et se développe vers le Nord. Ainsi, au Col du Tambour, des plis pluridécamétriques à hectométriques, de deuxième phase, affectant des bancs de calcaire triasique et de quartzite, sont cisailés par de tels accidents (Pl. 6, coupe 6).

Plus au Nord, dans les Cirques et Cols du Petit Marchet, du Grand Marchet et du Dard, l'écaillage devient général, avec parfois un dévers local vers l'Ouest de la foliation (Col du Petit Marchet : Pl. 3 et 4; Pl. 6, coupes 6, 7, 8). La schistosité de deuxième phase n'est plus présente en tant que telle. Elle se manifeste par le rejeu des plans de phyllonites. Dans ces dernières, on observe localement des blocs de quartzites métriques à plurimétriques, laminés et étirés dans la foliation. La direction d'allongement de ces blocs est au NW-SE avec un fort plongement.

Ces écaillages et phyllonitisation intenses des micaschistes au Nord du massif de Chasseforêt, semblent être un phénomène tardif dans la tectogénèse de deuxième phase. On observe entre le Sud et le Nord, une évolution progressive de ces structures, depuis des plis  $P_2$  simples au Cirque du Gènepy jusqu'à des phyllonites sans aucune trace des plis  $P_2$  au Col du Grand Marchet. L'examen microscopique d'une lame mince d'un échantillon de micaschistes de la bande de socle pincée dans le Permo-Trias du Col du Grand Marchet, semble confirmer l'hypothèse de deux stades dans l'évolution de la déformation de seconde phase (Fig. 12). On y observe des structures fossilisées dans une série de grandes albites alignées dans un même plan de schistosité. Les structures sont soulignées par des oxydes. Les albites se situent au sein d'une foliation qui leur est plus tardive (queues de cristallisation de quartz et déformation de la foliation).



B: Albite 1



C: Albite 5

Fig. 12 - Rapports des microstructures et des cristallisations dans un micaschiste du socle écaillé dans le Perm-Trias, au Col du Grand Marchet (cf. texte).

L'albite 1 conserve une foliation précoce à grenats et micas blancs (les grenats sont entièrement déstabilisés en chlorite; les micas blancs prolongent la foliation hors de l'albite), foliation plissée dans le style des plis  $P_2$ . De par l'absence d'une foliation métamorphique de plan axial pénétrative dans l'ensemble du pli, on ne peut attribuer cette structure à la phase 1 de plissement. Elle semble plutôt correspondre à un micropli de crénulation de la phase 2 de schistogénèse. Cette schistosité  $S_2$  est en partie conservée dans l'albite 1 (Fig. 12 : B). Elle apparaît nettement dans l'albite 2 où elle se déforme sur les grenats de la foliation 1; ceci indique déjà une certaine transposition de la foliation 1 lors des débuts de la deuxième phase. La trace de la foliation postérieure au grenat dans l'albite 2, ne peut être confondue avec la foliation  $S_1$  synchrone des grenats dans l'albite 1.

Dans l'albite 4, la foliation fossilisée est en continuité parfaite avec la schistosité (foliation) extérieure, pourtant plus tardive. Ceci laisse à penser que les figures de contrainte autour des albites ne sont que le résultat de la seule évolution plus tardive de la même schistosité  $S_2$ .

L'albite 5 montre la continuité du phénomène. D'un côté, elle conserve sans déformation un crochon d'une ancienne foliation ( $S_1$ ), de l'autre elle s'ouvre en V, en s'étirant dans la schistosité. La dissociation de la foliation  $S_1$  entre les traces a et b, et la cristallisation de nouvelles albites (en c) en témoignent. La direction d'ouverture en V de l'albite est soulignée par la queue de cristallisation du quartz en bout de celle-ci.

Une telle structure apparaît syntectonique et montre ainsi le passage continu d'une schistosité de crénulation simple à une phyllonitisation.

On peut admettre que dans le Nord du massif, la seconde phase tectonique s'est développée en deux épisodes :

. L'un étant constitué d'une schistogénèse avec formation des microplis et des crochons de la foliation  $S_1$  entre les plans de la schistosité de crénulation  $S_2$ , avec une transposition plus ou moins forte de  $S_1$ .

. L'autre étant une accentuation tardive de la schistogénèse  $S_2$  tendant à réorienter toute la foliation  $S_1$ .

La cristallisation des grandes albites se situe entre les deux épisodes, sans qu'il y ait eu besoin pour cela, semble-t-il, d'une pause tectonique.

La direction de glissement au NW-SE existe et reste constante durant toute cette deuxième phase.

#### b) LA BORDURE INTERNE DES CIRQUES ET LE SOCLE AU NORD DU CIRQUE DES NANTS.

La coupe W-E passant par le Cirque de la Valette, le Col des Thurges et le Dôme des Sonnaillles permet une étude aisée et représentative des structures alpines à ce niveau (Pl. 6, coupe 5).

La schistosité tardive  $S_2$ , souvent coplanaire de la foliation précoce  $S_1$ , très redressée dans la zone des Cirques, se couche brusquement vers l'Est et forme une antiforme en "genou" hectométrique (Pl. 3, ph. 3). Cette structure est coaxiale des plis  $P_2$  (Fig. 13).

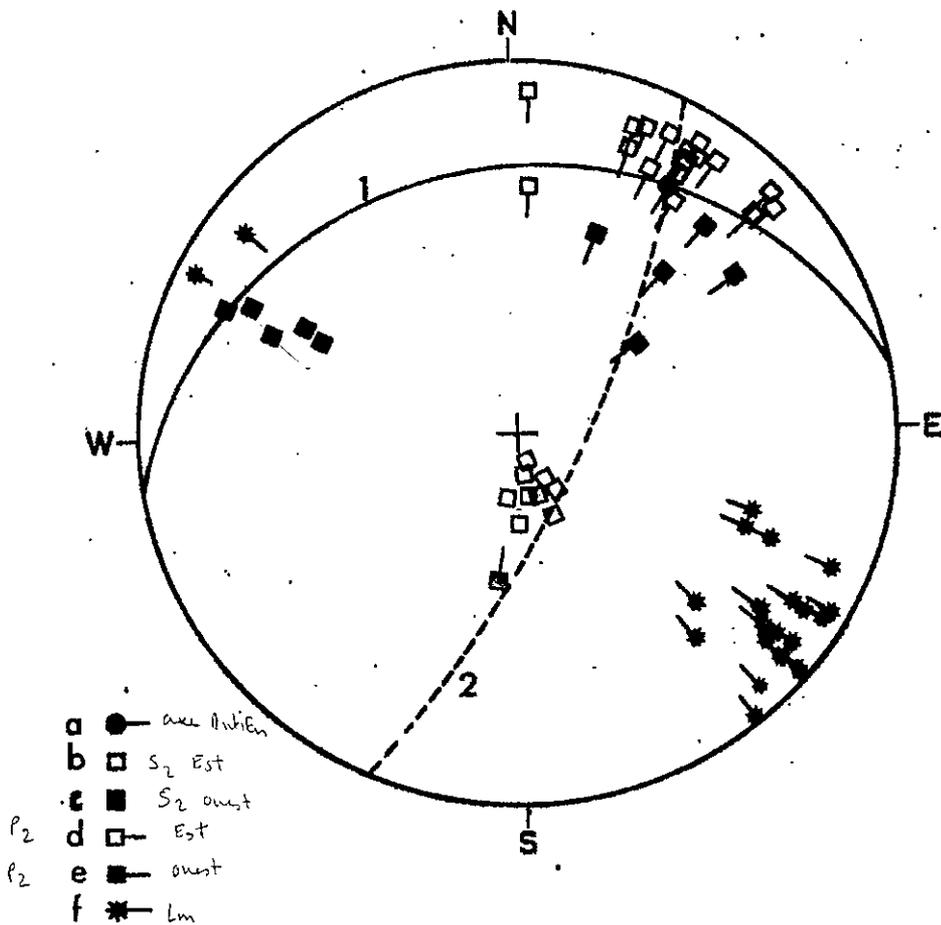


Fig. 13 - Attitude en dôme de la schistosité  $S_2$ .

a : axe de l'antiforme - b : pôles des plans  $S_2$  sur le flanc Est du pli en genou - c : pôles des plans  $S_2$  sur le flanc Ouest du pli en genou - d : axes des plis  $P_2$  à l'Est - e : axe des plis  $P_2$  à l'Ouest - f : linéation du glaucophane - 1 : plan moyen des  $S_2$  sur le flanc Est du pli en genou - 2 : plan moyen des  $S_2$  sur le flanc Ouest.

Il est à noter la dispersion, dans les plis de la  $S_2$ , des axes de plis  $P_2$ , dispersion liée aux mécanismes de glissement dans la tectonique de deuxième phase.

Il n'apparaît, dans la charnière, aucune tête de plis  $P_2$ . Les structures y sont laminées avec des rejeux plan sur plan très importants. Dans le socle, sur le flanc Est horizontal du pli en genou, les plis  $P_2$  présentent avec intensité les deux mécanismes de glissement: décrits précédemment: l'un, sur le flanc du pli, le long des plans de foliation précoce, l'autre, le long des plans de la schistosité  $S_2$  dans la tête du pli (Pl. 4, ph. 3).

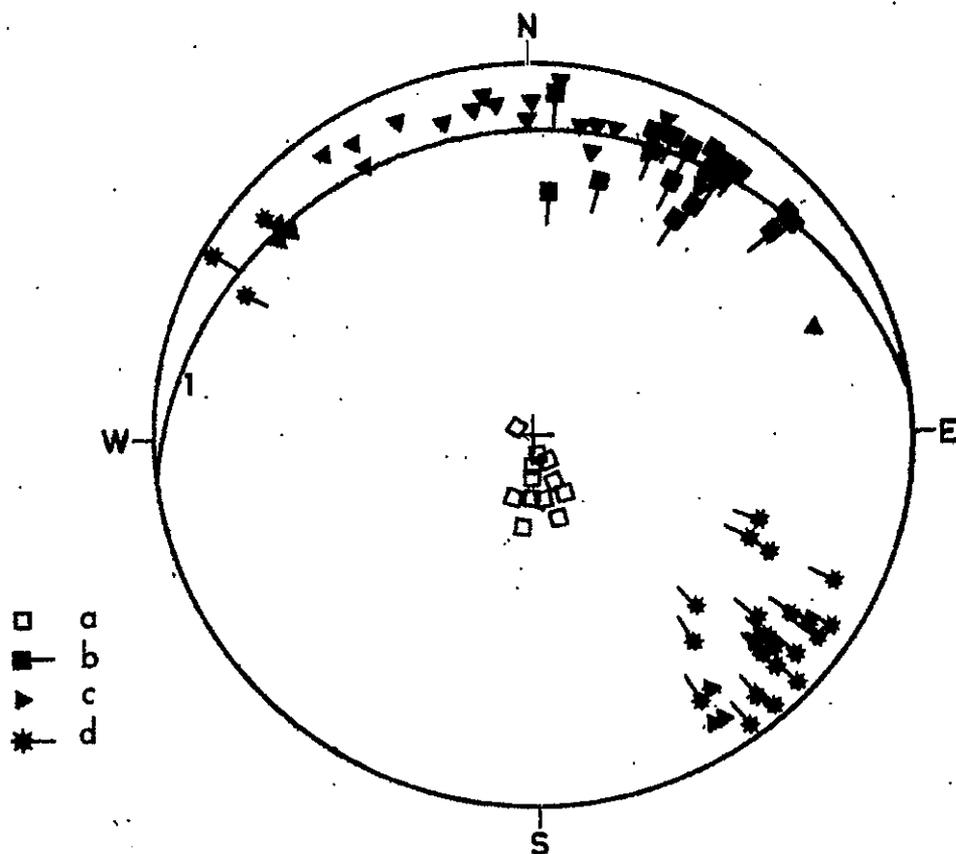


Fig. 14 - Microstructures mesurées sur un affleurement de faible surface ( $20 \text{ m}^2$ ) sur le flanc Est du pli en genou (Pl.4,ph.3)  
a : pols des surfaces  $S_2$  - b : axes des plis  $P_2$  marqués par la  $S_1$  - c : axes  $P_2$  soulignés par les filonnets de quartz - d : linéations de baguettes d'amphiboles bleues.  
1 : plan moyen des  $S_2$ .

Sur les flancs du pli ( $S_1$  et  $S_2$  coplanaires) une linéation de baguettes de glaucophane est fermement orientée au NW. Il existe des figures de glissement, avec cristallisation "sous le vent" de rosettes de glaucophane dans le creux de lits de quartz (Fig. 15).

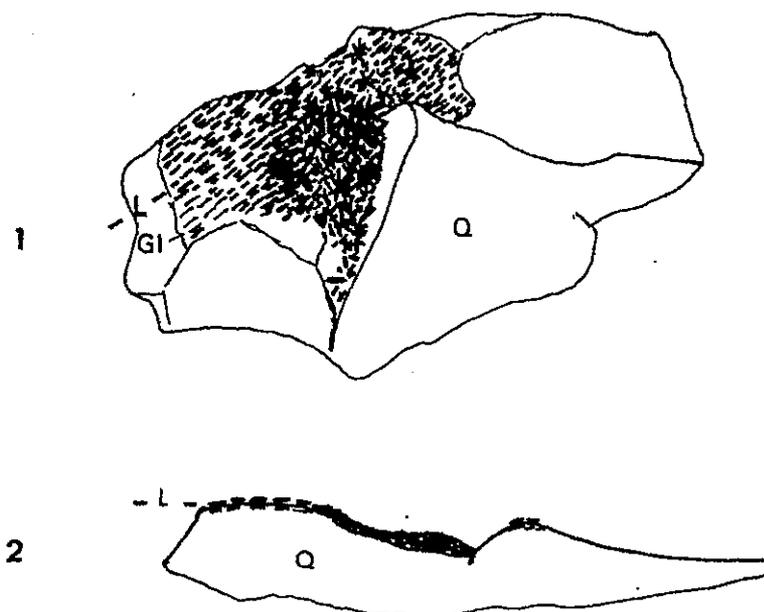


Fig. 15 - Cristallisation de baguettes de glaucophane en rosettes "sous le vent" dans un creux d'un lit de quartz, dans le flanc d'un pli  $P_2$ .

Ces cristallisations sont synchrones de la linéation de glaucophane marquée sur les bords de la dépression. Tous les intermédiaires existent entre les rosettes et la linéation orientée au NW-SE.

Q : quartz - L : linéation du glaucophane (gl.)

1 : en perspective - 2 : en coupe.

Une telle structure représente sans équivoque la trace de glissement le long des plans précoces  $S_0$ - $S_1$  dans les flancs des plis  $P_2$ . Dans les têtes des plis  $P_2$ , les mécanismes de glissement sont ceux des plis de type semblable, c'est à dire glissement de la matière le long des plans de la schistosité de plan axial. Dans le cas étudié, ceci n'a pas pu être mis en évidence par l'étude de la reprise d'une linéation précoce par le pli  $P_2$ . L'érosion glaciaire a, en effet, très rarement dégagé les charnières des plis  $P_2$ . Cependant, le report des axes de plis  $P_2$  sur une projection stéréographique (Fig. 14) montre une grande dispersion de ces axes dans les plans de la schistosité  $S_2$  et ce, d'autant plus, que l'on s'adresse à des axes de quartz très mobilisables en condition métamorphique. On peut interpréter cette dispersion des axes de plis  $P_2$  comme la conséquence directe de glissements parallèlement aux plans axiaux (Tricart 1973).

L'on observe, sur le terrain et au microscope, la cristallisation de baguettes de glaucophane dans les plans de la schistosité  $S_2$ . Ces baguettes sont orientées au NW-SE. La linéation de baguettes de glaucophane est statistiquement orientée au NW-SE (Fig. 14). Le plongement préférentiel au NW est dû, d'une part à un dégagement préférentiel sous l'action de l'érosion, des plans ( $S_1$  et  $S_2$ ) orientés dans cette direction, et d'autre part, au fait que les glissements le long des plans précoces s'effectuent d'autant mieux qu'ils sont géométriquement proches de  $S_2$  (c'est à dire les flancs longs des plis). Dans le cas étudié, ces plans pendent, avec  $S_2$ , au N-NW (Fig. 16).

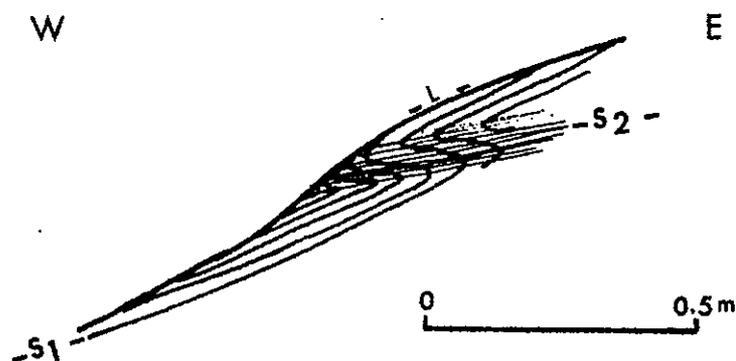


Fig. 16 - Allure schématique des structures 2 sur l'affleurement  
(Est du Cirque de la Valette) (cf. Fig. 14).

Il apparait donc que dans le socle, les mécanismes de glissement en condition synmétamorphique ont une part prédominante dans les mécanismes de la tectogénèse de deuxième phase. La linéation du glaucophane, comme une partie des linéations de chlorite dans le Permien, matérialise cette direction de glissement. L'axe NW-SE semble représenter la direction majeure de glissement dans le massif.

J. Bocquet, dans sa thèse (1974), présente une série de diagrammes statistiques sur canevas de Wulf des microstructures observables en lame mince dans quelques échantillons de roches du socle de la Vanoise méridionale. L'échantillon n° 516 récolté dans le Cirque des Nants et traité sur la Fig. 46 est intéressant.

Malheureusement ces diagrammes ne sont pas orientés. Néanmoins, si l'on considère que l'allongement préférentiel très net des amphiboles bleues (Fig. 46<sub>2</sub> : axes de zone de clivages des amphiboles bleues, axe c) correspond à la direction principale de la linéation du glaucophane qui, comme nous l'avons montrée, est axée au NW-SE; on peut réorienter en partie ces diagrammes qui ainsi confirment le caractère syncinématique du glaucophane dans la deuxième phase tectonique.

à vérifier

Vers l'Est, au-dessus du Cirque de la Valette en s'éloignant de la charnière du pli en genou, les plis  $P_2$  deviennent plus amples, les plans de la schistosité  $S_2$  s'espacent, les microcisaillements synschisteux deviennent moins intenses, le pendage de ces plans s'incline vers l'Est. Des structures tectoniques précoces et/ou anciennes qui, dans le secteur de la charnière sont peu visibles, deviennent abondantes (Pl. 4, ph. 1). Les plis  $P_2$  associés à  $S_2$  montrent toujours une forte dispersion de leurs axes (Pl. 7). Des cisaillements recoupant, selon un angle faible, la schistosité  $S_2$  apparaissent localement (Pl. 4, ph. 1). Leur signification n'est pas claire, mais on constate qu'ils sont syn-métamorphes; ils portent une linéation de glaucophane orientée dans la direction générale de glissement axée au NW-SE. Ils semblent, par cela, appartenir à la deuxième phase tectonique et constituer une manifestation des mécanismes de glissement. Il existe dans ce secteur des fentes riches en glaucophane; elles sont disposées en étoile, avec un axe de zone coaxial des axes  $P_2$ . Le glaucophane y cristallise en "peigne", avec une orientation des baguettes au NW-SE. Au microscope, ces fentes apparaissent comme une flexion

de la foliation, dans laquelle croissent de grandes baguettes d'amphibole bleue. Ces dernières sont microboudinées dans leur sens d'allongement, avec croissance de chlorite entre les microboudins. On peut attribuer ces structures aux derniers stades de la tectogénèse de phase 2. Le glaucophane est à sa limite de stabilité. L'axe d'étirement et de glissement au NW-SE est toujours présent.

Le bombement anticlinal très net du Cirque de la Valette se prolonge vers le Nord. Il suit la virgation générale du massif passant avec les plis  $P_2$  d'une direction NNW-SSW au Cirque de la Valette à une direction sensiblement E-W au Cirque du Dard (Fig. 17). Les structures microtectoniques de ses flancs sont semblables aux précédentes (Pl. 4. Fig. 4); seules les orientations des structures varient. Cependant, la linéation du glaucophane reste axée au NW-SE (Fig. 17). Au Cirque du Dard, elle devient ainsi presque coaxiale des plis  $P_2$ . Elle est portée par les plans de foliation précoces des glaucophanites (abondantes dans ce secteur), et, plus rarement sur les plans de la schistosité  $S_2$  et dans des fentes qui sont particulièrement nombreuses dans ce Cirque.

La linéation au NW-SE de ce glaucophane n'est cependant pas aussi pénétrative sur les anciennes surfaces que dans le reste du massif. Il existe des grands "garben schiefer" d'amphiboles bleues associés à des linéations d'orientations diverses du glaucophane; on ne peut pas définir un ordre chronologique dans les cristallisations entre le "garben schiefer" et la linéation.

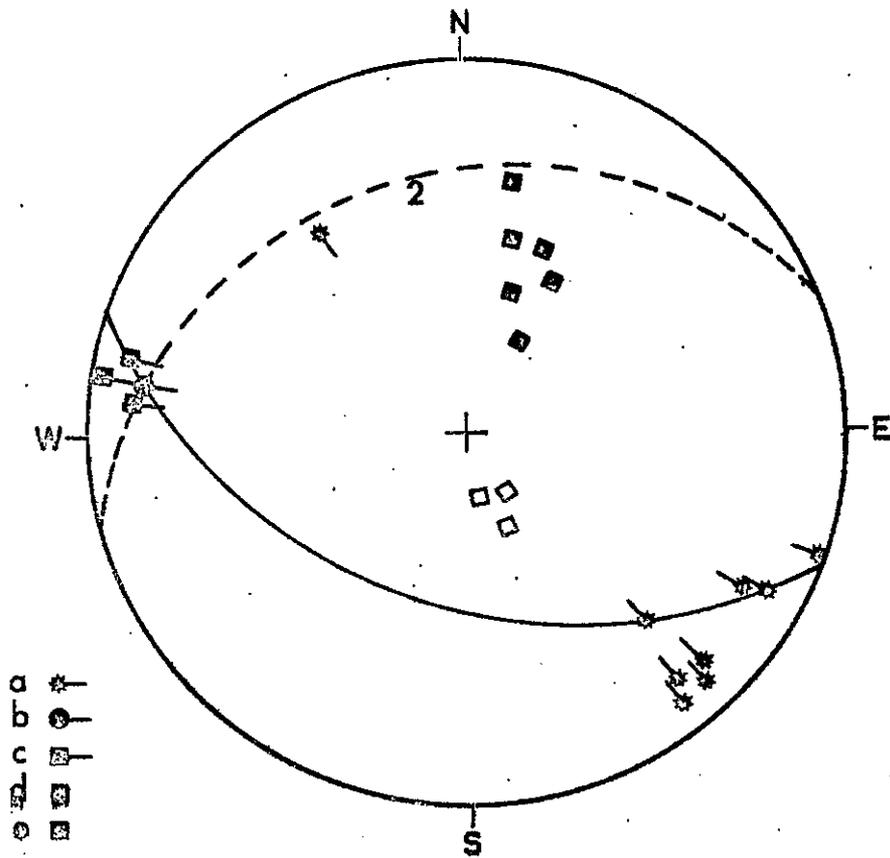


Fig. 17 - Attitude en dôme axée à l'E-W de la  $S_2$  au Cirque du Dard.

a : linéation du glaucophane - b : axe de l'antiforme.

c : axes des plis  $P_2$  - d : pôles des plans  $S_2$  au Nord.

e : pôles des  $S_2$  au Sud de l'antiforme - 1 : plan moyen des  $S_2$  au Nord - 2 : plan moyen des  $S_2$  au Sud.

Si l'axe NW-SE de la linéation des amphiboles représente bien la direction de glissement: lors de la seconde tectogénèse alpine du massif, on peut en conclure que la virgation entre le Nord et le Sud du massif des structures 2 ( $S_2$ ,  $P_2$  et axe du pli en genou) est pénécontemporaine de cette tectonique.

Plus au Nord, dans la mésozoïque, ces structures, bien que moins marquées, existent encore. Ainsi, depuis Pralognan jusqu'au Col de la Vanoise, les marbres phylliteux du Crétacé sont affectés par les mêmes phases de plissement que la série paléozoïque (l'éventualité d'autres phases tectoniques dans le Crétacé sera discutée plus loin). On y retrouve la phase de plis 1 (Fig. 6 et Pl. 1, ph. 1) avec sa foliation très bien soulignée par les chlorites; la phase 2 la reprend par des plis  $P_2$  et une schistosité de crénulation  $S_2$  elle aussi minéralisée (Pl. 2, ph. 2). Les orientations sont identiques à celles observées dans la série siliceuse. Entre le Col de la Vanoise et la Pointe de la Réchasse, la schistosité  $S_2$  suit une courbure ample, mimétique du pli en genou anticlinal du Cirque du Dard (Fig. 18). La virgation de l'axe de ce bombement ainsi que celle des structures 2 coaxiales de cet axe entre le Nord et le Sud du massif est très nette (plis  $P_2$  orientés au N-NW au Roc de la Valette et E-W, et même E-SE au Col de la Vanoise). Cette virgation n'est cependant pas concentrique de celle observée dans le paléozoïque (cf. carte structurale Pl. 7). Une linéation minérale (phyllites) orientée au NW-SE existe également dans ces roches.

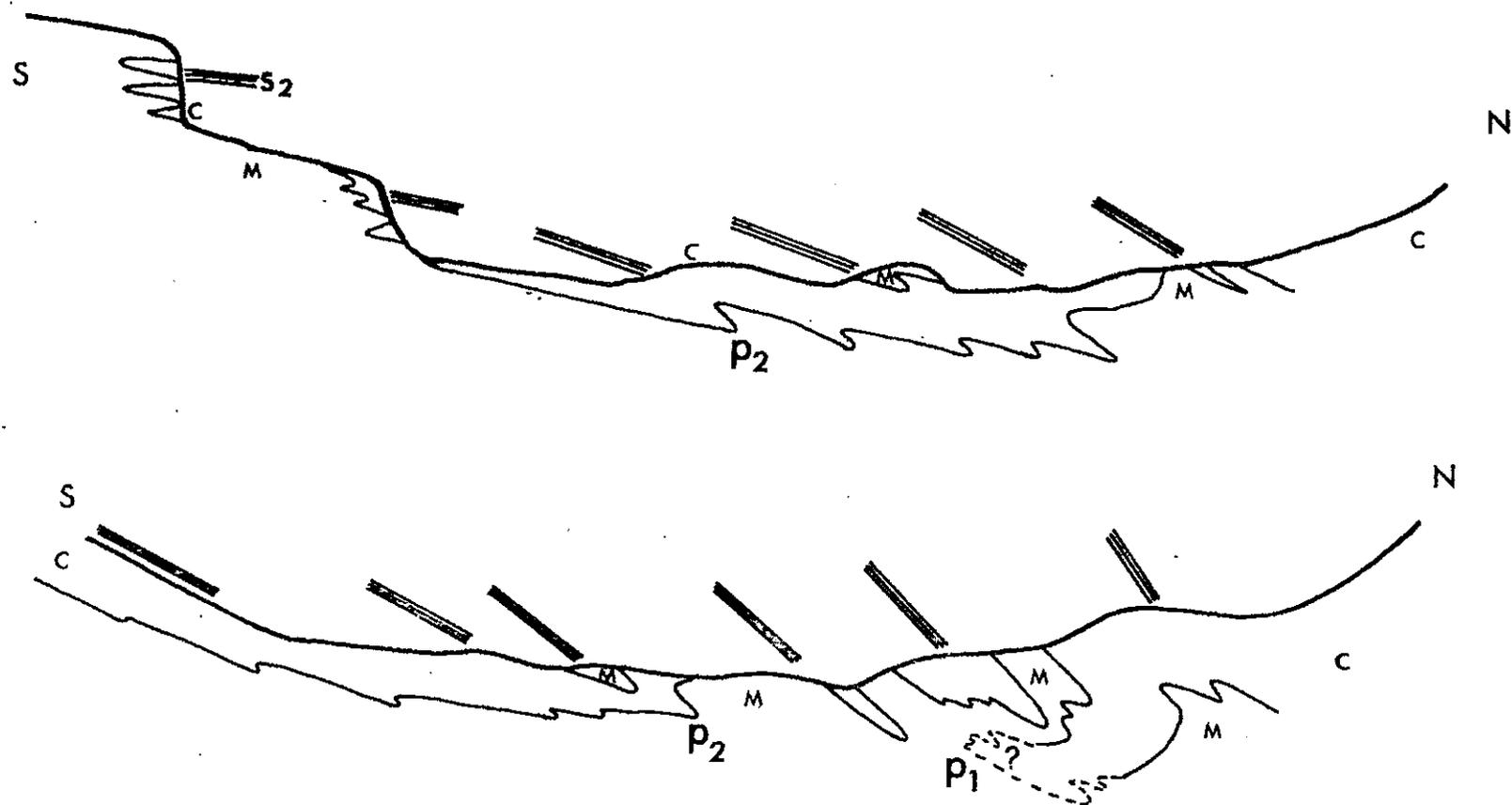


Fig. 18 - Coupes schématiques au niveau du Col de la Vanoise, montrant la superposition de deux phases tectoniques.

En grisé : les marbres phylliteux du Crétacé (C)

En blanc : les calcaires du Malm (M)

Les trois traits parallèles indiquent l'inclinaison de la schistosité de deuxième phase.

Longueur de la coupe : 1 km.

Au Col de la Vanoise, dans le Crétacé, il existe des structures d'interférence entre les plis  $P_1$  et les plis  $P_2$ . Ces deux phases sont coaxiales et orientées au NW-SE. Dans l'hypothèse d'une virgation tardive, postérieure à la deuxième phase de plis, l'on pourrait s'attendre à avoir des directions de première phase suborthogonales aux directions des plis  $P_2$  (c'est le cas au Sud, au Roc de la Valette par exemple) et donc orientées, ici, selon une direction N-S. Or ce n'est pas le cas; il faut donc admettre que la virgation et par la suite le bombement en genou anticlinal et les structures 2 sont pénécontemporaines. Une telle hypothèse semble bien confirmée par les structures observées dans le paléozoïque. D'autre part, les structures de la phase 1 ont pu être réalignées dans la direction de glissement orientée au NW-SE de la phase 2.

c) LE SOCLE AU SUD DU CIRQUE DES NANTS.

Si la limite Permien-socle marque dans l'ensemble un bombement, les structures observables dans le socle sont différentes de celles vues précédemment.

Le bombement anticlinal en "genou" disparaît vers le Sud, au fond du Cirque des Nants. Une coupe tectonique E-W sur la crête du Vallonnet nous montre un tout autre type de structures tardives (Pl. 6, coupe 3).

Dans le Permien, la schistosité de strain slip  $S_2$  est homogène et pend régulièrement vers l'Ouest. Dans le socle, le sens du pendage de cette schistosité change brusquement et prend par la

suite des inclinaisons quelconques. La direction horizontale de ces plans reste cependant constante et oscille autour d'une direction NE-SW (direction des axes de plis 2). On trouve des plis méso-scopiques associés à cette schistosité. Le passage d'un type de schistosité à un autre n'est pas clair. Localement, dans un secteur homogène de la roche, ces schistosités semblent conjuguées, mais l'on n'observe jamais deux plans de schistosité sécants. Ailleurs, le passage se fait par l'intermédiaire d'une suite de plans de schistosité de crénulation disposés en éventail. Localement, deux zones où les schistosités diffèrent par leur pendage, peuvent être séparées par une zone de cisaillements et de déchirements intenses.

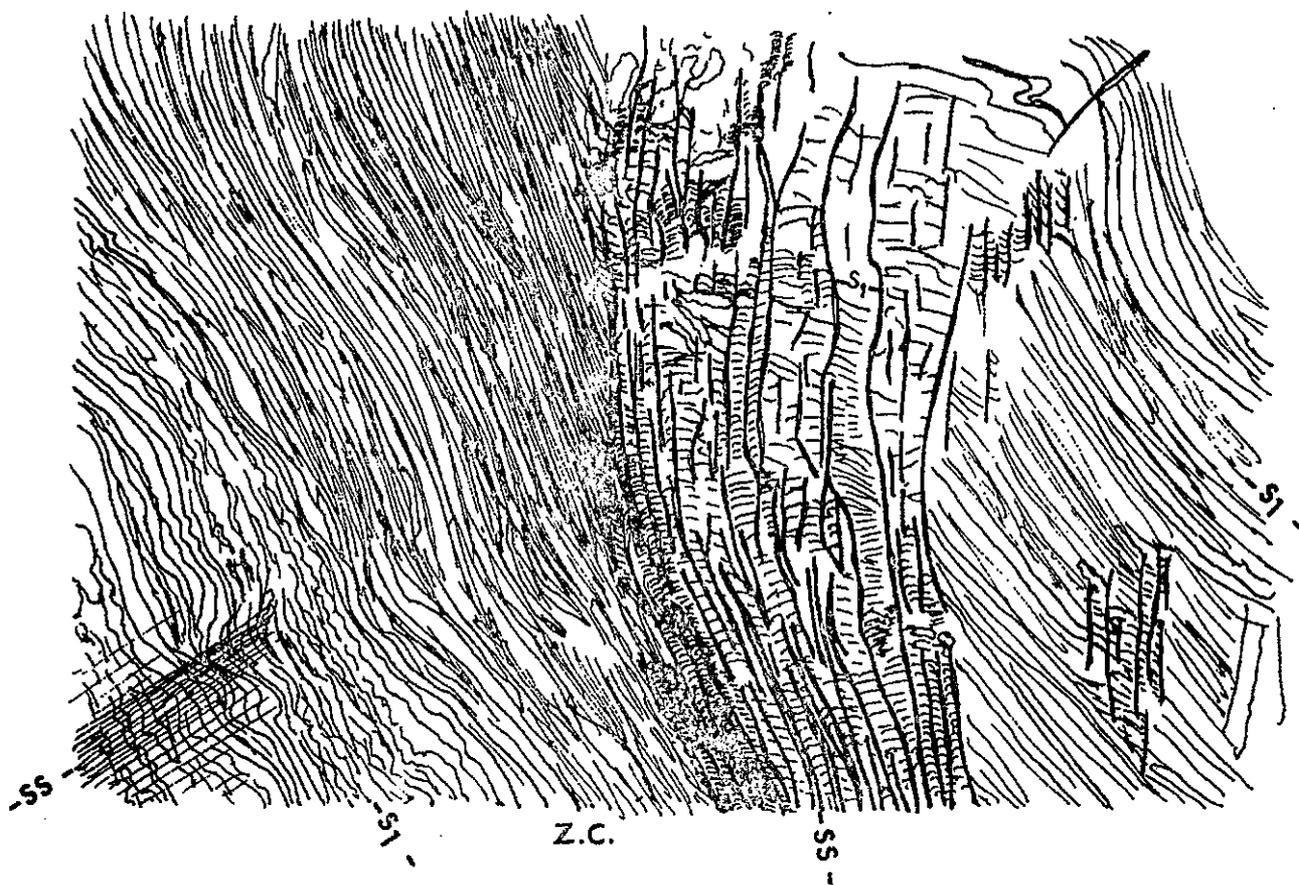


Fig. 19 - Zone de déchirement.- x 1/3 -

s s : schistosité de strain slip tardive  
Z.C. : zone cisailée.

Une telle tectonique est difficilement interprétable dans l'état actuel de l'étude. Il apparaît cependant que ces structures appartiennent à la tectogénèse de seconde phase. Elles sont symmétamorphes des conditions de cristallisation du glaucophane. Ce dernier donne toujours une linéation homogène axée au NW-SE, direction qui est celle des glissements de la phase 2. La linéation d'amphiboles est portée aussi bien sur les plans de foliation précoces, que sur la schistosité de crénulation  $S_2$ , sur les plans de cisaillements (la linéation y est parfois associée à des stries de glissement) et dans les fentes.

Dans cette partie du massif, les structures tectoniques du socle semblent, selon toute évidence, liées à l'importance des mécanismes de glissements lors de la tectogénèse 2. On peut évoquer l'interférence des phases tectoniques alpines avec l'existence de plans de schistosité anciens, tels que ceux qu'on rencontre dans le massif d'Ambin (schistosité de crénulation à biotite hercynienne surimposée à une foliation. M. Gay). On peut remarquer que ces structures sont spécifiquement liées au socle : les bandes de Permien pincées dans le socle, en sont exemptes. Les deux phases tectoniques alpines s'y sont normalement développées et ont des orientations en accord avec celles du reste du massif.

L'existence de deux types de réponse du socle à la tectonique alpine tardive est énigmatique. Une différence de position structurale du socle entre le Nord et le Sud du massif pourrait entraîner un tel phénomène par une reprise plus ou moins pénétrative des structures préexistantes.

L'intensité des phases tectoniques tardives semble avoir été plus grande au Nord qu'au Sud. Le secteur Sud apparaît être situé dans un domaine structural plus élevé; en effet, l'axe du bombement anticlinal en genou plonge vers le Sud (Fig. 13) (au Cirque du Dard, la charnière affleure à 3 000m. d'altitude; au fond du Cirque des Nants, où elle disparaît sous le secteur Sud, elle est à 2 200m.).

Les structures d'échelle mégascopique sont représentées à l'Est du Cirque du Génepy par des grands accidents plats associés à des grands plis couchés, de type semblable, formés de Permo-Trias et de Permien au sein des micaschistes du socle (Pl.6, coupe 3). Ils sont bien visibles sur le haut du Dôme de l'Arpont. Un tel pli accessible à l'observation rapprochée montre une schistosité de crénulation coplanaire de son plan axial. Dans les plans de cette schistosité, les axes de microplis associés montrent une grande dispersion. Sur ces plans et sur la foliation précoce, on peut voir une linéation orientée au NW-SE de baguettes d'amphibole rétro-morphosées. Certains grands accidents cisailants portent une linéation de stries de glissement axée au NW-SE. Ces microstructures témoignent encore de l'importance des mécanismes de glissements dans les tectoniques tardives. Une partie des structures mégascopiques observables dans le socle au Cirque du Génepy sont donc attribuables à la deuxième tectogénèse alpine.

Cette manifestation plate de la deuxième phase dans le Permien de ce secteur, est la suite des structures tardives 2 redressées affectant la couverture permienne en contrebas du massif, à

l'Ouest et au Nord-Ouest. Ces structures se moulent sur l'attitude en dôme du massif, comme on peut le voir sur la paroi Est du Cirque du Dard (Pl. 6, coupe 3). Sur le haut des dômes, les structures de deuxième et de première phase sont devenues coplanaires. De ce fait, il est difficile de les distinguer et la deuxième phase réutilisera le plus souvent les plans précoces, comme on le verra sur le versant Est du massif.

d) APERÇU RAPIDE SUR LES STRUCTURES TARDIVES DANS LE SOCLE SUR LA BORDURE ORIENTALE DU MASSIF.

Les structures plates subhorizontales qui s'amorcent sur le versant occidental à l'Est du pli anticlinal en genou, prennent sur le versant Est du massif, une extension considérable. La foliation métamorphique des micaschistes est subhorizontale et présente des traces de rejeu plan sur plan évidentes. J. Bocquet donne dans sa thèse (1974) un diagramme de répartition statistique des pôles de clivage (001) des micas blancs (Fig. 47 a). Cette figure montre deux maxima très nets soulignant la planéité de la foliation dans ce secteur. D'autre part, le diagramme 47 c confirme toujours l'orientation unique des axes d'allongement du glaucophane. Sur le terrain, nous avons mesuré cette linéation : elle est, comme sur le versant Ouest, toujours axée au NW-SE, et matérialise encore la direction de glissement de la deuxième phase tectonique. La seconde phase de plis redressés du versant Ouest

qui se couche sur la bordure interne des cirques devient sur le versant oriental du massif, coplanaire de la foliation  $S_1$  et ne se manifeste, dans le socle, que par des mouvements plan sur plan des foliations précoces. La direction principale du glissement étant toujours orientée au NW-SE.

A l'échelle mégascopique, les structures sont surtout celles de grands écaillages plats qui font logiquement suite à ceux du versant occidental. F. Ellenberger décrit " Les profondes pincées de Klippes calcaires laminées, intercalées entre les couches à faible pendage Est du flanc oriental du Dôme de Chasseforêt ". Une même série de cisaillements tangentiels affecte le socle et les terrains susjacents (Mésozoïque, Permien, Permo-Trias) depuis la base de la Dent Parrachée au Sud, jusqu'à la montagne quartzitique du Pelve au Nord.

- III- SUR L'EXISTENCE D'AUTRES PHASES TECTONIQUES DANS LE MASSIF DE CHASSEFORET.

Sur l'ensemble du massif étudié (zones des Cirques dans le Paléozoïque, Col de Vanoise, Roc de la Valette dans le Mésozoïque), on n'a pu observer que deux phases plicatives majeures. Cependant, il est possible d'admettre à la vue d'affleurements très localisés de marbres chloriteux du Crétacé, l'existence d'une ou deux phases plicatives et de schistogénèse supplémentaires. Ces structures

observées dans un secteur très externe situé au NW du massif sont peut-être les dernières manifestations vers le Sud de la tectonique affectant la Vanoise septentrionale. En effet, F. Ellenberger, P. Saliot (1967) décrivent dans le Carbonifère de Vanoise septentrionale trois phases tectoniques. Aux deux premières phases, dont on peut admettre l'identité avec celles observées en Vanoise méridionale, s'ajoute un troisième épisode tectonique qui "provoque des déformations intenses d'axe subhorizontal, orientées au N 50° à N 60° avec des déversements au Sud-Est ou Sud-Sud-Est et une schistosité souvent purement sécante (post ou fini-métamorphique) inclinée modérément vers le N 30° à 40°W, quelquefois subhorizontale".

Les seules traces d'une tectonique pénétrative postérieure à la seconde phase de plis  $P_2$  s'observent très localement dans le socle, au Nord du massif de Chasseforêt, sur le plateau situé à l'Est du Cirque du Grand Marchet. Une schistosité fruste sans cristallisation minérale coupe et microplisse la schistosité  $S_2$  horizontale du flanc Sud-Est du pli en "genou". Cette schistosité très redressée (70°) pend vers le Nord et est associée à des microplis d'axe subhorizontal orientés à l'E-W. On en retrouve la trace dans le Permien du Cirque du Grand Marchet. Cette schistosité est donc postérieure à la schistosité  $S_2$  et au pli anticlinal en "genou" qu'elle traverse sans varier; elle n'existe que dans ce secteur et peut correspondre aux dernières manifestations vers le Sud de la troisième phase de Vanoise septentrionale.

Le Dôme de l'Arpont montre un autre type de structure. Malheureusement, les difficultés d'approche n'ont permis que des observations fragmentaires; c'est un pli d'échelle hectométrique axé au NNE-SSW qui forme la crête du Dôme de l'Arpont et du Génepy. Aucune schistosité n'est liée à ce plissement. L'arête du Dôme du Génepy est tracée par le flanc vertical Ouest du pli dont la charnière se boucle sous le dôme (Fig. 5. Pl. 6, coupes 1 et 2). Cette structure plisse de grandes écailles de socle et de Permien, la foliation étant parallèle aux accidents tangentiels limitant les écailles. Une telle structure reste à préciser, elle pourrait avoir la même signification que le pli en "genou" pénécontemporain de la phase 2.

Le Mésozoïque du Col de la Vanoise montre localement l'existence d'une phase de plissement axée au N 350, de plan axial vertical, qui donne des plis en chevrons d'amplitude centimétrique. La schistosité de ces plis est virtuelle et se présente comme une torsion à la limite du cisaillement des foliations précoces ( $S_1$ ,  $S_2$ ). Des fentes de tensions en échelon sont associées à cette schistosité et axées sur elle. Cette structure est extrêmement tardive et a une extension et une importance relativement mineures.

- Conclusions -

Le massif de Chasseforêt, au sens large, est un dôme dissymétrique allongé selon un axe sensiblement N-S. Son coeur est constitué d'un socle ancien sur lequel se moulent une couverture siliceuse détritique (Permien et Trias inf.) et une couverture carbonatée mésozoïque. Le versant occidental est abrupt tandis que le versant oriental est faiblement incliné vers l'Est et s'ennoie sous les nappes.

L'orogénèse alpine a développé dans cet ensemble deux phases de plissement principales :

- La phase 1 avait déjà été mise en évidence dans la série carbonatée mésozoïque (F. Ellenberger 1958). Dans le paléozoïque, il existe des structures que l'on peut rapporter à cette phase. Bien qu'on ne retrouve pas de tête de pli, on peut penser, à l'exemple de ce qui existe dans le mésozoïque, que ce sont de grands plis couchés souples, isoclinaux, d'axe NW-SE, probablement déversés vers le S-W. Une foliation synmétamorphe très nette s'y est développée. Ces plis isoclinaux correspondent à la phase de plis I décrite et relevée sur tout l'ensemble des Alpes occidentales par R. Caby.

- La phase 2 est incontestablement liée aux mouvements tardifs vers l'Est des superstructures charriées. En Vanoise méridionale, cette phase 2 a la particularité d'être synmétamorphe, dans la partie la plus profonde du massif (le socle), dans les conditions de cristallisation du glaucophane.

Le trait le plus caractéristique de cette phase, est l'importance prise par les mécanismes de glissement qui déterminent toutes les structures 2. Les glissements sont matérialisés par des linéations minérales, en particulier par le glaucophane, qui est ici, en Vanoise méridionale, un véritable marqueur de la direction de glissement orientée sur tout l'ensemble du massif au NW-SE. Cette orientation paraît être un axe privilégié de la seconde phase tectonique.

Les différentes structures que l'on peut attribuer à la phase 2, apparaissent être des réponses particulières à ce même phénomène axé au NW-SE.

On peut distinguer trois secteurs principaux :

- au Sud du Petit Marchet, sur le versant occidental, les plis  $P_2$  sont orientés au NE-SW, la  $S_2$  est très redressée.

- au Nord du Petit Marchet, les plis  $P_2$  tournent progressivement pour prendre une direction E-W et même NW-SE au Col de la Vanoise; la schistosité  $S_2$  est redressée.

- à l'Est et au Sud des deux secteurs précédents, les structures se couchent, la  $S_2$  devient horizontale et est remplacée par le rejeu des plans précoces. Les plis  $P_2$  tendent à s'orienter dans la direction de glissement (NW-SE).

Une tectonique tangentielle est particulièrement développée dans les secteurs NW et N (Col du Petit Marchet) ainsi que sur le sommet des dômes et le versant oriental où les structures de deuxième phase sont coplanaires des plans précoces. Les plans de cisaillement se moulent également sur l'attitude en dôme du massif.

Toutes ces structures semblent pénécontemporaines. De par les dispositions géométriques actuelles des phases précoces et la constante que représente les mécanismes de glissement axés au NW-SE au sein de ces structures, il ne semble pas possible de décomposer l'ensemble des structures tardives en phases successives et distinctes. On peut cependant observer deux époques où les intensités de la tectonique tardive ont varié :

- La première est marquée par des plissements de style semblable, sur la ceinture W et N du massif, avec une schistogénèse moyennement pénétrative. Les directions actuelles de ces structures devaient déjà y être toutes esquissées.

- La deuxième est représentée par une accentuation dans les secteurs NW et N du massif, des structures précédentes, avec une phyllonitisation et un écaillage généralisé de la couverture. Les grands écaillages du sommet des dômes et du versant oriental ainsi que les cisaillements d'échelle mésoscopique associés aux plis  $P_2$  sont à rattacher à cet épisode.

Les structures des ceintures Ouest et Nord du socle du massif de Chasseforêt sont parallèles et se limitent vers l'Ouest et le Nord, respectivement au front interne de la zone houillère et à la frontière Sud de la Vanoise méridionale. Les structures 2 observées dans le massif de Chasseforêt apparaissent être contemporaines de ces grands accidents d'involution décrits par F. Ellenberger et qui se croisent à Pralognan-la-Vanoise ("Ombilic de Pralognan").

Dans les schistes lustrés, J-M. Caron (1974) a mis en évidence deux orientations principales des plis III. Si on identifie cette phase III avec la phase 2 observée en Vanoise méridionale on arrive à des conclusions identiques montrant la pénécotemporanéité des différentes directions en Vanoise. C'est à dire que :

- ces deux directions (NE-SW et W-E) sont postérieures à la phase 1 et sont précoces dans la phase 2.

- les microstructures associées présentent les mêmes relations avec les phases de métamorphisme.

- les deux orientations de plis majeurs s'excluent l'une l'autre.

- il existe une zone de transition entre les deux orientations de plis majeurs.

Il apparaît donc qu'il y a eu, lors des phases tardives, des phénomènes tectoniques identiques dans le socle et la couverture de Vanoise méridionale et dans la nappe des schistes lustrés.

J-M. Caron pose l'hypothèse de l'existence de blocs, dans chacun desquels les déversements des plis convergent vers un ombilic ou une zone de constriction. Dans cet ensemble, les glissements jouent un rôle progressivement plus important et aboutissent à une direction de mouvements de la matière homogène sur l'ensemble de la zone étudiée.

On peut rapporter directement cette hypothèse aux structures observées en Vanoise méridionale où tout concorde pour appuyer une telle conclusion. La Vanoise méridionale représenterait un tel bloc profond sur lequel seraient calquées les structures tardives III croisées que l'on peut observer dans les nappes susjacentes (J-M. Caron 1974).

La Vanoise méridionale pourrait aussi être comparée à un "coin" dirigé vers le NW qui se serait encapuchonné lors des phases tardives dans les massifs situés à ses fronts Ouest et Nord, tandis que sur son dos, auraient glissé des superstructures charriées. Dans ces dernières, se retrouvent la même direction de glissement au NW-SE et les deux directions croisées de plis tardifs SW-NE et W-E. Le rapprochement de la Vanoise septentrionale et de la Vanoise méridionale peut être rattaché à cette phase. Il se serait effectué selon ce même axe NW-SE. Le rapprochement des socles pourrait être le moteur de toutes les tectoniques tardives observées aussi bien dans les socles que dans les couvertures charriées.

Si la phase 2 décrite dans ce travail correspond à la phase III des schistes lustrés, il faut alors paralléliser la phase 1 de Vanoise méridionale à la phase II des schistes lustrés. Il n'a pas été possible de mettre en évidence dans le massif de Chasseforêt de phase antérieure (Phase I des schistes lustrés). Cette phase a-t-elle existé ou a-t-elle été totalement effacée par la phase II qui en Vanoise méridionale a les caractères d'une phase I ?

BIBLIOGRAPHIE.

- BARBIER R. et al. (1960-1963).- Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée.  
Livre à la mémoire du Professeur FALLOT, t.II, p. 331-377.
- BERTRAND J-M. (1968).- Etude structurale du versant occidental du massif du Grand Paradis (Alpes Graies).  
Géol. alpine, t. 44, p. 55-87.
- BOCQUET J. (1974).- Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises.  
Thèse Université scientifique et médicale de Grenoble, 489p.
- CABY R. (1968).- Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales : subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du Grand-Saint-Bernard dans la partie Sud du Val d'Aoste (Italie).  
Géol. alpine, t. 44, p. 95-111.
- CABY R. (1974).- Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implications pour la génèse de la chaîne alpine.  
B.S.G.F., XV, n° 5-6, p. 624-634.
- CARON J-M. (1973).- Les glissements synschisteux dans les schistes lustrés piémontais (Alpes cottiennes septentrionales, France et Italie) : leurs liaisons avec les rétrocharriages.  
Sci. Géol., Bull., 26, 2-3, p. 259-278.
- CARON J-M. (1974).- Les glissements synschisteux, reflets dans les schistes lustrés de mouvements de socle ? (exemple dans les Alpes cottiennes septentrionales, France et Italie).  
Géol. alpine, t. 50, p. 45-55.
- CARON J-M. (1974).- Rapports entre diverses "générations" de lawsonite et les déformations dans les schistes lustrés des Alpes cottiennes septentrionales (France et Italie).  
B.S.G.F., (7), t. XVI, n° 3, p. 255-263.

- CARON J-M. (1974).- Rapports entre diverses "généralions" de lawsonite et les déformations dans les Schistes lustrés des Alpes cottiennes septentrionales (France et Italie).  
B.S.G.F., (7), t. XVI, n° 3, p. 255-263.
- CARON J-M., SCHUMACHER F. et TRICART P. (1973).- Chronologie comparée des déformations dans trois secteurs des Schistes lustrés piémontais (Alpes sottiennes, France et Italie).  
Sc. Géol. Strasbourg, 26, 2-3, p. 245-258.
- ELLENBERGER F. (1958).- Etude géologique du pays de Vanoise.  
Mém. Serv. Carte Géol. Fr., 562 p.
- ELLENBERGER F. (1960-1963).- La Vanoise, un géanticlinal métamorphique.  
Livre à la mémoire du Professeur FALLOT, t. II, p. 383-393.
- ELLENBERGER F. (1965).- Le "style pennique" : rhéomorphisme ou cisaillements ? Application au Grand Paradis.  
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 260, p. 4008-4011.
- ELLENBERGER F. et SALIOT P. (1967).- Tectonique "pennique" à découvert : le grand pli couché de Vanoise septentrionale (Savoie) et ses structures de détail surimposées.  
C.R.Acad. Sc. Paris, t. 264, p. 1569-1572.
- GAY M. (1970).- Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution paléogéographique anté-alpine.  
Bull. B.R.G.M., série 2, sect. 1, n° 3, p. 5-81.
- RAMSAY J.G. (1967).- Folding and fracturing of rocks.  
Mc. Graw-Hill, 568 p.
- SPRY (1969).- Metamorphic textures.  
Pergamon Press, 350 p.

- TOBISCH O.T. (1967).- The influence of early structures on the orientation of late-phase folds in an area of repeated deformation.  
J. Géol., 75, n° 5, p. 554-564.
- TRICART P. (1973).- Tectoniques superposées dans les calcschistes piémontais du Haut Cristallin (Queyras, Alpes franco-italiennes).  
C.R.Acad. Sc. Paris, t. 276, p. 705-708.
- TRICART P. (1974).- Les Schistes lustrés du Haut-Cristallin, analyse tectonique d'un secteur externe du domaine piémontais (Alpes cottiennes France).  
Thèse 3ème cycle, Université Louis Pasteur Strasbourg, 1 carte, 193 p.
- WEISS L.E. (1959).- Geometry of superposed folding.  
Geol. Soc. Am. Bull., 70, p. 91-106.
- WILSON M.R. (1970).- On syntectonic porphyroblast growth.  
Tectonophysics, vol. II, n° 4, p. 239-260.

LEGENDE DES PLANCHES DU CHAPITRE II.

PLANCHE B.

- Photo 1 : vers le Nord-Est (altitude 2 200m).

Pli  $P_1$  visible dans les marbres phylliteux du Crétacé (chalets supérieurs de l'Arcellin). On remarque la foliation  $S_1$  parallèle à la stratification  $S_0$  soulignée ici par des niveaux de marbres plus clairs et moins phylliteux. La deuxième phase de pli  $P_2$  est visible dans le coin droit de la photo. La schistosité  $S_2$  associée, existe sur tout l'ensemble de l'affleurement, les conditions d'ensoleillement ne permettent pas de la voir sur le cliché.

- Photo 2 : vers l'Est (altitude 2 500m).

Plis  $P_2$  dans les marbres phylliteux du Crétacé (Col de la Vanoise). La stratification  $S_0$  et la foliation  $S_1$  qui lui est parallèle, sont bien visibles. La schistosité de crénulation  $S_2$  est ici bien mise en évidence par l'éclairage.

PLANCHE C.

- Photo 1 : vers le Nord (Cirque du Gënëpy, altitude 2 500m).

Pli  $P_2$  dans des alternances détritiques fines et grossières du Permien. On remarque que la schistosité de crénulation n'existe que dans la tête du pli. Dans les flancs elle est remplacée par des glissements plan sur plan dans la foliation  $S_1$  (cf. texte).

- Photo 2 :

Pli  $P_2$  dans la pincée de socle au sein du Permien (Pic de la Vieille Femme). On remarque l'importance des cisaillements dans les flancs : seules les têtes des plis sont bien exprimées (soulignées par des filonnets de quartz exsudé) (cf. texte).

- Photo 3 : vers le Sud-Ouest, Col des Thurges.

Pli en genou de la schistosité  $S_2$  de crénulation (cf. texte).

- Photo 4 : vers l'Ouest, Col du Grand Marchet.

Importance de la phyllonitisation dans les écailles de socle, Permien et Permo-Trias, entre le socle proprement dit au Sud et le Mésozoïque calcodolomitique au Nord. Au Nord du col, l'écaille de socle au sein du Permo-Trias forme une falaise sombre massive.

Le col est creusé dans les séricitoschistes clairs, très fissiles du Permo-Trias (cf. carte géologique, texte et coupes).

PLANCHE D.

- Photo 1 : vers le Sud-Ouest (altitude 3 000m), Dôme des Sonnailles (Cirque de la Valette).

Affleurement de socle. La schistosité de crénulation  $S_2$  pend vers le Sud-Est, elle recoupe une structure tectonique complexe, soulignée par des exsudations polyplissées de quartz. L'abondance et les formes complexes de ces exsudations sont spécifiques du socle (elles n'existent pas dans le Permien), elles sont certainement les traces de l'orogénèse anté-alpine ayant affecté cette série.

La taille de ces exsudations peut-être très grande (en haut à droite

de la photo) et est suffisante pour être à l'origine des gros galets de quartz observés dans la brèche de base permienne (cf. chapitre I).

On remarque sur la partie haute de l'affleurement un cisaillement qui semble être lié à la deuxième phase tectonique (il porte une linéation de baguettes de glaucophane orientée au Nord Ouest-Sud Est, cf. texte).

- Photo 2 : vers le Sud-Ouest, Cirque du Grand Marchet, Col du Petit Marchet.

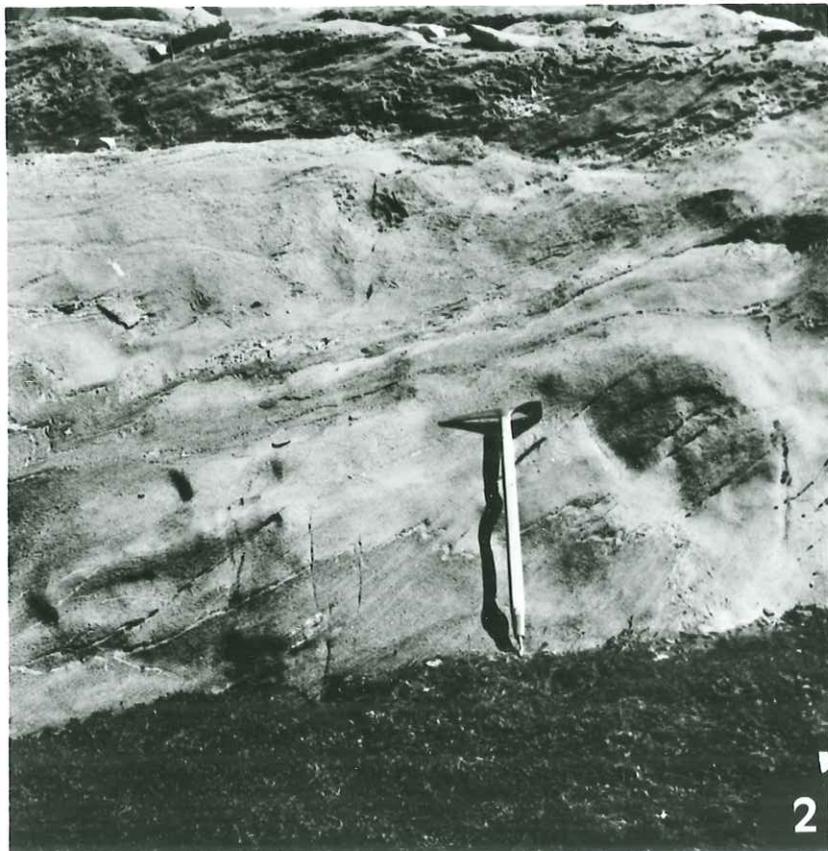
Ecrasée entre le socle à gauche du col et la série Mésozoïque calco-dolomitique à droite, la série écaillée de Permien, Permo-Trias et Trias calcaire et quartzitique, montre un dévers vers le Nord-Ouest de la foliation (un dessin de cette structure existe dans la thèse de F. Ellenberger 1958) (cf. texte et coupes).

- Photo 3 : vers le Sud-Ouest, affleurement de socle au-dessus du Col des Thurges.

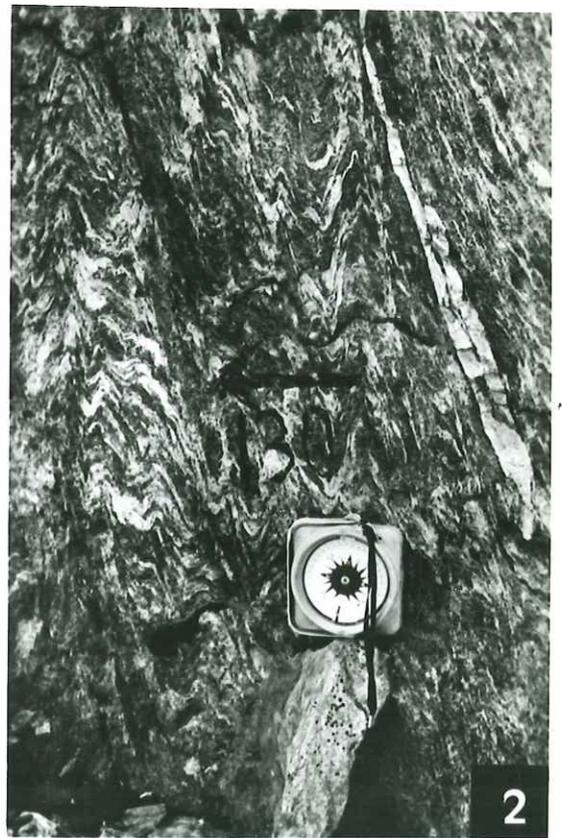
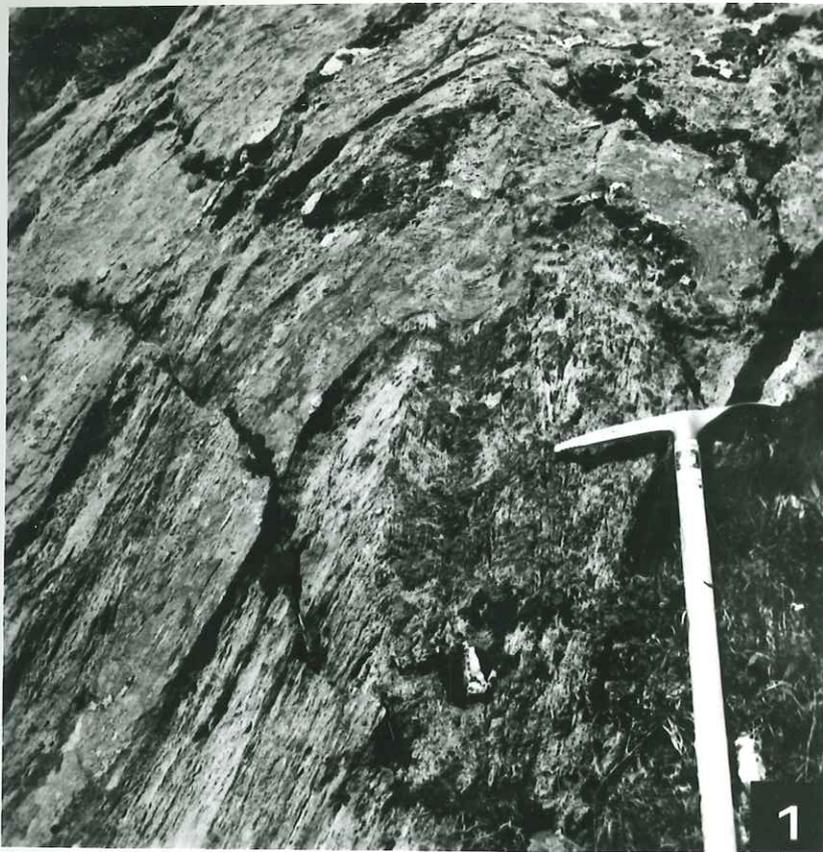
Flanc Est du pli en genou. La schistosité de crénulation  $S_2$  pend faiblement vers le Nord-Ouest. Les plis  $P_2$  ne sont exprimés qu'au niveau des charnières. Les flancs présentent avec évidence des mécanismes de glissements plan sur plan le long des foliations précoces (cf. texte et figure 14).

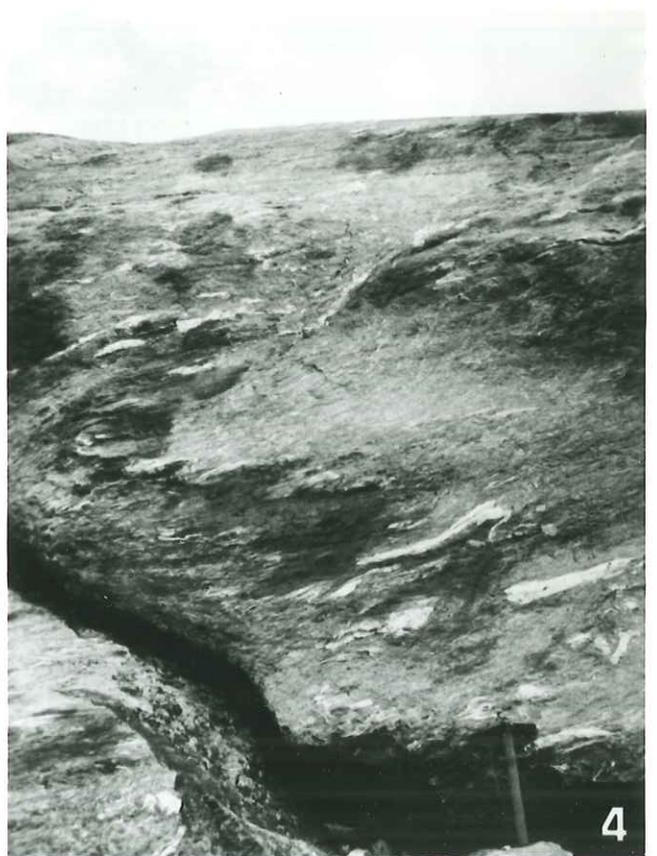
- Photo 4 : vers l'Ouest, au-dessus du Cirque du Grand Marchet.

Pli  $P_2$  dans le socle, flanc horizontal du pli en genou. L'intensité des glissements synschisteux est particulièrement bien visible. Une schistosité de crénulation  $S_3$  non minéralisée apparaît ici. Elle recoupe le pli  $P_2$  et le pli en genou, sans varier. On la remarque sur le cliché au coeur du pli  $P_2$  (cf. texte).



B





D

PLANCHE 6 :

Coupes sériées depuis le Sud de la région étudiée (bas de la page), vers le Nord (en haut).

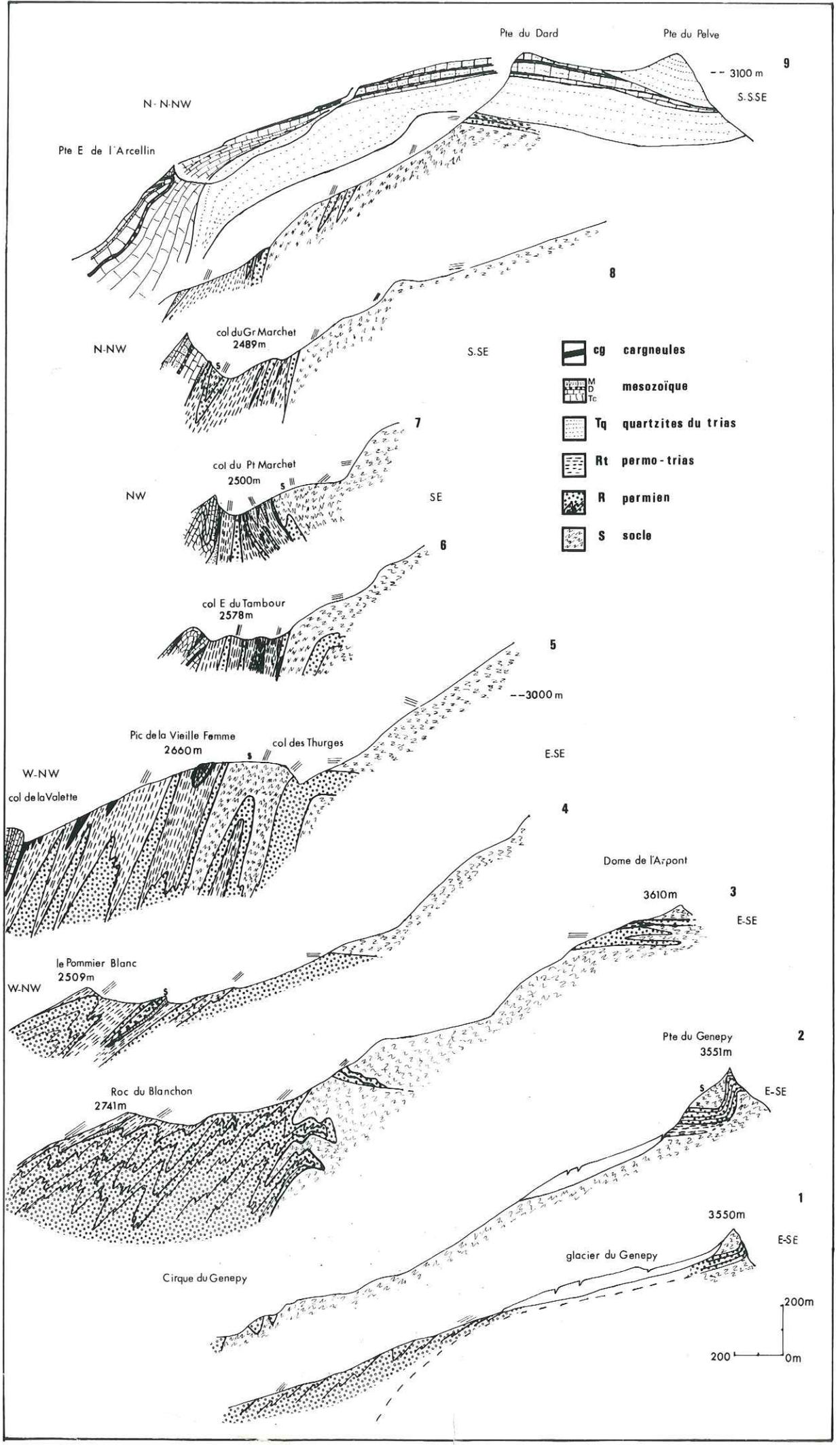
Les trois traits parallèles indiquent la position de la schistosité de crénulation  $S_2$ . Dans la coupe 3, les plis dessin es dans le Permien sont schématiques.

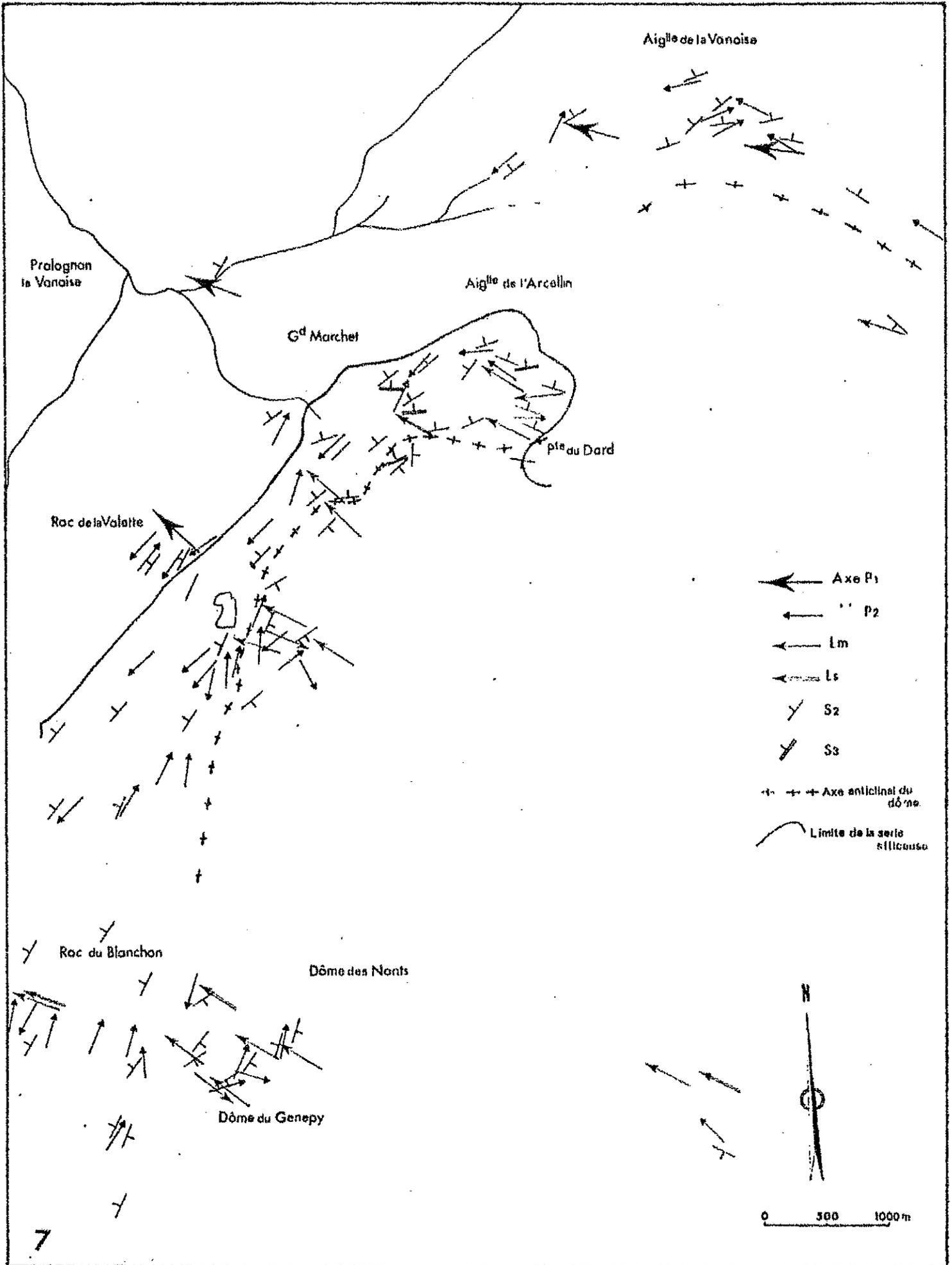
PLANCHE 7 :

Carte structurale.

Lm : linéation minérale (glaucophane dans le socle, chlorite et micas blancs dans la couverture).

Ls : linéation de stries de glissement.





Aigle de la Vanoise

Prolognon  
la Vanoise

Aigle de l'Arcellin

G<sup>d</sup> Marchet

pt<sup>e</sup> du Dard

Roc de la Valotte

Roc du Blanchon

Dôme des Nents

Dôme du Genepy

← Axe P<sub>1</sub>

← P<sub>2</sub>

← L<sub>m</sub>

← L<sub>s</sub>

Y S<sub>2</sub>

Y S<sub>3</sub>

- - - - - Axe anticlinal du dôme

~ ~ ~ ~ ~ Limite de la série siliceuse

N

0 500 1000m

7

- III -

ETUDE PETROGRAPHIQUE.

CONDITIONS DU METAMORPHISME.

- A -

LES ASSOCIATIONS MINERALOGIQUES DES BAUXITES DU DOGGER  
DE VANOISE. LEUR SIGNIFICATION DANS LE METAMORPHISME  
REGIONAL.

LES ASSOCIATIONS MINÉRALOGIQUES DES BAUXITES DU DOGGER DE VANOISE  
LEUR SIGNIFICATION DANS LE MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

L'émersion et l'érosion anté-Dogger du Trias calcaro-dolomitique briançonnais en Vanoise se sont traduites par le dépôt et la formation de niveaux continentaux hyper-alumineux qui, au Dogger, ont localement évolué jusqu'à donner des bauxites.

Actuellement, ces couches continentales forment un niveau repère très net qui se retrouve dans les trois unités structurales majeures qui se joignent à Pralognan-la-Vanoise (Fig. 1) :

- Le bord interne de la zone houillère (massif du Roc de la Pêche et de la Portetta).

- La Vanoise méridionale (Pointe du Dard).

- La Vanoise septentrionale (Mont Bochor).

Ces deux dernières faisant partie de la zone Vanoise - Mont Pourri.

F. ELLENBERGER (thèse 1958) distingue deux formations principales dans ces niveaux continentaux :

- Un bolus anté-Dogger (argilite) (a. Fig. 2) formé par un banc vert à chloritoïde et des schistes noirs à minéraux, minéraux qui se sont révélés être de la ferrocapholite.

- Une bauxite anté-Malm (b. Fig. 2) qui est la continuation latérale de l'argilite; le passage entre les deux formations est progressif et va de pair avec la réduction du Dogger qui disparaît totalement, la bauxite étant alors directement en contact du Malm. Cette bauxite s'est profondément infiltrée en poches et en filonnets dans le Trias calcaire sous-jacent (c. Fig. 2).

Selon F. ELLENBERGER, la bauxite dériverait du bolus anté-Malm par une évolution sub-aérienne, à la faveur de hauts fonds ennoyés seulement au Malm, tandis que l'argilite était recouverte par la transgression de la mer du Dogger (Fig. 2).

On y distingue plusieurs types de roches :

- Dans le bolus nous rencontrons successivement (Fig. 3) :

à la base une roche massive vert clair ou vert bleu à petits pisolithes roses concrétionnés (1. éch. cdm 113), suivie par une roche foliée gris jaunâtre à petits pisolithes noirs aplatis (2. éch. cdm 114<sub>2</sub>) avec, au sommet, des schistes noirs à ferrocapholite (3) et des schistes calcaires à ferrocapholite (4. éch. cdm 115).

- Les bauxites sont en général des roches massives rouge lie de vin avec de rares pisolithes blancs ou verts (éch. Nap 39 - Por 2 B).

Les termes de passage entre le bolus et la bauxite sont représentés par des roches où s'entremêlent les faciès rouges et verts (éch. cdm 109<sub>2</sub> et Boch 169).

Les bauxites infiltrées dans le Trias sous-jacent sont plus ou moins lessivées en fer. Les couleurs varient du rouge lie de vin au vert pâle, ces dernières peuvent être très riches en ferrocapholite (éch. Por 1 B).

- La roche massive gris vert hyperalumineuse récoltée à la pointe du Dard ne correspond pas à la même paléogéographie que précédemment. Il s'agit d'un épisode latéritique du sommet du Dogger.

1) L'étude minéralogique de ces roches a nécessité l'utilisation systématique des diffractogrammes de Rayons X afin de mettre en évidence les différentes espèces de micas et les minéraux de très petite taille.

- La kaolinite a été recherchée dans tous les échantillons sans que l'on puisse la mettre en évidence.

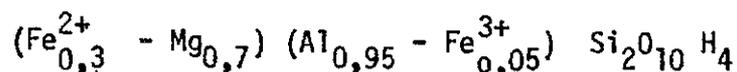
- Le diaspore est fréquemment inclus dans la ferrocapholite et le chloritoïde. Le plus souvent il est mal cristallisé et ne présente de beaux cristaux que dans les bauxites les moins évoluées et les nodules très alumineux. Ce minéral disparaît complètement des bauxites les plus internes.

- La pyrophyllite est très difficile à situer dans ses relations avec les autres minéraux. Elle est abondante dans les bauxites les moins évoluées et fréquente dans les nodules alumineux. Elle disparaît également des bauxites les plus internes.

- Le chloritoïde est abondant dans la plupart des roches. Il cristallise souvent en gerbes. Dans un des échantillons le chloritoïde a été séparé et analysé (tableau 2). Il est fréquemment engrené avec la ferrocapholite lorsqu'il lui est associé et semble avoir cristallisé en même temps. Toutefois, d'après des critères structuraux, le chloritoïde pourrait avoir cristallisé également lors de phases tardives. Dans quelques cas, on observe le remplacement du chloritoïde par le mica blanc.

- La ferrocapholite découverte par W.P. de Roever en Indonésie (1951) est, en Vanoise, une variété magnésienne de la carpholite. Sa description détaillée a été donnée précédemment (\*).

L'analyse chimique de la ferrocapholite de Vanoise donnée dans le tableau 2 permet d'écrire la formule suivante :



La ferrocapholite peut se présenter en veines dues aux infiltrations de produits bauxitiques dans les fissures des carbonates. On la rencontre également dans les bauxites massives associée au chloritoïde. Elle est fréquemment remplacée par des agrégats de micas blancs.

- La chlorite est rare, elle est associée au chloritoïde dans de nombreuses fentes. Dans un cas de bauxite peu transformée, la chlorite est abondante et

associée au diaspore; elle semble réagir avec ce dernier pour fournir le chloritoïde. Elle apparaît aussi dans les fentes tardives, ainsi que dans les roches les plus internes, elle y est associée au chloritoïde.

- Quant au mica blanc, il est abondant dans la plupart de nos roches. La muscovite et la paragonite sont souvent étroitement associées. Il faut cependant remarquer la concentration de la paragonite qui se rencontre pratiquement pure dans les fissures d'écrasement.

- Le quartz est présent dans quelques échantillons. Il a été recherché dans toutes les bauxites avec les rayons X et il semble faire défaut dans la plupart de ces roches.

Les principales paragenèses rencontrées dans les roches de Vanoise ont été figurées sur une carte (fig. 1). Les paragenèses détaillées rencontrées dans les échantillons étudiés sont données dans le tableau 1.

De l'étude minéralogique et de l'examen des paragenèses dans l'espace, on peut dégager un certain nombre de faits importants :

- La disparition de la pyrophyllite et du diaspore dans les zones les plus internes (Fig. 1).

- La stabilité apparente dans certains échantillons de l'association chloritoïde - ferrocapholite.

- La relation entre la cristallisation des micas blancs et les zones de fissuration. Le chloritoïde peut alors devenir instable.

2) Pour comprendre la variété des paragenèses et délimiter les subfaciès existants, nous avons effectué un certain nombre d'analyses chimiques de roches et de minéraux.

Tableau 2

Le système représentatif de nos paragenèses doit tenir compte d'un certain nombre de données minéralogiques.  $K_2O$  et  $Na_2O$  déterminent l'apparition de la muscovite et de la paragonite et n'entrent que dans ces minéraux en l'absence de l'albite et du feldspath potassique.

Le fer ferrique est le seul oxyde de fer que nous avons rencontré et nous pouvons considérer que  $Fe_2O_3$  se substitue à  $Al_2O_3$  dans certains de nos minéraux.

L'eau sera considérée comme un constituant en excès dans le système choisi qui est représenté par 6 constituants indépendants :  $SiO_2 - Al_2O_3 - MgO - FeO - Na_2O - K_2O$ .

Pour figurer les différentes paragenèses, nous n'avons pas tenu compte de  $Na_2O$  et  $K_2O$  qui déterminent l'apparition des seuls micas.

Deux modes de représentations ont été utilisés.

Tout d'abord on a reporté les compositions des roches sur deux diagrammes triangulaires ayant respectivement pour pôle  $Al_2O_3 - (Fe,Mg)O - SiO_2$  et  $Al_2O_3 - FeO - MgO$  (Fig. 4 a et b).

D'autre part, on a figuré les principales paragenèses sur deux tétraèdres ayant pour pôles :  $SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO$  (Fig. 5 a et b).

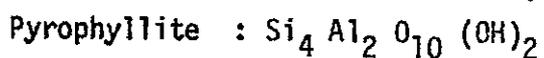
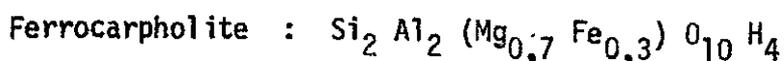
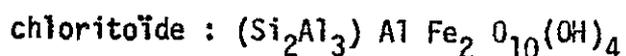
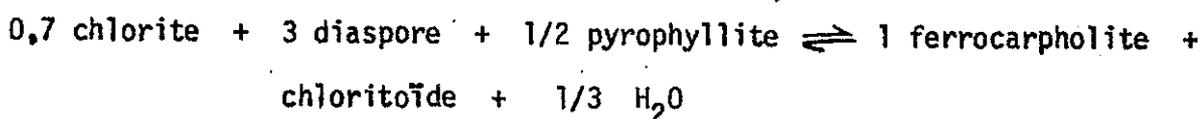
A l'aide de ces représentations et des observations faites dans nos roches sur les relations entre les minéraux dans des zones de métamorphisme différentes, on peut essayer de comprendre l'évolution des paragenèses.

L'observation des bauxites les moins recristallisées nous indique que les premières associations comprenaient sans doute le diaspore et la chlorite. On peut envisager la formation de la ferrocarrholite et du chloritoïde à partir de ces éléments. Dans un des cas, nous considérons que le pôle magnésien a été la dolomite (Fig. 4 b); ceci se justifie dans le cas des paragenèses rencontrées dans les infiltrations alumineuses au sein des dolomies triasiques, et chaque fois que des dolomies sont en contact des bauxites. En présence de quartz, il est probable que le diaspore ait tendance à former la pyrophyllite (Fig. 4 a).

Nous considérons que la pyrophyllite est présente en même temps que se forment ferrocapholite et chloritoïde.

On remarque sur le premier tétraèdre (Fig. 5 a) que le plan pyrophyllite - chlorite - diaspore délimite un domaine à ferrocapholite et un domaine à chloritoïde. On se rendra mieux compte de l'importance du joint chlorite - diaspore sur le diagramme triangulaire  $Al_2O_3 - FeO - MgO$  (Fig. 4 b). Ce joint sépare les roches à ferrocapholite de celles qui ne contiennent que le chloritoïde.

Toutefois, une des observations fondamentales faites sur les échantillons montre la stabilité de l'association ferrocapholite - chloritoïde. Il faut donc faire intervenir une réaction tendant à stabiliser cette association dans nos roches. C'est sans doute la réaction suivante :



Cette réaction de déshydratation explique bien les associations observées en Vanoise; en effet on n'observe jamais l'association dans nos roches de la chlorite, de la ferrocapholite et du chloritoïde en présence de diaspore. La teneur globale en ferromagnésiens de nos roches ne permet plus que la chlorite soit présente avec la ferrocapholite et le chloritoïde.

Il semble donc que la plupart de nos échantillons puissent être représentés dans le tétraèdre (Fig. 5 b) par un subfaciès contenant : pyrophyllite - ferrocapholite - chloritoïde - diaspore.

Toutefois, la présence dans certains cas de l'hématite comme minéral supplémentaire à cette paragenèse pourrait indiquer que certains paragenèses sont en déséquilibre. Ceci peut être dû au fait que la réaction présentée plus haut est

incomplète dans nos roches. Dans quelques cas on peut également considérer que le diaspore, inclus dans le chloritoïde et la ferrocapholite, est une relique dans les paragenèses.

D'autre part, nous avons signalé qu'un des traits dominants de notre région était la disparition de la paire diaspore - pyrophyllite dans le domaine plus interne. Les paragenèses contiennent alors chloritoïde - mica blanc + chlorite.

Si l'on reporte la composition de nos roches sur un diagramme ayant pour pôle  $\text{Na}_2\text{O}$  (Albite) -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - Fe, MgO (Fig. 6), on remarque qu'une seule de ces paragenèses internes (Dard) se trouve dans l'espace délimité par la paragonite, la chlorite et le chloritoïde. L'augmentation de la teneur en alumine du chloritoïde pourrait ici jouer un rôle important dans la disparition des oxydes et silicates d'alumine.

Dans l'autre échantillon de la zone plus interne (Boch 169) on remarque de grandes fissures d'égrasement remplies de paragonite, le chloritoïde y est partiellement détruit. Ces fentes à paragonite sont abondantes dans notre région et peuvent être expliquées par des migrations de  $\text{Na}_2\text{O}$  depuis les évaporites qui sont à proximité. Cet enrichissement local pourrait expliquer la paragenèse rencontrée dans notre échantillon.

L'examen de ces paragenèses à chloritoïde dans le système  $\text{Na}_2\text{O}$  -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - Fe, MgO peut nous donner des indications sur le métamorphisme dans cette partie de Vanoise.

D'après les travaux de J.R. KIENAST et C. TRIBOULET, ces paragenèses seraient de plus faible pression et température que les paragenèses plus internes caractérisées par l'association d'un chloritoïde avec le glaucophane. Ces paragenèses se rencontrent dans le massif du Grand Paradis à l'Est de notre région.

L'absence de kaolinite dans nos roches d'après les travaux de B. VELDE et T. KORNPORST nous indique une pression supérieure à 4 Kb environ. D'autre part, ces roches se trouvent dans un secteur où la lawsonite est voisine. On peut donc estimer que le métamorphisme à ferrocapholite - chloritoïde est de

relativement haute pression. Nous ne pensons pas, comme le propose W.P. ROEVER pour les Célèbes et la Calabre, que la ferrocapholite se transforme en chloritoïde. Mais la composition de la ferrocapholite de Vanoise ne se prête pas à une telle réaction. Le pôle magnésien de la ferrocapholite est peut être stable à plus forte pression ou plus forte température, que le pôle ferreux.

Minéraux hantillons		Chloritoïde	Muscovite	Paragonite	Pyrophyllite	Diaspore	Chlorite	Ferrocapholite	Quartz	Hématite	Calcite
1	Cdm 115		█				█	█	█		█
2	Cdm 114 <sub>2</sub>	█	█	█	█	█	█	█			
3	Cdm 113		█	█	█	█			█	█	
4	Cdm 109 <sub>2</sub>	█	█	█						█	
5	Nap 39			█	█	█				█	
6	Por. 1b		█	█				█	█	█	█
7	Por 2b					█	█			█	
8	Boch 169	█	█	█			█			█	
9	Dard	█	█	█			█			█	

Tableau 1

Eléments	F. C.	Chtd	Mica bl.	Cdm 115	Cdm.114 <sub>2</sub>	Cdm 113	Cdm 109 <sub>2</sub>	Nap 39	Por 1 B	Por 2 B	Boch 169	Dard
SiO <sub>2</sub>	38.66	25.06	45.42	59.63	44.21	38.84	38.61	37.77	44.24	14.35	35.74	27.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.95	37.92	37.32	17.83	37.35	35.66	37.24	35.89	30.41	55.05	40.93	41.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.88	3.60	1.40	5.96	2.69	2.18	4.41	16.28	3.44	4.02	1.92	4.90
FeO	6.08	23.58	0.21	2.56	1.83	13.50	4.46	0.23	7.70	11.40	8/30	16.33
MnO	-	0.09	-	0.04	0.16	0.42	0.19	-	0.08	0.05	0.18	0.19
MgO	9.10	1.20	0.38	4.45	0.93	1.20	1.17	0.08	3.02	0.98	0.69	0.50
CaO	0.29	0.10	0.10	0.38	traces	traces	traces	1.05	-	-	traces	traces
Na <sub>2</sub> O	0.09	-	4.36	0.25	1.78	0.20	0.94	0.32	0.62	0.17	2.74	0.88
K <sub>2</sub> O	0.18	-	3.38	0.64	2.27	1.04	6.56	0.23	1.04	0.29	2.46	1.06
TiO <sub>2</sub>	1.03	1.07	1.44	0.82	1.98	1.62	1.40	2.10	1.92	4.90	1.49	1.44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.30	0.15	0.09	0.04	traces	traces	traces	-	0.26	0.10	traces	traces
H <sub>2</sub> O <sub>tot.</sub>	11.73	7.19	4.84	6.45	7.22	5.96	5.38	6.70	7.23	10.26	5.66	6.29
Total	99.29	99.96	99.04	99.05	100.42	100.62	100.36	100.65	99.96	101.57	100.11	100.34
Fer tot. exp. en Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.63	29.77	1.63	10.90	4.72	15.08	9.36	16.53	7.14	16.67	11.13	23.05

Tableau 2

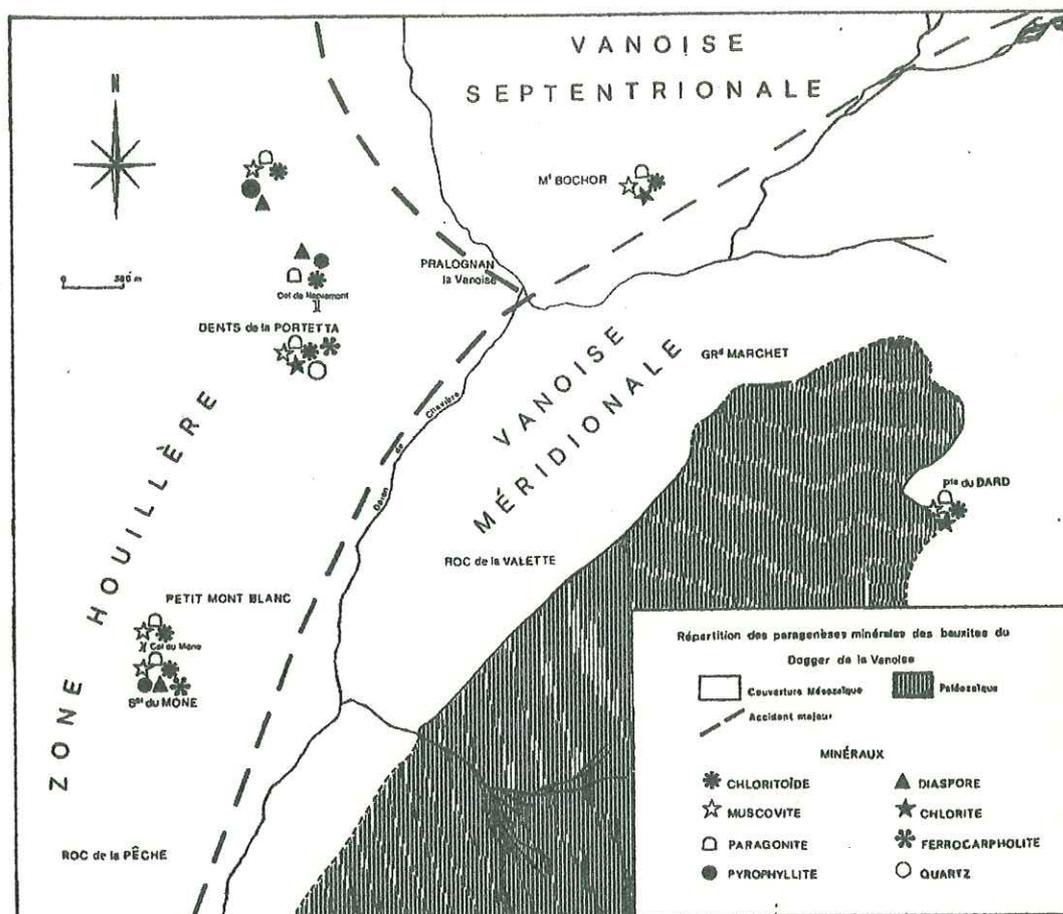


Fig. 1

Dans le texte et les figures, les échantillons ont été désignés par l'abréviation de leur lieu de provenance, l'on a ainsi les correspondances suivantes :

- cdm : Col du Mone
- Nap : Napremont
- Por : Massif de la Portetta
- Boch : Mont Bochor

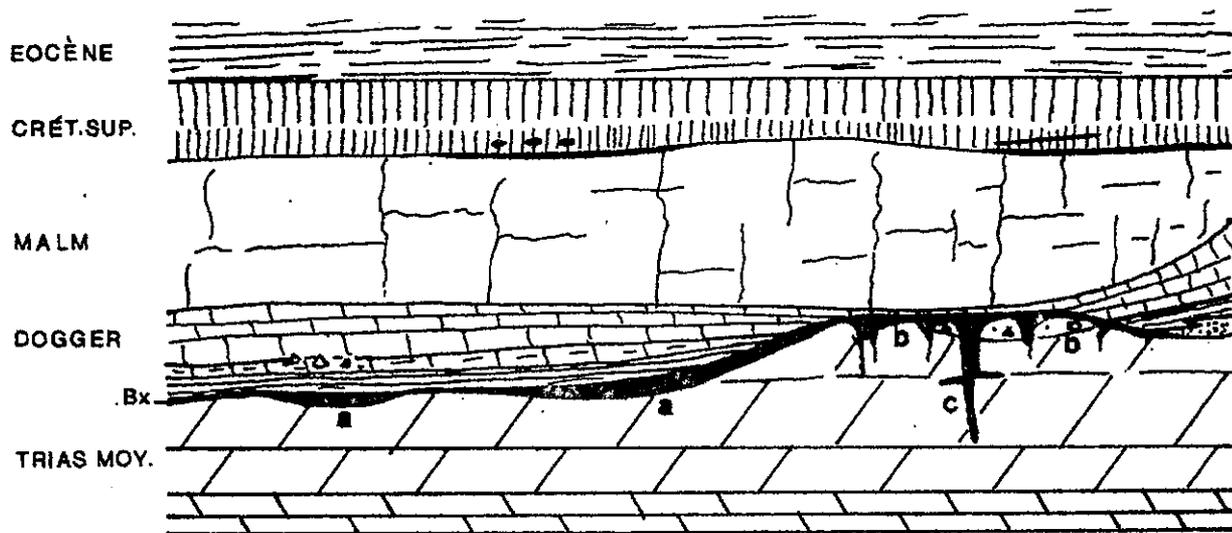


Fig. 2 (d'après F. ELLENBERGER)

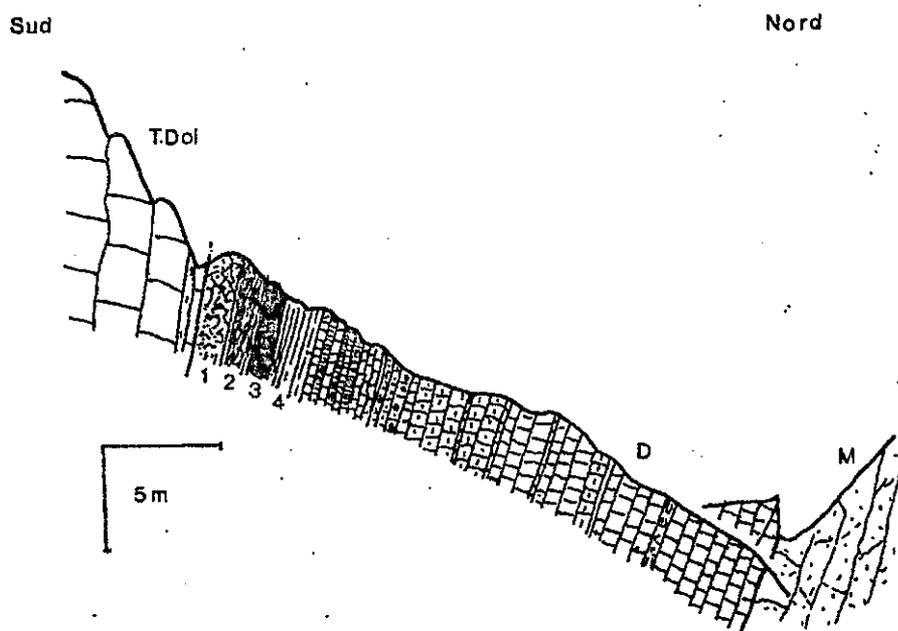
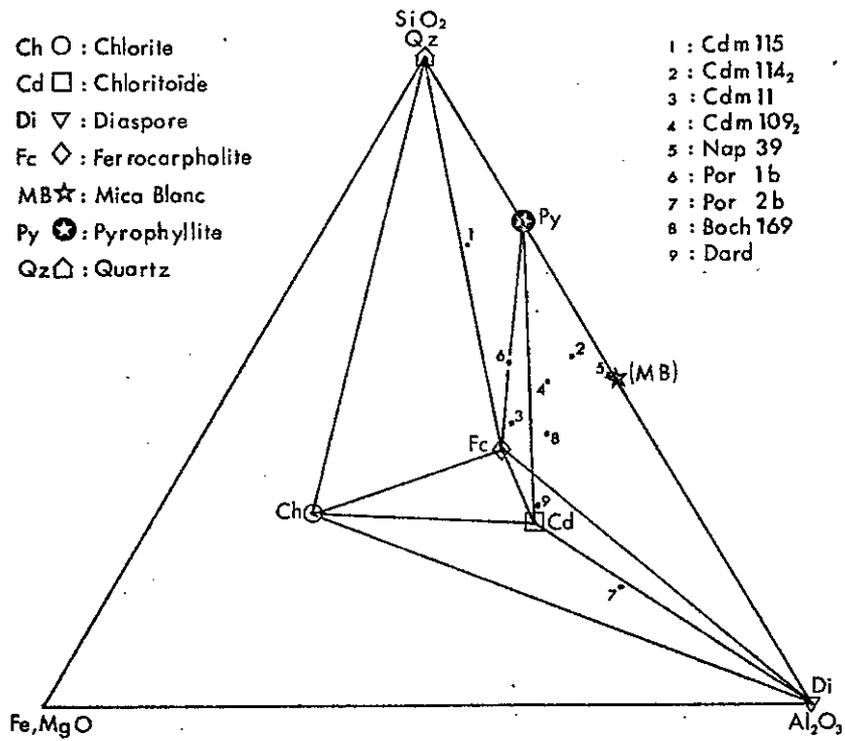
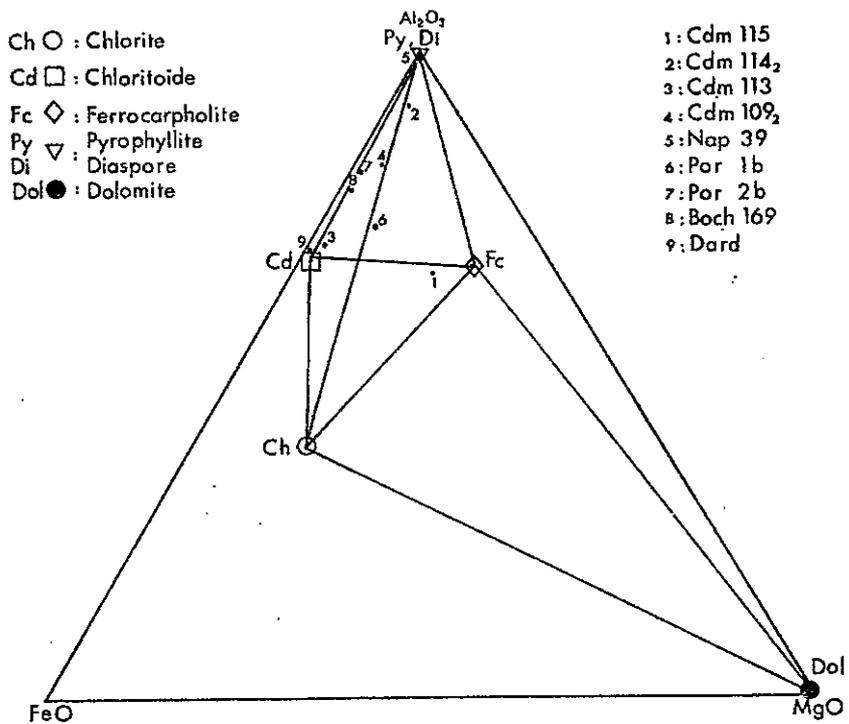


Fig.3 — Coupe du Dogger à la base du Signal du Mone (d'après F. ELLENBERGER) —  
 "Bauxites": 1-2-3-4



a



b

Fig. 4

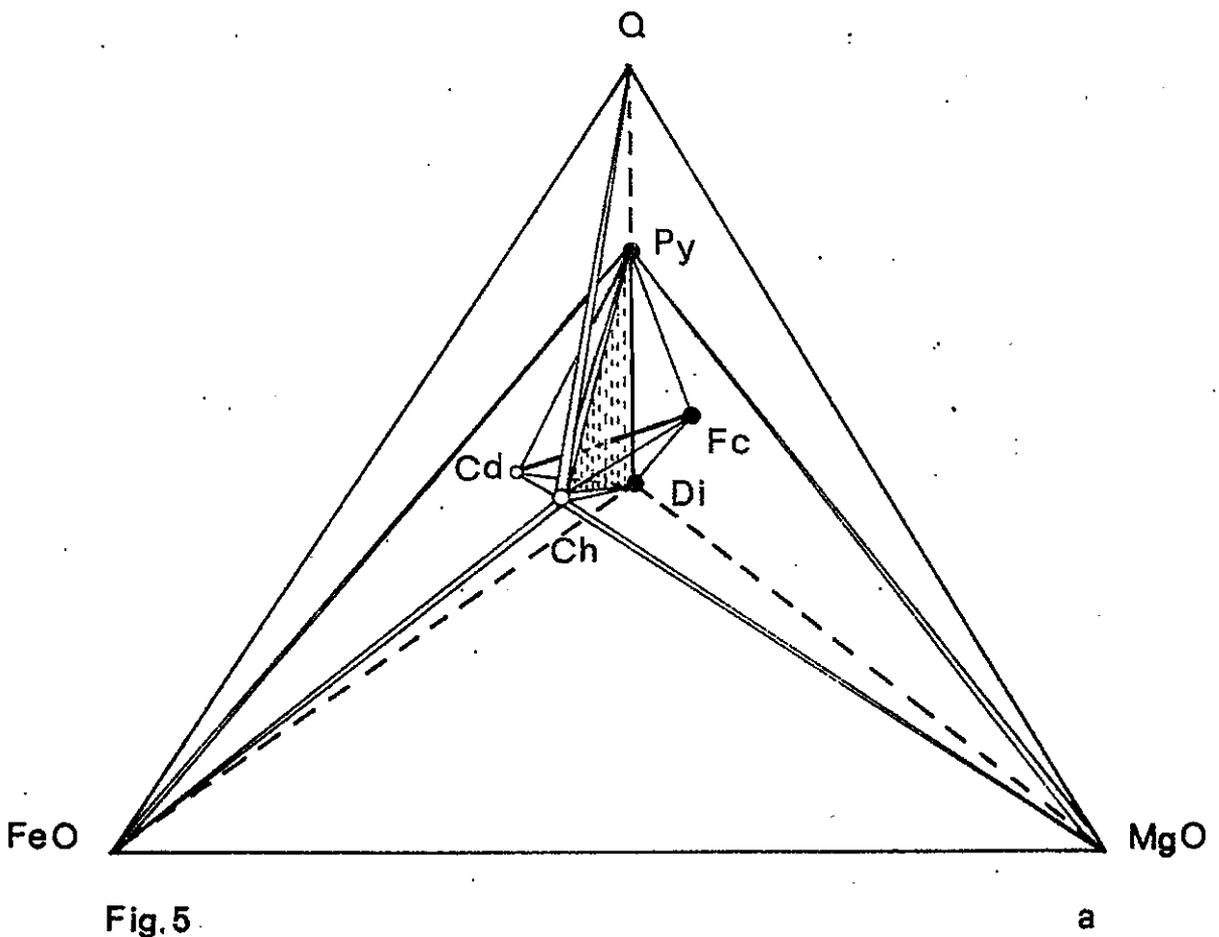
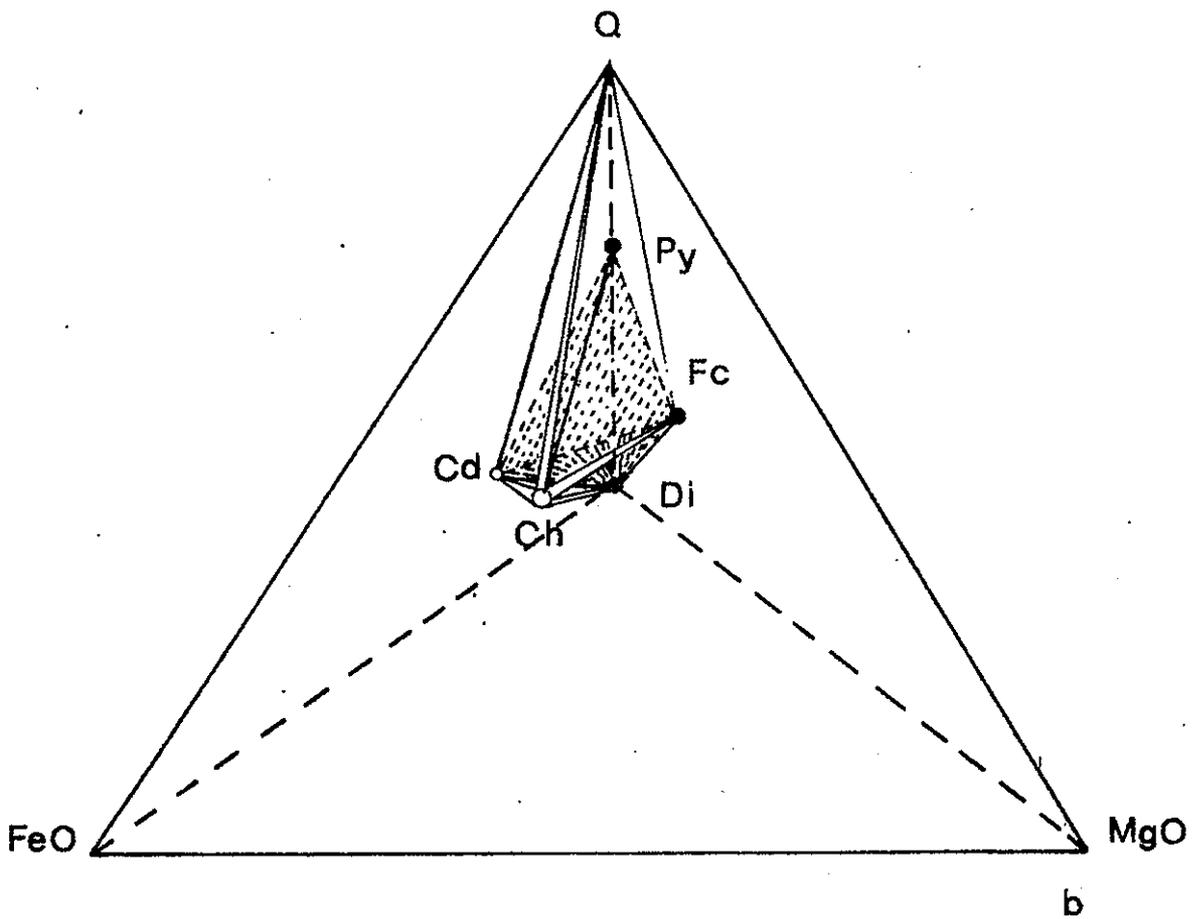
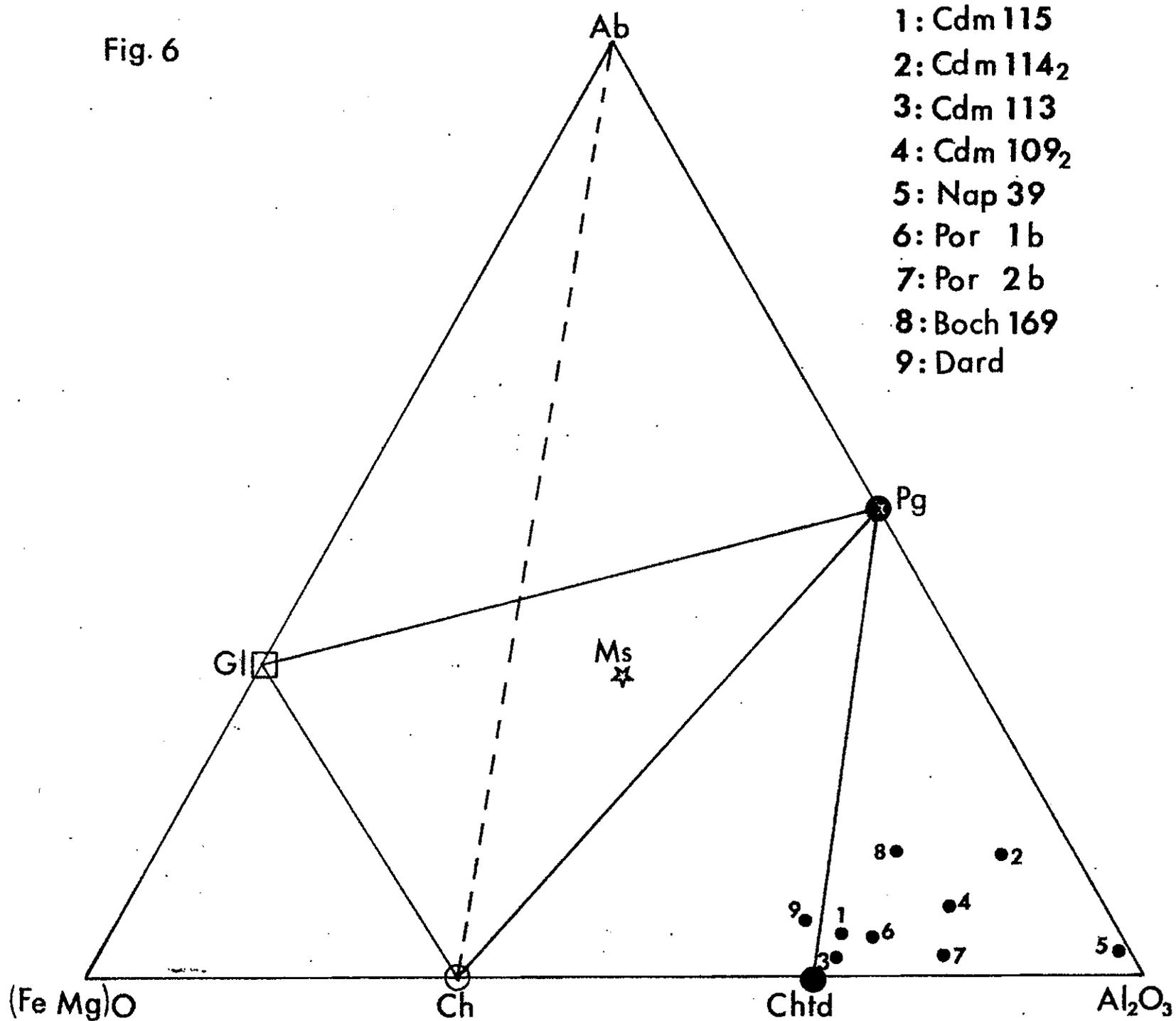


Fig.5

Fig. 6



## Bibliographie

- F. ELLENBERGER, 1958.- Etude géologique du Pays de Vanoise (Savoie). Thèse, 561 p. 42 pl. h.t.
- B. GOFFE, G. GOFFE-URBANO, P. SALIOT, 1973.- Sur la présence d'une variété magnésienne de ferrocapholite en Vanoise (Alpes françaises). Sa signification probable dans le métamorphisme alpin. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 277, série D, p. 1965-1968.
- J.R. KIENAST et C. TRIBOULET, 1972.- Le chloritoïde dans les paragenèses à glaucophane Albite ou Paragonite. Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., 95, 565-573.
- L. MORET, F. ELLENBERGER, P. GIDON, 1967.- Géologie du Parc national de la Vanoise. Le Parc National de la Vanoise.
- E.W.F. de ROEVER, F.F. BEUNK, 1971.- Ferrocapholite associated with lawsonite - albite facies rocks near Sangineto, Calabria, Italy. Mineral Mag. vol. 38, p. 519-21.
- W.P. de ROEVER and C. KIEFT, 1971.- Additional data on ferrocapholite from Sulawesi (Celebes) Indonesia. Ame. Min., 56, p. 1976-1982.
- P. SALIOT (1973).- Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. Répartition et signification. C. R. Acad. Sc., Paris, t. 276, S.D., 3081-3083.
- B. VELDE et J. KORNPORBST (1969).- Stabilité des silicates d'alumine hydratés. Contr. Mineral. and Petrol. 21, 63-74.

## LEGENDE DE LA PLANCHE

Les paragenèses minérales dans les roches hyperalumineuses du Dogger de Vanoise méridionale (microphotographies de lames minces).

### 1) Lumière naturelle (x45).

Pisolite à micas blancs, chlorite et diaspore dans une bauxite rouge peu évoluée (éch. Por 2 b).

On remarque la disposition concentrique des zones minérales. Une couronne de petits micas blancs (muscovite) mal cristallisés entoure deux nodules; l'un (à gauche sur la photo) est constitué de chlorite, micas blancs et diaspore, ces minéraux sont encore mal individualisés, l'autre (à droite) est composé de minéraux bien cristallisés (chlorite, diaspore, micas blancs). La diaspore est en baguettes limpides. Dans ces deux petits nodules la chlorite a tendance à se disposer à la périphérie, tandis que la diaspore et surtout les micas blancs se rassemblent au centre en cristaux plus grands.

### 2) Lumière naturelle (x164).

Nodule à diaspore, micas blancs (muscovite - paragonite) et pyrophyllite dans une roche du Bolus (éch. cdm 114).

Les diaspores, en relief sur le fond de micas blancs, sont de deux types : l'un relativement limpide, l'autre sombre, de couleur verdâtre, peu différent d'aspect du chloritoïde. Ce dernier est certainement plus riche en fer.

Le reste de la roche (visible sur le côté gauche de la photo) est constitué de chloritoïde, micas blancs (paragonite - muscovite) pyrophyllite, ferrocapholite, diaspore.

### 3) Lumière polarisée (x280).

Même roche que précédemment, section basale d'un prisme de ferrocapholite. La ferrocapholite est ici associée à des micas blancs et des oxydes qui soulignent la schistosité affectant la roche. Une baguette de chloritoïde à l'extinction est visible dans le coin droit de la photo.

4) Lumière polarisée (x700).

Même roche que précédemment.

Cas de destabilisation du chloritoïde (chtd) et de la ferrocapholite (Fc) en micas blancs (mb) au contact entre ces deux minéraux.

5) Lumière naturelle (x43).

Paragenèse de chloritoïde (chtd), chlorite (chl) muscovite et paragonite (mb) dans une fente ouverte de bauxite rouge (cdm 1091).

6) Lumière naturelle (x10).

Cas de destabilisation du chloritoïde en paragonite dans une fente d'écrasement observée dans une bauxite interne. (Boch 21).

Dans la roche même le chloritoïde est en petites rosettes sombres associées à des micas blancs (muscovite, paragonite) et des oxydes de fer. La fente est exclusivement composée de paragonite (Pa). Un lambeau de la roche écrasée pris dans cette fente montre une pseudomorphose totale des rosettes de chloritoïde par la paragonite (P.Pa).

- B -

ASSOCIATIONS MINERALOGIQUES DES MICASCHISTES ET ROCHES  
ASSOCIEES DU PALEOZOIQUE. LES CONDITIONS DU METAMORPHISME  
REGIONAL.

ETUDE PETROGRAPHIQUE DU PALEOZOIQUE DE LA VANOISE MERIDIONALE ET  
EN PARTICULIER LE VERSANT OCCIDENTAL DU MASSIF DE CHASSEFORET.

Dans des articles précédents, nous avons vu que le Paléozoïque se compose d'un socle de micaschistes et de quelques roches basiques couverts par une série de micashistes grésoconglomératiques permien se terminant par des séricitoschistes potassiques (Permo-Trias).

L'orogénèse alpine y a développé des paragénèses métamorphiques typiques. Dans le socle, ce métamorphisme alpin se superpose à des paragénèses anciennes (J. Bocquet) dont les traces sont extrêmement ténues et difficiles à mettre en évidence.

Ce travail va porter sur la minéralogie, les principales associations, les équilibres et les réactions observées, dans le but d'apprécier les conditions du métamorphisme. Une dizaine d'échantillons de roches typiques des diverses séries rencontrées ont été analysés (Tableau 1). Les minéraux significatifs des paragénèses rencontrées ont été analysés à la microsonde électronique (Mark V, Cambridge). Quelques minéraux ont été séparés et analysés par voie humide.

Tableau 1 : analyse des échantillons dont la minéralogie  
a été étudié en détail.

Série	Permo-Trias	Permien		Socle						
n° éch.	7240 b	237	8910	894 b	7215 f	7245 i	2171	894 a	7217 f	Ambin
SiO <sub>2</sub>	60.76	68.45	73.76	60.89	66.84	70.35	66.69	52.57	49.70	66.73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.34	14.08	12.77	18.83	15.21	18.87	16.31	12.77	14.61	15.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.62	4.32	2.27	1.35	5.03	1.58	3.04	2.88	3.37	4.81
FeO		2.54	2.46	4.38		3.73	2.92	10.14		
MnO	-	0.03	0.07	0.09	0.08	0.10	0.07	0.11	0.23	0.08
MgO	2.52	2.31	1.26	2.46	2.02	2.04	2.62	3.59	5.14	1.51
CaO	tr.	0.41	0.76	0.37	0.64	0.44	0.35	3.96	8.51	1.64
Na <sub>2</sub> O	0.09	2.48	1.68	3.76	2.58	2.64	2.88	2.68	3.12	5.20
K <sub>2</sub> O	7.56	2.84	2.68	3.16	3.52	2.40	2.96	0.10	0.44	1.83
TiO <sub>2</sub>	0.67	0.97	0.50	0.79	0.62	0.66	0.47	1.86	2.21	0.63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.11	0.03	0.14		0.14	0.14	0.22	0.28	
H <sub>2</sub> O	3.33	2.44	2.21	3.22	3.18	2.40	2.58	4.60	3.03	1.57
Total	98.93	100.98	100.45	99.44	99.72	100.35	101.03	95.48	100.73	99.80
Fer total en Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.62	7.14	5.00	6.20	5.03	5.72	6.28	14.14	3.37	4.81
CO <sub>2</sub>								5.25		

Légende du tableau 1.

Les échantillons 7240 b, 7215 f, 7217 f et Ambin ont été analysés au quantomètre, tout le Fer est exprimé en  $Fe_2O_3$ . Les autres échantillons ont été analysés par voie humide.

7240 b : Cirque des Nants, séricitoschistes onctueux.

237 : micaschistes chlorito-albitique, Cirque des Nants.

8910 : conglomérats de la base du Permien au contact du socle, Cirque du Génepy.

894 b : micaschistes gris du socle, à glaucophane rétro-morphosé, est au contact de la roche basique 894 a, Cirque du Génepy.

7215 f : micaschistes gris du socle à quelques rares baguettes d'amphiboles rétro-morphosées, Cirque des Nants.

7245 i : micaschistes gris à grandes baguettes de glaucophane tardif partiellement rétro-morphosées, Dôme du Génepy.

2171 : glaucophanite, glaucophane très peu déstabilisé, Cirque du Dard.

894 a : roche basique très sombre à amphibole sodique, Cirque du Génepy.

7217 f : roche basique verte à pumpellyite, Cirque des Nants.

Ambin : micaschiste gris à biotite, très semblable aux micaschistes du socle de la Vanoise.

2888 D : non analysé, glaucophanite à pyroxène jadéitique du Cirque du Dard.

- I - MINÉRALOGIE.

- LES MICASCHISTES ET LES ROCHES ASSOCIÉES.

Les minéraux de la paragenèse alpine que l'on rencontre dans les micaschistes et les roches associées paléozoïques du massif de Chasseforêt sont :

le quartz, l'albite, les chlorites, les glaucophanes s.l., la paragonite, les phengites, les grenats, la biotite verte, les pyroxènes jadéitiques.

Le quartz et les phengites sont présents partout; l'albite ne se rencontre pas dans le Permo-Trias; les glaucophanes s.l., les grenats, la biotite verte et les pyroxènes jadéitiques appartiennent en propre au socle.

. La chlorite.

C'est souvent un produit de la rétro-morphose des glaucophanes, mais on rencontre des chlorites associées au glaucophane intact et des chlorites primaires dans des roches sans glaucophane. Le tableau 2 donne les analyses de chlorites effectuées à la microsonde électronique, au sein des différentes paragenèses. On distingue trois groupes principaux de chlorites :

- une série de chlorite riche en fer, pauvre en magnésium se rencontre dans les roches où le glaucophane est rétro-morphosé (éch. 8910, 894 b, 7215 f, 7245).

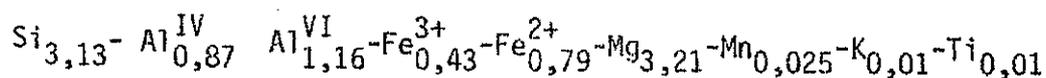
- une chlorite riche en magnésium et pauvre en fer se trouve dans le Permo-Trias qui représente un terme lessivé

du Permien et où le glaucophane n'a certainement jamais existé. On n'y rencontre jamais de pseudomorphoses de ce minéral.

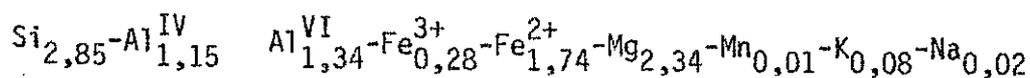
- des chlorites de composition intermédiaire se rencontrent soit dans un terme supérieur du Permien (éch. 237 intermédiaire entre les conglomérats de la base du Permien et le Permo-Trias), soit dans des roches où le glaucophane est stable (ou très peu rétro-morphosé), c'est à dire les glaucophanites (éch. 2171 et 2888 D). Les chlorites de rétro-morphose des grenats (éch. 7237 et Ambin) constituent un terme moyen entre les chlorites intermédiaires et les chlorites riches en fer.

Les analyses faites à la microsonde électronique donnent le fer sous forme de  $Fe_2O_3$ . Pour le calcul des formules structurales des chlorites, le fer total est converti en  $FeO$ . Néanmoins on peut essayer d'estimer la part en  $Fe^{2+}$  et  $Fe^{3+}$  de la chlorite en équilibrant les charges entre les sites tétraédriques et octaédriques. Ce qui donne pour les trois principaux types de chlorites les formules structurales suivantes :

- Permo-Trias 7240 b



- Permien 237



- Permien 8910

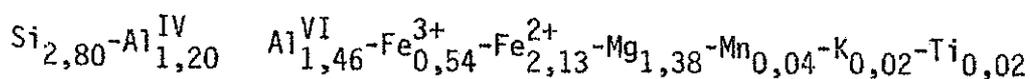


Tableau 2 : analyses de chlorites.

Série n° éch.	Permo-Trias 7240b	Permien		Socle									
		237	8910	1	894 b 2	3	7215f	7245i	2171	2888D	7237	894a	Ambin
SiO <sub>2</sub>	29.95	26.61	25.39	25.79	25.50	25.64	26.05	26.19	26.38	28.42	25.91	25.37	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.38	19.76	20.36	20.13	19.18	19.47	18.28	19.60	19.76	20.23	19.48	19.14	
(FeO total)	(14.05)	(22.70)	(29.08)	(28.00)	(27.95)	(27.90)	(30.55)	(27.80)	(21.58)	(21.55)	(25.10)	(28.80)	(25.63)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)	15.62	25.20	32.12	31.08	31.03	31.00	33.89	30.86	23.93	23.89	27.84	31.96	28.50
MnO	0.13	0.23	0.52	1.11	0.77	0.50	0.80	1.07	1.43	-	0.94	1.17	1.01
MgO	20.60	14.70	8.42	10.55	10.87	10.90	11.53	11.10	14.99	15.28	12.69	10.52	
CaO	0.05	0.04	0.09	0.06	0.16	-	0.11	0.11	0.37	0.22	0.23	0.03	
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.14	0.06	0.02	0.06	0.06	0.03	-	0.07	0.12	-	0.07	
K <sub>2</sub> O	0.12	0.64	0.20	0.20	0.13	0.14	0.21	0.14	0.20	0.34	0.16	0.19	
TiO <sub>2</sub>	0.17	-	0.18	-	-	0.04	-	0.02	0.11	-	0.26	0.27	
Total	86.08	87.32	87.34	88.94	87.70	87.75	90.80	89.09	87.24	88.50	87.50	88.72	

Légende : Le fer total est donné lors des analyses à la microsonde en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Pour le calcul des formules structurales il a été converti en FeO (chiffres entre parenthèse non comptés dans le total).

894 b : 1) chlorite de la foliation-2) chlorite de rétro-morphose du glaucophane-3) chlorite oxydée en bout de la précédente.

7215f : chlorite de la foliation.

7237 : chlorite associée à un grenat en atoll. Ambin : chlorite associée à un grenat hercynien.

7240b : chlorite au sein d'un lit de quartz. On n'en rencontre pas dans la foliation.

Dans les autres échantillons, les chlorites sont celles de la foliation.

Tableau 2 bis :

Formules structurales des chlorites calculées sur la base de 28 charges négatives. Le fer total a été compté en FeO.

	7240 b <sub>1</sub>	237	8910	894 b <sub>1</sub>	894 b <sub>2</sub>	7215 f	7245 i	2171	2888 D	7237	894 a
Si	3.055	2.876	2.847	2.836	2.848	2.848	2.867	2.843	2.976	2.85	2.831
Al <sup>IV</sup>	0.945	1.124	1.153	1.164	1.152	1.152	1.133	1.157	1.024	1.150	1.169
Al <sup>VI</sup>	1.383	1.392	1.537	1.442	1.371	1.201	1.395	1.353	1.469	1.371	1.346
Ti	0.012	-	0.01	-	-	-	-	0.01	-	0.041	0.041
Fe <sup>2+</sup>	1.232	2.047	2.792	2.570	2.61	2.79	2.54	1.94	1.88	2.305	2.682
Mg	3.12	2.36	1.38	1.725	1.807	1.875	1.807	2.405	2.380	2.075	1.745
Mn	0.01	0.02	0.047	0.1	0.07	0.072	0.097	0.125	-	0.07	0.107
Ca	0.005	0.005	0.01	0.005	0.01	0.01	0.01	0.04	0.025	0.025	-
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	0.001	0.08	0.03	0.03	-	0.025	0.02	0.025	0.045	0.02	0.025

J. Bocquet (1974) donne des analyses de chlorites par voie humide dans quelques roches de Vanoise méridionale. On constate que la part de  $Fe^{3+}$  est plus importante que celle estimée ci-dessus.

Le diagramme  $Fe^{2+}/R^{2+}$  en fonction de Si, proposé par B. Foster (1962) place la chlorite du Permo-Trias dans le domaine de la pennine (à la limite de la diabantite). La chlorite intermédiaire ainsi que les chlorites riches en fer deviennent des brunsvigites.

La classification des chlorites de Hey(1954),  $Fe$  (total) /  $Fe+Mg$  en fonction de Si, permet de placer la chlorite du Permo-Trias dans le domaine de la diabantite, mais elle est très proche à la fois de la pennine, du clinochlore et de la pycnochlorite.

Les autres chlorites se placent dans le domaine de la pycnochlorite, avec un déplacement vers le domaine de la brunsvigite pour les plus riches en fer.

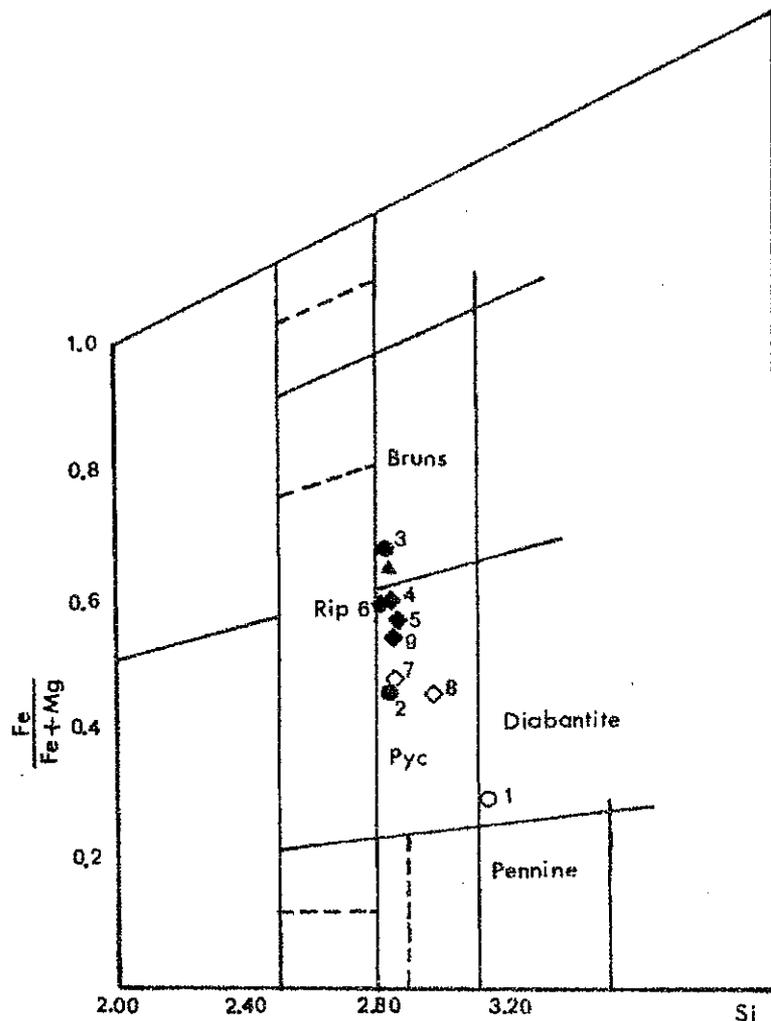


Fig. 1 - Classification des chlorites étudiées, d'après Hey(1954)

Bruns : brunsvigite.

Rip : ripidolite.

Pyc : pycnochlorite.

éch. 7240 b : 1-8910 : 3- 894 b: 4-  
7245 i : 5- 7215 f : 6- 2171 : 7-  
2888 d : 8- 7237 (gneiss à grenat)9-  
(cf. légende tableau 1).

. Le glaucophane.

Abondant dans le socle, il a sans doute été présent dans une partie du Permien, on retrouve en effet dans certains échantillons de cette formation des pseudomorphoses évidentes (éch. 8910). Dans les glaucophanites du Cirque du Dard, il est particulièrement abondant. Il y est peu déstabilisé, associé à des micas blancs (phengites + paragonite) et localement à des aegyrines jadéitiques. Pâle et peu zoné, il se développe au cours des deux phases de plissement majeures.

Dans les micaschistes gris il est moins abondant, souvent rétrotransformé, parfois complètement, en chlorite. Il apparaît plus tardif et cristallisé surtout au cours de la deuxième phase tectonique. Il est souvent zoné avec un cœur plus sombre. Il est associé au quartz, à l'albite et aux micas blancs (la paragonite est très rare). Il semble instable avec les grenats.

Dans les deux cas, c'est un minéral syncinématique particulièrement sensible aux directions de contraintes. (cf. article précédent " Etude lithostructurale de la retombée occidentale du massif de Chasseforêt ).

Le glaucophane a également été analysé à la microsonde électronique (tableau 3) et un échantillon a été séparé et analysé par voie humide.

Placée dans la classification de Miyaschiro (1957), l'amphibole bleue 2171 analysée par voie humide est un glaucophane s.s. (Fig. 2). Il est cependant proche du ferroglaucophane et de la crossite. La zonation des amphiboles bleues a été étudiée. La microsonde

électronique ne donne malheureusement pas la part de FeO et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dans le minéral. Pour permettre d'estimer le déplacement en composition dans la zonation des amphiboles, il a été convenu arbitrairement de partager le fer total exprimé en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, en 1/3 de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> restant comme tel et 1/3 de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> converti en FeO (part de FeO et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dans l'amphibole 2171 analysée par voie humide). Les glaucophanes plus fortement colorés se déplacent, dans la classification de Miyaschiro, vers la crossite et le ferroglaucophane. La zonation de ces amphiboles fait apparaître un enrichissement en fer vers les zones les plus sombres qui peuvent se trouver aussi bien au centre (894 a) qu'à la périphérie du minéral (2171). Les teneurs en Si, Al et Mg varient en sens inverse des teneurs en fer. La teneur en Mg peut être stable (894 a). La limite entre les zones est le plus souvent nette et correspond à la forme minérale.

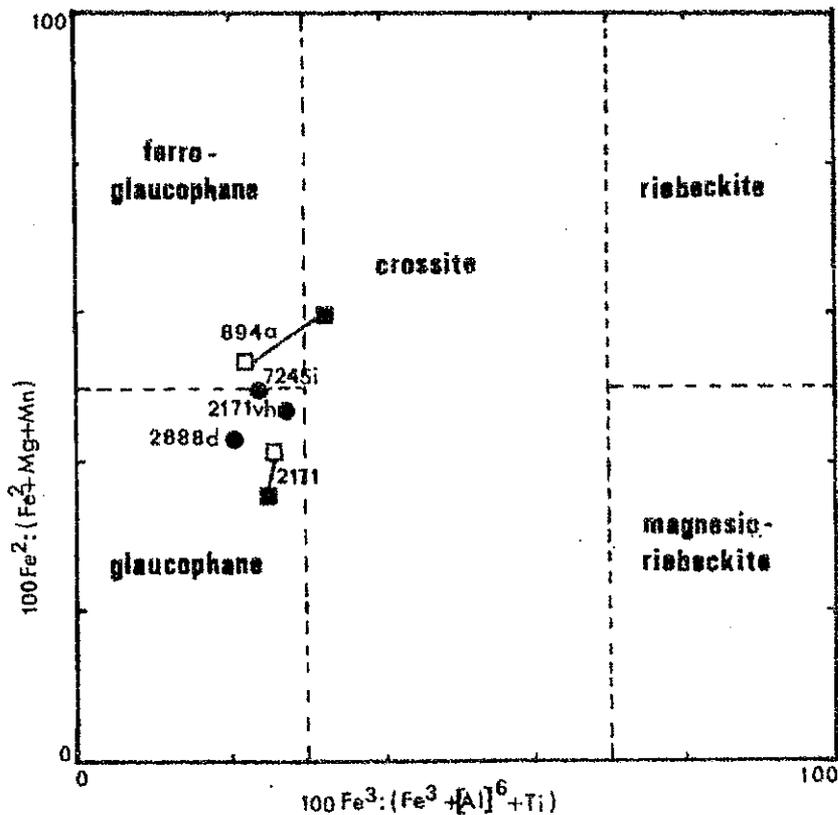


Fig. 2 - Place des amphiboles bleues analysées dans la classification de Miyaschiro (1957).

vh : analyse par voie humide - carré : amphiboles zonées (carré noir : amphibole bleu-sombre, carré blanc : amphibole pâle).

Roche	Glaucophanite		Glaucophanite			Micaschiste	Roches basiques	
n°	2171		2171		2888 D	7245 i	894 a	
lieu	Voie humide	Sonde	Centre clair	Bord bleu sombre	non zoné	non zoné	Centre bleu sombre	Bord clair
SiO <sub>2</sub>	55.82	SiO <sub>2</sub>	55.69	55.32	57.35	57.68	54.48	56.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.11	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.03	10.61	10.70	10.91	9.18	10.57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.33	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	15.59	16.55	14.03	17.51	20.98	16.93
FeO	10.50		(14.04)	(14.90)	(12.63)	(15.77)	(18.90)	(15.25)
MnO	0.07	MnO	0.74	0.79	-	0.66	0.38	0.35
MgO	6.64	MgO	8.83	7.18	5.96	5.57	4.89	4.98
CaO	0.17	CaO	0.62	0.61	0.35	0.31	0.13	0.14
Na <sub>2</sub> O	6.32	Na <sub>2</sub> O	5.99	5.96	6.65	6.50	6.64	7.39
K <sub>2</sub> O	1.52	K <sub>2</sub> O	0.23	0.28	0.10	0.12	0.16	0.17
TiO <sub>2</sub>	0.33	TiO <sub>2</sub>	0.22	0.21	-	0.26	0.19	0.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	TOTAL	98.94	97.41	95.14	99.69	97.03	97.24
H <sub>2</sub> O	2.25							
TOTAL	101.19							
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	17.99							

Tableau 3 - Analyses de glaucophanes à la microsonde électronique. L'échantillon 2171 a été séparé par triage magnétique et liqueurs denses, et a été analysé par voie humide au Laboratoire de Géologie de l'E.N.S. (analyste N. Picot). (la localisation des échantillons est donné tableau 1).

Tableau 3 bis : Formules structurales des amphiboles.

	Voie humide	Sonde, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total fractionné en $\frac{1}{3}$ Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / $\frac{2}{3}$ FeO						Sonde, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total converti en FeO					
		2171 c	2171 b	2888 D	7245 i	894 c	894 b	2171 c	2171 b	2888D	7245i	894c	894b
Si	7.877	7.794	7.873	8.232	8.004	7.973	8.051	7.860	8.081	8.304	8.139	8.116	8.191
Al <sup>IV</sup>	0.123	0.206	0.127	-	-	0.027	-	0.140	-	-	-	-	-
Al <sup>VI</sup>	1.721	1.611	1.650	1.807	1.783	1.551	1.772	1.693	1.824	1.823	1.813	1.607	1.802
Ti	0.033	0.023	0.021	-	0.027	0.019	0.015	0.023	0.022	-	0.028	0.020	0.015
Fe <sup>3+</sup>	0.669	0.546	0.589	0.502	0.608	0.766	0.601	-	-	-	-	-	-
Fe <sup>2+</sup>	1.237	1.092	1.179	1.008	1.216	1.535	1.205	1.652	1.815	1.526	1.860	2.348	1.843
Mg	1.394	1.836	1.521	1.271	1.150	1.061	1.055	1.851	1.561	1.282	1.169	1.080	1.073
Mn	0.008	0.088	0.094	-	0.075	0.043	0.038	0.088	0.096	-	0.076	0.044	0.039
Ca	0.025	0.092	0.089	0.051	0.045	0.017	0.017	0.093	0.092	0.052	0.046	0.011	0.018
Na	1.720	1.621	1.641	1.844	1.741	1.877	2.034	1.635	1.684	1.860	1.771	1.910	2.069
K	0.271	0.042	0.051	0.017	0.016	0.016	0.034	0.042	0.052	0.017	0.016	0.016	0.034

Il a été fait deux types de formules structurales. Dans l'une, le fer total exprimé dans l'analyse de la sonde en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> a été converti en FeO; dans l'autre, le fer total en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> a été fractionné arbitrairement (au vu de l'analyse par voie humide) en 1/3 de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> à compter comme tel, et 2/3 de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> à convertir en FeO. ( c = centre - b = bord).

. Les pyroxènes jadéitiques.

Les pyroxènes jadéitiques ont été rencontrés à deux endroits: dans les glaucophanites du Cirque du Dard et d'après P. Saliot, dans les orthogneiss ou granophyres décrits par F. Ellenberger et J. Bocquet au Nord du glacier de l'Arpont.

L'analyse et la formule structurale du pyroxène du Cirque du Dard (Tableau 4) montre qu'il s'agit d'une jadéite aegyrique (54.7 % de jadéite, 34.9 % d'aegyryne) associée au glaucophane. D'autres minéraux de ce type ont été rencontrés dans des glaucophanites identiques.

Dans le cas des roches de l'Arpont, il s'agit d'un pyroxène très riche en jadéite ( 96 % ). Ce minéral de très petite taille est inclus dans les grands feldspaths potassiques en contact avec le quartz et l'albite. La présence d'un tel pyroxène est d'une grande importance pour l'estimation des conditions de température et de pression qui ont régné lors du métamorphisme.

. La paragonite.

Elle n'est bien représentée que dans les glaucophanites où elle est parfaitement individualisée au sein des autres micas. Dans certaines roches permiennes, et dans les micaschistes glaucophanitiques, on note une certaine substitution paragonitique dans les micas blancs.

La planche ( E ) montre des traversées effectuées à la microsonde dans des grandes plages micacées d'une glaucophanite du Cirque du Dard. Le tableau 5 quantifie les teneurs en sodium observées.

Tableau 4 : pyroxène jadéitique.

Glaucophanite 2888 D			
SiO <sub>2</sub>	57.95	Si	2.130
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.65	Al	0.547
Fer total en Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.64 (12.28)	Ti	0.011
MnO	-	Fe <sup>2+</sup>	0.376
MgO	0.71	Mn	-
CaO	1.05	Mg	0.038
Na <sub>2</sub> O	12.14	Ca	0.040
K <sub>2</sub> O	0.75	Na	0.863
TiO <sub>2</sub>	0.42	K	0.033
Total	99.31		

La valeur entre parenthèses est celle du fer total converti en FeO.

Le pyroxène analysé contient selon la méthode de calcul de R.G. Cawthorn et K.D. Collerson (1974) : 54.7 % de jadéite, 34.9 % d'aegyrine, 1.1 % de pyroxène Ti-Ca, 2.9 % de wollastonite, 3.8 % d'enstatite, 2.7 % de Ferrosilite.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Na <sub>2</sub> O	0.48	1.30	1.59	4.06	4.51	4.66	5.47	5.77	6.06	6.33	6.59
K <sub>2</sub> O	9.24	8.57	8.09	4.99	3.03	4.01	2.52	1.53	1.51	1.16	0.95
Total	9.72	9.87	9.68	9.05	7.54	8.67	7.99	7.30	7.57	7.49	7.54
% Na <sub>2</sub> O	5	13.2	16.5	45	60	53.8	68.4	79	80	84.5	87.5

Tableau 5 - Analyses ponctuelles à la microsonde de la teneur en Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O dans des micas blancs d'une glaucophanite à paragonite. (La planche 1, Fig. 3-4 donne des images des traversées dans ces micas).

On remarque qu'il existe toutes les teneurs, depuis 5 % jusqu'à 87.5 % de sodium dans les micas. Or, il semble, d'après la littérature, qu'il ne puisse exister de solution solide continue entre le sodium et le potassium dans les micas. Il faut donc ici incriminer la méthode d'analyse qui ne permet pas de détecter les très fines lamelles de paragonites au sein des autres micas blancs. Néanmoins, les valeurs extrêmes semblent représentatives de la substitution Na-K dans la paragonite et la muscovite.

#### Les micas blancs.

Ils sont abondants dans toutes les roches du socle de la Vanoise. Une étude détaillée des phengites du socle a été effectuée à la microsonde. Ces analyses et les formules structurales correspondantes sont données dans les tableaux 6 et 6 bis.

Série n°	Permo-Trias				Permien			Socle	
	7240 b				237	8910		2171	
(micas)	1	2	3	4	1	2		1	2
SiO <sub>2</sub>	51.72	51.13	51.14	50.63	49.78	50.04	47.71	50.88	49.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.70	24.87	25.23	25.37	28.77	29.02	32.46	29.31	28.47
(FeO)	(4.16)	(4.35)	(4.02)	(4.02)	(4.03)	(4.41)	(1.84)	(3.08)	(3.57)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.62	4.83	4.47	4.47	4.48	4.90	2.05	3.42	3.97
MnO	-	0.06	0.02	0.02	0.08	0.03	0.05	0.14	0.05
MgO	3.40	3.49	3.45	3.35	2.22	2.22	1.32	3.30	2.65
CaO	0.10	0.07	0.13	0.08	0.26	0.04	0.04	0.49	0.35
Na <sub>2</sub> O	0.19	0.20	0.22	0.19	0.31	0.32	0.82	0.24	0.22
K <sub>2</sub> O	9.47	10.12	10.28	9.86	10.02	10.00	9.15	8.49	9.78
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.08	0.04	0.18	0.30	0.11	0.54	0.11	0.20
Total pour Fe en Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	94.21	94.85	94.98	94.15	96.22	96.68	94.14	95.58	95.59

Série n°	Socle								
	894 b			7215f	7245i	2888D	894a	Arp.	Ambin
(micas)	1	2	3						
SiO <sub>2</sub>	47.86	48.58	48.60	51.26	48.87	48.21	50.08	51.79	46.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.76	30.34	32.94	28.11	33.87	30.17	25.05	23.57	33.20
(FeO)	(2.59)	(1.71)	(1.54)	(3.09)	(2.48)	(4.06)	(5.43)	(7.12)	(1.74)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.88	1.90	1.71	3.44	2.76	4.51	6.03	7.91	1.94
MnO	0.08	-	-	-	0.07	-	0.14	0.07	
MgO	1.32	2.16	1.77	1.42	1.55	3.28	3.26	0.79	0.95
CaO	0.14	0.03	0.03	0.18	0.05	0.18	-	0.07	0.08
Na <sub>2</sub> O	0.52	0.73	0.86	0.61	0.80	0.44	0.21	0.27	1.21
K <sub>2</sub> O	9.37	10.12	9.96	9.53	9.75	9.56	9.66	9.61	8.65
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.28	0.53	-	0.06	-	0.10	0.18	0.51
Total pour Fe en Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	95.12	94.14	96.40	94.55	96.43	96.35	94.53	94.26	92.63

Tableau 6 - (légende page suivante).  
Analyses des micas blancs à la microsonde électronique.

Légende du Tableau 6 :

Les échantillons sont les mêmes que dans les tableaux précédents.

Le fer est donné en  $Fe_2O_3$ . Il a été converti en  $FeO$  pour le calcul des formules structurales (résultats entre parenthèses).

- 7240 b : les micas 1 et 3 appartiennent à la foliation de la première phase tectonique.  
les micas 2 et 4 appartiennent à la deuxième.
- 237 : les micas 1 et 2 appartiennent respectivement aux foliations 1 et 2.
- 894 b : le mica 2 est dans la foliation.  
les micas 1 et 3 sont associés à un grand glaucophane pseudomorphosé par la chlorite.
- Arp. : orthogneiss de l'Arpont.

Les micas des autres échantillons se situent dans la foliation de la roche.

Certains micas des échantillons 7245 i et 2888 D ont une substitution paragonitique avec respectivement,  $Na_2O$  : 2.69,  $K_2O$  : 6.22 -  $Na_2O$  : 6.59,  $K_2O$  : 0.95.

n° éch.	7240 b <sub>1</sub>	237 <sub>1</sub>	8910	894 b <sub>1</sub>	894 b <sub>2</sub>	894 b <sub>3</sub>	7215 f
Si	3.515	3.342	3.216	3.200	3.288	3.193	3.456
Al <sup>IV</sup>	0.485	0.658	0.784	0.800	0.712	0.802	0.544
Al <sup>VI</sup>	1.491	1.617	1.793	1.780	1.706	1.751	1.688
Ti	-	0.015	0.027	0.009	0.014	0.025	-
Fe <sup>2+</sup>	0.234	0.225	0.103	0.144	0.095	0.083	0.174
Mn	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0.342	0.221	0.131	0.130	0.217	0.171	0.141
Ca	0.007	0.018	0.003	0.01	0.002	0.002	0.012
Na	0.025	0.040	0.105	0.064	0.093	0.106	0.076
K	0.820	0.854	0.785	0.795	0.869	0.833	0.817

n° éch.	7245 i	2171 <sub>1</sub>	2171 <sub>2</sub>	2888 D	894 a	Arp.	Ambin
Si	3.191	3.348	3.350	3.236	3.440	3.598	3.145
Al <sup>IV</sup>	0.809	0.652	0.650	0.764	0.560	0.407	0.855
Al <sup>VI</sup>	1.796	1.620	1.668	1.487	1.470	1.519	1.814
Ti	0.003	0.005	0.010	-	0.003	0.003	0.025
Fe <sup>2+</sup>	0.135	0.167	0.171	0.199	0.311	0.412	0.098
Mn	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0.149	0.322	0.328	0.264	0.332	0.081	0.098
Ca	0.003	0.033	0.034	0.024	-	0.005	0.005
Na	0.098	0.030	0.031	0.028	0.027	0.035	0.159
K	0.811	0.711	0.725	0.834	0.847	0.850	0.750

Tableau 6 bis.

Formules structurales des micas blancs calculées sur  
la base de 22 charges négatives.

Un certain nombre d'observations peuvent être faites d'après ces analyses.

Dans le Permo-Trias et certains micaschistes, ainsi que dans les "gneiss" de l'Arpont, on remarque un type particulier de mica blanc très riche en phengite.

$$\begin{aligned} \text{Si} &= 3.5 \text{ à } 3.6 \\ \text{Al}^{\text{VI}} &= 1.5 \\ \text{Fe}^{2+} + \text{Mg} &= 0.5 \text{ à } 0.57 \end{aligned}$$

Dans la plupart des autres roches, on rencontre un mica blanc qui a la composition la plus courante, aussi bien pour le Permien que pour les micaschistes avec ou sans glaucophane.

$$\begin{aligned} \text{Si} &= 3.3 \text{ à } 3.4 \\ \text{Al}^{\text{VI}} &= 1.60 \\ \text{Fe}^{2+} + \text{Mg} &= 0.45 \text{ à } 0.5 \end{aligned}$$

D'autre part, il semble que dans les roches affectées par une rétro-morphose importante du glaucophane, on rencontre un mica blanc se rapprochant plus d'une muscovite.

$$\begin{aligned} \text{Si} &= 3.2 \\ \text{Al}^{\text{VI}} &= 1.7 \text{ à } 1.8 \\ \text{Fe}^{2+} + \text{Mg} &= 0.2 \text{ à } 0.3 \end{aligned}$$

Dans certains cas il est possible de voir que le mica blanc est instable. Dans les gneiss de l'Arpont par exemple, la phengite très colorée est entourée d'un liseré de biotite verte. Dans ce cas la phengite considérée appartient sans doute à une phase de métamorphisme relativement précoce.

Il faut également souligner le fait que certains micas blancs des micaschistes pourraient appartenir à une phase de métamorphisme plus ancienne (J. Bocquet). Ce qui rend encore plus délicate l'interprétation des résultats.

#### . La biotite verte.

Elle est rare dans les micaschistes. Comme cela a été décrit plus haut, on la rencontre autour des phengites dans les gneiss de l'Arpont.

L'analyse de ces biotites vertes sont données tableau 7. Une biotite brune hercynienne du socle du massif d'Ambin a également été analysée à la microsonde électronique. La biotite verte des orthogneiss se révèle plus riche en Si et en Fe, et plus pauvre en Al et Mg que la biotite brune. Les teneurs en Ti des biotites vertes sont également plus faibles que celles de la biotite brune. La teneur en Ti a une influence directe sur la couleur de la biotite (D. Bahezre, R. Michel et P. Vialon 1965).

#### . Le grenat.

Ce minéral est abondant et bien développé dans la retombee orientale du Dôme. Dans le coeur du massif (gorges du Doron de Termignon) ils atteignent leur plus grosse taille et leur plus grande répartition. Ils ont déjà été décrits par J. Bocquet (thèse 1974) et F. Ellenberger (thèse 1958).

Ils sont rares et de petite taille dans la partie occidentale du massif. On remarque qu'ils sont très peu souvent au contact de la crossite dans les micaschistes. Il n'est pas rare qu'ils soient entourés d'une auréole de chlorite.

	Roche basique 894 a Cirque du G�n�py	Orthogneiss de l'Arpont		Ambin biotite brune hercynienne
SiO <sub>2</sub>	37.33	37.94	36.68	35.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.09	13.65	14.07	16.98
(FeO)	(22.07)	(28.95)	(26.84)	(21.48)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total	24.50	32.14	29.80	23.85
MnO	0.54	0.62	0.67	
MgO	7.21	2.63	2.81	7.94
CaO	0.04	0.26	0.20	0.19
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.14	0.15	0.12
K <sub>2</sub> O	8.07	7.77	8.03	8.42
TiO <sub>2</sub>	1.30	1.72	1.77	2.11
TOTAL	93.04	96.87	94.18	95.06

Tableau 7 - Biotites vertes analys es à la microsonde électronique.

Si	2.932	3.022	2.929	2.797
Al <sup>IV</sup>	1.068	0.978	1.071	1.203
Al <sup>VI</sup>	0.235	0.302	0.249	0.375
Ti	0.076	0.102	0.105	0.124
Fe <sup>2+</sup>	1.448	1.925	1.787	1.414
Mn	0.035	0.040	0.043	-
Mg	0.841	0.311	0.332	0.931
Ca	0.002	0.021	0.016	0.014
Na	0.009	0.019	0.023	0.019
K	0.806	0.789	0.813	0.843

Formules structurales calcul es sur la base de 22 charges négatives. Le fer est compté sous forme de FeO.

Un fait remarquable est la présence de grenats en atoll. Il existe en effet, une zone périphérique concentrique dans les grenats soulignés par un fin liseré d'inclusion (Pl. E ph. 1) Cette couronne englobe parfois d'autres minéraux. Une telle disposition fait penser à une différence de vitesse de croissance ou à une saute de croissance du grenat.

J. Bocquet (thèse 1974) a étudié à la microsonde électronique un tel grenat. Une zonation normale et unique, correspondant à un échange almandin - spessartine a été mise en évidence. Il n'apparaît pas dans la couronne de saute de composition.

Nous avons également étudié à la microsonde électronique (Mark V, Cambridge) un grenat en atoll du versant occidental du massif de Chasseforêt (Cirque du Petit Marchet, Pl. F ph.1-2) Les traversées en Ca, Fe, Mn (Pl. F ph.3-4) ainsi que les analyses effectuées de la périphérie au centre du même grenat mettent en évidence une variation brutale de la composition chimique entre la couronne et le coeur du grenat. On peut remarquer une zonation en Ca, Mn et Fe assez progressive dans le coeur. La zonation en Fe est inverse des zonations en Mn et Ca. La couronne montre une augmentation brutale de la teneur en Ca, tandis que Mn chute brusquement. Le magnésium présente une double zonation : dans le coeur la teneur croît du centre vers la périphérie, elle chute sur le bord interne de la couronne et recroît progressivement vers l'extérieur. La couronne est aussi plus riche en Ti. Les teneurs en Si et Al sont identiques dans tout le grenat (tableau 8).

La part en almandin, pyrope, grossulaire et spessartine est donnée dans le tableau 9.

éch. lieu	7237					894 a	Ambin, grenat hercynien	
	bord 1	2	3	4	5		bord	centre
SiO <sub>2</sub>	35.77	36.10	35.23	35.49	35.21	35.96		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.33	21.31	21.30	20.90	20.86	20.30		
(FeO)	(24.65)	(23.44)	(20.96)	(16.72)	(13.34)	(25.67)		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.37	26.02	23.27	18.57	14.81	28.50	24.35	22.59
MnO	3.56	5.03	11.42	16.61	19.48	4.77	13.22	14.94
MgO	1.20	0.83	1.08	0.87	0.36	1.22		
CaO	10.51	10.87	7.75	7.95	9.24	10.01		
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-		
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-		
TiO <sub>2</sub>	0.64	0.50	-	0.10	0.08	0.15		
TOTAL	100.38	100.66				100.85		

Tableau 8 - Analyses à la microsonde électronique de grenats.

	7237					894 a
	1	2	3	4	5	
Si	5.898	5.894	5.832	5.815	5.815	5.887
Al <sup>IV</sup>	0.102	0.106	0.168	0.185	0.185	0.113
Al <sup>VI</sup>	4.141	4.098	4.151	4.067	4.057	3.913
Ti	0.079	0.061	-	0.012	0.009	0.017
Fe <sup>2+</sup>	3.396	3.196	2.897	2.306	1.840	3.638
Mn	0.495	0.691	1.595	2.321	2.723	0.658
Mg	0.292	0.201	0.263	0.213	0.084	0.295
Ca	1.851	1.897	1.371	1.403	1.632	1.750
Somme octa.	10.152	10.038	10.109	10.137	10.160	10.141

Formules structurales.

Légende tableau 8.

Dans les analyses, la conversion du fer total en FeO, est indiqué entre parenthèses. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 48 charges négatives. L'échantillon 7237 (Vanoise méridionale, Cirque du Petit Marchet, gneiss albitique du socle) est un grenat en atoll. 5 analyses ont été effectuées du bord vers le centre du grenat; la lettre c indique la limite de la couronne et du coeur. (des images et traversées de ce grenat sont données Pl. E.

894 a : grenat d'une roche basique.

Ambin : grenat hercynien, analyse partielle (cf. pl. F)

Tableau 9.

	7237					894 a
	1	2	3	4	5	
Almandin	56	53.5	46.5	37.8	30.2	57.3
Pyrope	4.8	3.3	4.5	3.4	1.3	4.6
Grossulaire	30.8	31.8	22.5	21.6	26.5	27.6
Spessartine	8.2	11.5	26.5	37.2	42	10.5

Part en Fe, Mg, Ca et Mn des grenats analysés  
à la microsonde électronique, en pourcentage.

Une telle structure fait penser à deux stades distincts de cristallisation du grenat. Dans un premier stade croît le coeur avec une zonation en Mn et Fe classique (courbe en cloche du Mn inverse de celle du Fe et qui correspond à une disponibilité décroissante du Mn au cours de la croissance du grenat et à une progression du métamorphisme); suit un deuxième stade de cristallisation qui forme la couronne et qui emprisonne autour du coeur des petits minéraux. Dans cette couronne, s'ébauche une nouvelle zonation (Mg-Mn-Fe). Ce qui témoigne d'une nouvelle progression du métamorphisme. La teneur en Ca de la couronne est supérieure à celle du coeur.

Ces deux parties des grenats en atoll, sont-elles toutes deux de même âge (hercynien par exemple), ou le coeur est-il hercynien et la couronne alpine ?

A titre de comparaison, une analyse partielle de certains éléments a été effectuée sur un grenat de la paragenèse hercynienne du massif d'Ambin. Les enregistrements du Fe et du Mn dans la bordure d'un grenat de grande taille présentent une zonation identique à celle observée dans le coeur des grenats précédents (tableau 8, Pl. F, Fig. 5-6). Il n'existe pas de couronne et la zonation est relativement régulière.

Ceci serait favorable à l'hypothèse d'une croissance de la couronne lors de l'orogénèse alpine, mais rien ne permet de l'affirmer directement avec certitude.

#### Les feldspaths.

Dans tous les micaschistes étudiés, les seuls feldspaths rencontrés sont des albites très pauvres en  $K_2O$  et  $CaO$ . Le tableau 10 donne quelques analyses partielles de ces feldspaths.

Tableau 10 -

Analyses partielles de feldspaths du Paléozoïque à la microsonde électronique.

Série	Permien			Socle			
éch.	237	8910	7215f	7245i	894 b	Arp.	
CaO	-	0.03	-	0.03	0.06		
Na <sub>2</sub> O	11.50	11.27	12.19	10.71	12.22	10.37	0.27
K <sub>2</sub> O	0.16	0.12	0.13	0.11	0.12	1.11	15.84

Dans les orthogneiss de l'Arpont existent les seuls feldspaths potassiques rencontrés dans le massif. Ce sont des orthoses perthitiques. ( ARP )

#### - LES ROCHES BASIQUES.

Les roches basiques sont assez rares sur le versant occidental du massif de Chasseforêt. Leur minéralogie est relativement différente de celle des micaschistes et roches associées.

Le grenat et l'albite sont présents dans toutes les roches basiques.

Dans un échantillon du secteur occidental, la minéralogie a été étudiée en détail (éch. 894 a). Le grenat ne présente pas les mêmes caractères que celui des micaschistes. Il est petit et limpide, quelquefois entouré de chlorite. Dans le secteur oriental, il est

fréquent de rencontrer de gros grenats riches en inclusions hélicitiques à épidotes. Le grenat étudié ne présente pas ces inclusions. Il est peu zoné et riche en almandin. Dans l'échantillon 894 a, l'amphibole bleue et le grenat se déstabilisent en présence l'un de l'autre. Ceci semble être un caractère tardif. Dans d'autres roches basiques, il n'est pas rare de voir le contact entre ces deux minéraux.

L'amphibole bleue de l'échantillon 894 a ne se distingue pas beaucoup de celle des micaschistes. Il s'agit de ferroglaucophane ou de crossite proche des glaucophanes s.s.

Ces amphiboles montrent une zonation nette avec un coeur plus sombre, riche en fer (plus crossiteux) et une périphérie plus claire (plus proche du glaucophane s.s.). (tableau 3 et Fig. 2)

Un des faits caractéristique des roches basiques, est la transformation de l'amphibole bleue en biotite verte et chlorite parfois même en une amphibole bleu-vert formant parfois une auréole autour des reliques d'amphibole bleue et dans quelques cas des pseudomorphoses complètes.

Les chlorites issues de cette transformation peuvent être facilement comparées à celles que l'on trouve dans les pseudomorphoses de glaucophane des micaschistes. Il s'agit de chlorites riches en fer et pauvre en Mg. Elles sont particulièrement riches en Mn (tableau 2).

La biotite verte se distingue de celle des orthogneiss de l'Arpont par une teneur moindre en Ti, Fe et une teneur plus forte en Mg. Elle se rapproche de la biotite brune du socle hercynien du massif d'Ambin.

Le mica blanc présent dans la roche basique étudiée fait partie du groupe riche en phengite. Sa substitution en Fe-Mg et sa teneur en silice sont assez fortes. La paragonite est abondante. L'épidote se présente dans certains échantillons de roches basiques. Il s'agit le plus souvent d'épidote de composition intermédiaire entre la clinozoïsite et l'épidote s.s. Dans un échantillon où l'épidote se rapproche, par ses caractères optiques, de la clinozoïsite, la pumpellyite a été rencontrée. Il s'agit d'une variété de pumpellyite peu colorée, très légèrement pléochroïque, présentant des teintes de biréfringence basses et une légère dispersion.

Il faut également souligner la présence dans de nombreuses roches basiques de grandes chlorites claires, contenant parfois un réseau régulier d'aiguilles de rutile, comme on en rencontre dans des pseudomorphoses de biotite. Le zircon est relativement fréquent dans ces roches. Dans certains cas, le centre de ces chlorites est fortement coloré en brun avec des teintes de biréfringence plus élevées que celles de la chlorite environnante.

- II - LES ASSOCIATIONS MINÉRALOGIQUES DES MICASCHISTES, DES ROCHES ASSOCIÉES ET DES ROCHES BASIQUES OBSERVÉES SUR LE VERSANT OCCIDENTAL DU MASSIF.

- Le Permo-Trias.

C'est un ensemble relativement homogène de séricitoschistes onctueux dont la paragenèse typique est : Quartz - Phengites - Carbonates - Oxydes de fer <sup>±</sup> Chlorites (<sup>±</sup> Albite).

Le tableau 11 donne les principales paragenèses observées :

	Quartz	Pheng.	Carb.	Chlor.	Alb.	Opaq.	Tr.	Sph.
21714	+++	+	++	e	e	e		
2174	+++	++	+			e	e	
2489	++	++++	e		e	e		
291	+++++	+	e		(fente)	e		e
7240b	+++	++	e	e		e		

Tableau 11 - Paragenèses des séricitoschistes du Permo-Trias.

21714 et 2174 : Col du Grand Marchet, 2489 : Pic de la Vieille Femme, 291 : Cirque des Nants, 7240 b : Cirque des Nants (chlorites et micas blancs analysés tableau 2 et 6).

Les croix représentent la quantité relative des différents minéraux.

Opaq. : opaques - Tr. : Tourmaline - Sph. : spène.

La chlorite analysée, très pâle, se caractérise par une grande richesse en magnésium. Les micas blancs, souvent légèrement verdâtres, sont des phengites très substituées en fer et magnésium. Aucune substitution paragonitique n'a pu être mise en évidence dans ces roches.

Deux phases de cristallisations minérales (Quartz, Phengites, Carbonates) sont visibles et sont liées aux deux phases schistogènes de la tectonique alpine. Les compositions des phengites associées à l'une ou à l'autre de ces foliations ne présentent pas de différence. (cf. tableau 13 phengites très riches en Si).

Une analyse du Permo-Trias est donnée tableau 1. Particulièrement potassique, elle se distingue bien des analyses du Permien. Le potassium s'est exprimé exclusivement dans les phengites, aucun feldspath potassique n'a pu être mis en évidence. L'albite y est très rare, elle existe cependant en abondance dans des fentes.

#### - Le Permien.

Cet ensemble détritique polymorphe est représenté par un seul type de paragenèse minérale : Quartz - Albite - Micas blancs (Phengites  $\pm$  Muscovite  $\pm$  Paragonite) - Chlorites - Oxydes - Tourmaline  $\pm$  Calcite.

Le tableau 12 donne quelques paragenèses observées.

Il n'apparaît pas de différence dans la minéralogie des différents niveaux existant dans la série.

	Q	Alb.	Mic. bl.	Parag.	Chl.	oxydes	Carb.	Tr.	Sph.
Conglomérats									
8910	++	++	+	ε	+	+	+	ε	ε
896	+++	++	+	ε	+	+	ε		
295	++	++	+		+	+	ε	ε	ε
2481	++	++	++		+	+	ε	ε	ε
Détritiques fins									
7226 d	+	++	++	ε	+	+		ε	
899	+	+	++	ε	+	+		ε	
7216 a	+	++	++	ε	+	+	+	ε	
7226 c	++	+	++		+	+	+	ε	
237	+	++	+		++	+		ε	
7223 h	+	+	+		+++	+	ε		
2177	+++	+	++		+	+			

Tableau 12 - Paragénèses du Permien.

Q : quartz, Alb. : albite, Mic. bl. : micas blancs, Parag. : paragonite, Chl. : chlorite, Carb. : carbonates, Tr. : tourmaline, Sph. : sphène.

8910, 896, 7226 c, 7216 a, 7226 d et 899 : Cirque du Génepy -

295, 2481, 237 : Cirque des Nants - 7223 h et 2177 : Cirque du Dard.

Dans les échantillons 8910 et 237 les chlorites et micas blancs ont été analysés.

Le nombre de croix est grossièrement proportionnel à l'abondance du minéral.

Dans toutes ces roches, se sont développées deux tectoniques pénétratives. Une foliation de première phase est reprise plus ou moins intensément par une schistosité de crénulation. Dans cette dernière, la paragénèse alpine se développe également, c'est aussi une foliation. L'étude des rapports entre ces schistogénèses et les cristallisations métamorphiques permet de donner une chronologie des événements. La figure 3 les résume.

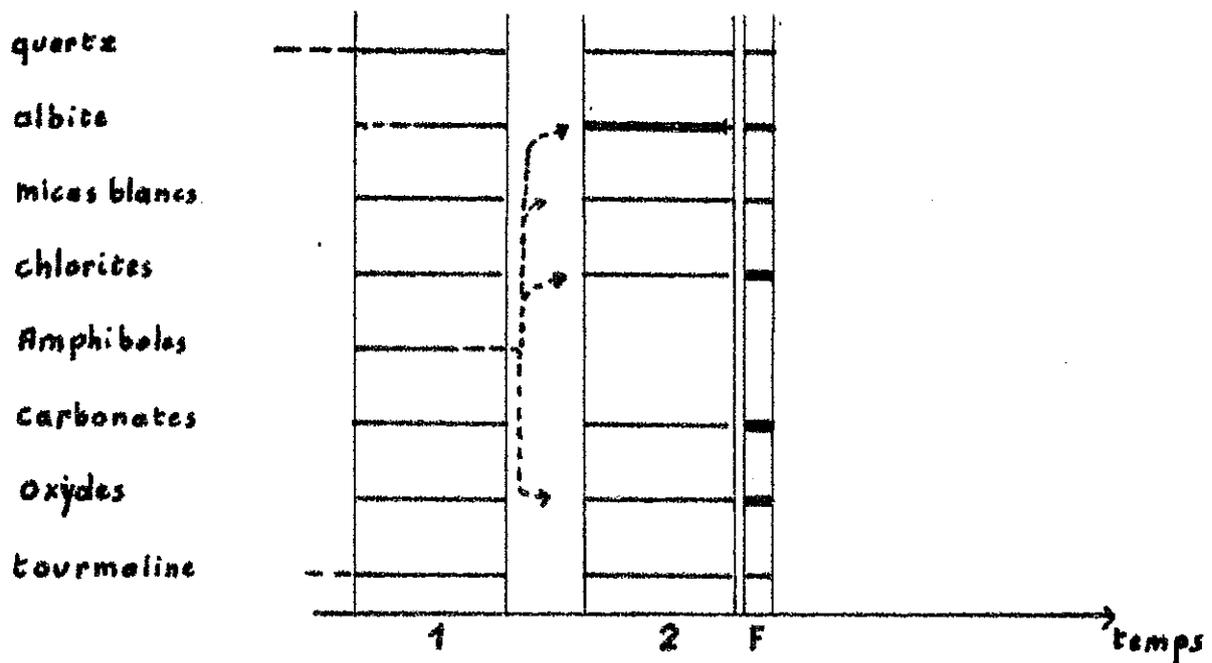


Fig. 3 - 1 : phase tectonique 1 - 2 : phase tectonique 2.

F : fentes.

Les albites liées à la première foliation sont souvent très petites. Les albites les plus tardives sont synchroniques de la deuxième phase tectonique (grosses albites tordues par  $P_2$ , albites hélicitiques, structures de début de la deuxième phase tectonique conservées dans des albites, ces albites étant antérieures à la fin de cette même deuxième phase : cf. étude structurale).

Les micas blancs et la chlorite se rencontrent dans les deux foliations. On remarque souvent que le long des plans de la schistosité de crénulation, se localisent des grandes albites en ocelle.

Dans toutes ces roches, l'association quartz-albite-micas blancs-chlorite, semble stable. Tous ces minéraux sont en contact les uns avec les autres. Les grandes albites conservent fréquemment des pseudomorphoses de minéraux précoces (amphiboles bleues ?) formées d'une association oxydes de fer  $\pm$  chlorite  $\pm$  micas blancs. L'amphibole bleue (crossite) n'a été rencontrée qu'une seule fois dans le Permien (échantillon localisé au Cirque du Dard). Elle est alors extrêmement rétro-morphosée et se présente comme des résidus au sein de grandes plages de chlorite. Ces pseudomorphoses se localisent essentiellement dans les conglomérats et microconglomérats situés au contact du socle. Dans certains gros galets de quartz, il existe des pseudomorphoses représentées par des associations d'oxydes et de chlorites brun-sombre (galets de socle avec minéraux anciens ?). Une analyse de ces chlorites, à la microsonde électronique (éch. 8910, tableau 13) ne montre pas de différence de composition avec les autres chlorites, à l'exception de la teneur en titane qui est particulièrement forte (2.06 %).

Au vu de cette forte teneur en titane, on peut penser que ces chlorites brun-sombre sont plutôt des pseudomorphoses de biotite que d'amphibole. Mais rien ne permet de l'affirmer avec plus de certitude.

Les chlorites et les micas blancs de deux échantillons représentatifs du Permien ont été analysés à la microsonde électronique (tableaux 2, 6 et 13).

	Permo-Trias 7240 b			Permien 237			8910		
	Chlorite	Micas blancs 1 2		Chlorite	Micas blancs 1 2		Chlorite	Mica blanc	Chlorite brune
Si	3.055	3.515 3.463		2.876	3.342 3.336		2.847	3.216	3.017
Al <sup>IV</sup>	0.945	0.485 0.537		1.124	0.658 0.664		1.153	0.784	0.983
Al <sup>VI</sup>	1.383	1.491 1.506		1.392	1.617 1.615		1.537	1.793	1.529
Ti	0.012	- -		-	0.015 -		0.01	0.027	0.175
Fe <sup>2+</sup>	1.232	0.234 0.277		2.047	0.225 0.244		2.792	0.103	2.360
Mg	3.12	0.342 0.340		2.36	0.221 0.220		1.38	0.131	1.486
Mn	0.01	- -		0.01	- -		0.047	-	-
Ca	0.005	0.007 -		0.005	0.018 -		0.01	0.003	-
Na	-	0.025 0.024		-	0.040 0.040		-	0.105	-
K	0.001	0.820 0.858		0.08	0.854 0.848		0.03	0.785	-

Tableau 13 - Paragénèses minérales analysées à la microsonde électronique dans le Permien et le Permo-Trias : formules structurales.

Dans l'échantillon du conglomérat (8910) à pseudomorphoses d'amphiboles ( ou de biotite ? ), la chlorite est particulièrement ferrifère; le mica blanc est peu substitué en phengite et présente une certaine substitution en paragonite.

Dans les roches chlorito-albitiques, sans trace d'amphiboles précoces (237), la chlorite est moins ferrifère, plus magnésienne; le mica blanc est plus substitué en phengite, la substitution en paragonite est très faible. Ces minéraux se présentent comme des intermédiaires entre les minéraux du Permo-Trias et ceux du conglomérat.

L'étude aux RX des micas blancs montre que les substitutions en paragonite se rencontrent essentiellement dans les roches à "cadavres" d'amphiboles précoces (tableau 12).

Il est aussi à remarquer que, lorsqu'il a été possible d'analyser des micas blancs appartenant pour l'un à la première phase tectonique et pour l'autre à la seconde, il n'a pas été mis en évidence de différence de composition (éch. 237, tableau 13, micas 1 et 2). Contrairement au Permo-Trias, les deux micas blancs sont moins substitués en phengites (Si : 3.34).

#### - Le Socle.

##### . Les roches basiques.

L'étude pétrographique des roches basiques découvertes sur le versant Ouest du massif de Chasseforêt permet de distinguer trois types principaux (cf. Etude lithostratigraphique).

1 er type : c'est une roche basique, massive, très dure, à cassure conchoïdale et à petits grenats (1 mm) visibles à l'oeil nu (éch. 7217 f, analyse tableau 1).

La paragenèse minérale est :

glaucophane-amphibole verte (extinction entre 10 et 20°)- micas blancs-grenat-pumpellyite-chlorite-albite-épidote-sphène-quartz-calcite-(biotite brune).

En lame mince, l'aspect très confus de la roche traduit le déséquilibre minéralogique de la paragenèse. Les amphiboles représentent la plus grande part de la roche. Le glaucophane très pâle, presque incolore, est le minéral le plus abondant. Il est toujours au contact de l'amphibole vert-pâle; celle-ci cristallise autour du glaucophane et apparemment aux dépens de celui-ci. En général, ces deux minéraux se déstabilisent en une chlorite très pâle aux teintes de polarisation dans les bleu-sombre. Les grenats souvent éclatés, paraissent relativement stables. Ils se déstabilisent localement en chlorite + calcite + épidote. Les contacts amphiboles-grenats sont fréquents. Leur association avec les amphiboles semble stable. Les épidotes sont en contact avec tous les autres minéraux. Ce sont des épidotes proches de la clinozoisite. On rencontre dans cette roche une pumpellyite pâle, très légèrement pléochroïque, et de teintes de biréfringence basses.

Les micas blancs sont relativement rares, leur étude aux RX montre que ce sont des muscovites ou des phengites, la paragonite y est absente.

La biotite brune, très rare, est en déséquilibre évident. Elle est remplacée par l'association glaucophane-amphibole verte.

On peut penser que dans cette roche, se sont développés les épisodes de métamorphisme suivants :

- stade à biotite-grenat-(épidote ?) (Hercynien ?)
- stade à glaucophane-grenat-épidote (la biotite se déstabilise)
- stade à amphibole verte-grenat-épidote-(pumpellyite?)(le glaucophane est légèrement instable?)
- stade de rétro-morphose des amphiboles en chlorite et des grenats en chlorite + calcite  $\pm$  épidote (pumpellyite ?).

2 ème type : roche basique sombre à glaucophane.

La paragenèse typique est :

glaucophane - chlorite - micas blancs - biotite verte - albite - grenat - calcite - quartz - oxydes  $\pm$  épidote  $\pm$  sphène.

Le tableau 14 suivant donne les paragenèses observées .

	Gl.	Chl.	Musc.	Pa.	Biot.v.	Alb.	Gr.	Calc.	Q.	Oxy.	Ep.	Sph.
894 a	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
7240 J	+	+	+	e	+	+	+	+	+	+	+	+
7216 b	+	+	+	e	+	+	+	+	e	+	+	+
Gen. 2d	+	+	+	e	+	+	+	+	e	+		

Tableau 14 - La paragonite a été recherchée au RX. L'échantillon 894 a du Cirque du Génèpy a été analysé, ainsi que ses minéraux. (7240 J : Cirque des Nants, 7216 b et Gen. 2d : Cirque du Génèpy).

Le glaucophane est plus ou moins abondant. Il est très souvent zoné avec un centre de couleur plus sombre que la périphérie qui est parfois très pâle. La limite des zones est très nette (Pl. E, Fig.1).

Il se déstabilise sur ses bords et dans les fractures (microboudins?) transverses, le plus généralement en chlorite + biotite verte ± micas blancs. Localement, dans une fracture, on peut voir la transformation du glaucophane en une amphibole bleu-vert (analyse tableau 15; ce type de glaucophane a été décrit par J. Bocquet sur le versant oriental du massif).

Le tableau 15 donne les analyses à la microsonde d'un glaucophane, de ses produits de rétro-morphose et des minéraux associés.

Parfois très grand, le glaucophane englobe les autres minéraux de la paragénèse. Quand il y a déstabilisation, le centre bleu sombre plus riche en fer, plus pauvre en silice et alumine, semble plus résistant à la rétro-morphose que la périphérie. Ce sont des ferroglaucophanes et des crossites. (cf. Minéralogie)

Les grenats sont souvent brisés et éclatés. Ils sont fortement déstabilisés en chlorite + oxydes ± calcite ± micas blancs. Il existe cependant des grenats bien conservés, ils sont alors inclus au sein d'une zone quartzo-albitique ou d'albite. On remarque qu'il n'existe pas de contact direct entre les grenats et le glaucophane, ces deux minéraux sont toujours séparés par une zone de rétro-morphose à chlorite qui se développe aux dépens du grenat et du glaucophane. Le grenat est un minéral précoce dans la roche, en effet il est antérieur à la foliation à glaucophane-micas blancs-chlorite qui se déforme autour du grenat en donnant des amandes cataclastiques (grenat + produits de rétro-morphose).

La déstabilisation du grenat et du glaucophane en présence l'un de l'autre semble être un caractère tardif.

	Glaucophane		Amphibole bleu-vert	Biotite verte	Chlorite <sub>(1)</sub>	Phengite	Grenat
	centre bleu	bord clair					
Si	8.116	8.191	8.430	2.932	2.831	3.440	5.887
Al <sup>IV</sup>	-			1.068	1.169	0.560	0.113
Al <sup>VI</sup>	1.607	1.802	1.545	0.235	1.346	1.470	3.913
Ti	0.02	0.015	0.034	0.076	0.041	0.003	0.017
Fe <sup>2+</sup>	2.348	1.843	1.917	1.448	2.682	0.311	3.638
Mg	1.080	1.073	1.170	0.841	1.745	0.322	0.295
Mn	0.044	0.039	0.064	0.035	0.107	-	0.658
Ca	0.011	0.018	-	0.002	-	-	1.750
Na	1.910	2.069	1.226	0.009	-	0.027	-
K	0.016	0.034	-	0.806	0.025	0.847	-

Tableau 15 - Formules structurales des minéraux de la paragenèse d'une roche basique 894 a du Cirque du Gënëpy (analyses à la microsonde électronique).

Le glaucophane zoné analysé est microboudiné; dans la fracture de cette baguette de glaucophane, croissent successivement du bord vers le centre : une amphibole bleu-vert et une biotite verte. Sur ses bords, le glaucophane se déstabilise en chlorite<sub>(1)</sub>. La phengite est associée à ces minéraux. Le grenat n'est pas au contact de cette association. Le fer total analysé à la microsonde est donné en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, il a été converti en FeO.

Le grenat analysé est almandin à 55 % et grossulaire à 20 %.

Les chlorites sont des produits de déstabilisation du glaucophane, des grenats et aussi certainement de biotites anciennes (il existe des chlorites qui ont tous les caractères des chlorites de déstabilisation de biotites et qui sont englobées dans des glaucophanes). Les chlorites peuvent être très abondantes dans la lame et associées aux micas blancs en lamelles symplectiques. Ce sont des chlorites très colorées, aux teintes de biréfringence dans les brun-sombre, très ferrifères, s'apparentant aux brunsvigites (cf. Minéralogie).

Les épidotes sont précoces et souvent englobées dans les glaucophanes.

Les biotites vertes (tableau 15) sont des produits de la rétro-morphose du glaucophane mais on peut en rencontrer dans la foliation, associées à la chlorite et aux micas blancs, indépendamment des glaucophanes.

Le quartz est peu abondant.

Les micas blancs sont des phengites (analyse à la microsonde, tableau 15). L'analyse radiocristallographique des micas montre qu'il existe de la paragonite. Ils sont associés avec tous les autres minéraux, certains d'entre eux proviendraient de la déstabilisation des glaucophanes et des grenats.

On peut distinguer les paragénèses successives suivantes :

- une paragénèse ancienne à grenat-micas blancs-biotites-(épidotes?).
- une première paragénèse alpine à glaucophane + (albite)+ micas blancs + quartz + chlorite (rétromorphose de biotites?) +

calcite  $\pm$  épidote. Le grenat est stable avec le glaucophane.

- une deuxième paragénèse alpine à chlorite + biotite verte + albite + calcite + quartz + micas blancs  $\pm$  amphibole bleu-vert (le grenat et l'amphibole bleue se déstabilisent et ne sont plus stables ensembles).

Il existe des roches basiques de même type que les précédentes, mais les grenats y sont absents. La paragénèse est alors glaucophane + chlorite + albite + micas blancs + calcite + quartz + oxydes  $\pm$  biotite verte  $\pm$  sphène  $\pm$  apatite.

Le glaucophane forme de très grandes baguettes, plus sombres dans l'ensemble, et moins déstabilisées en chlorite  $\pm$  biotite verte que dans les roches précédentes. Les baguettes de glaucophane pâle sont plus déstabilisées que les autres. Il existe deux générations de glaucophane, dont l'une est très tardive. Il semble donc qu'il y ait deux phases de cristallisation du glaucophane. La zonation du glaucophane est parfois inverse de précédemment (glaucophane pâle au centre). Certains glaucophanes précoces fossilisent des structures plissées en chevron (structures hercyniennes?).

La chlorite peut être primaire. En général très colorée, il existe des chlorites plus pâles associées à des carbonates riches en fer.

La biotite verte se rencontre également dans la foliation, associée à la chlorite et aux micas blancs.

De grandes albites tardives englobent toute la paragénèse précoce (glaucophane-albite - calcite-oxyde-quartz).

La calcite peut être très abondante et présenter les mêmes caractères tardifs que l'albite.

3 ème type : roche verte massive chlorito-albitique  
(éch. 7238 du Dôme des Sonnailles).

La paragenèse est : chlorite + albite + quartz + micas blancs + oxydes + carbonates Fe + glaucophane.

Le glaucophane, rare, est en relique dans les albites.

La chlorite, existe aussi bien dans la foliation 1 que dans la foliation 2. Elle a un pléochroïsme vert pâle et polarise en brun-foncé. Elle est associée aux micas blancs en lamelles symplectiques. Elle est très abondante.

Les albites sont très grandes, abondantes et forment des ocelles interpénétrées sur leurs bordures avec les autres minéraux.

Les minéraux opaques abondent. Le quartz est relativement fréquent.

On peut retrouver deux paragenèses successives :

- micas blancs-chlorite-quartz- glaucophane-(albite)
- micas blancs-chlorite-quartz-oxydes (le glaucophane est totalement absent de cette paragenèse).

Sur le versant oriental du massif, il existe une série de metabasites liées au socle. Elles ont été décrites par F. Ellenberger (1958) et J. Bocquet (1974).

Ces roches se distinguent des metabasites du versant occidental par :

- les traces de paragenèses hercyniennes de type amphibolite apparaissent nettement (grenat-amphibole verte- biotite brune).

- le glaucophane et le grenat sont souvent en contact, sans trace de déstabilisation, et montrent en général une rétro-morphose moindre.

- les épidotes sont abondantes dans toutes ces roches et sont souvent associées aux grenats.

- la taille des minéraux est plus grande.

Ceci témoigne peut-être d'une différence d'intensité du métamorphisme alpin (et peut-être même hercynien) entre l'Est et l'Ouest du massif, lors des stades précoces et tardifs.

. Les micaschistes gris et les roches associées.

Dans cet ensemble métamorphique d'origine sédimentaire, on peut distinguer les micaschistes gris s.s., appelés micaschistes de l'Arpont, et les paraglaucophanites.

. Les paraglaucophanites :

Il existe au Cirque du Dard, un ensemble de roches très riches en glaucophane s.l., formées d'une alternance de lits clairs (pluri-millimétriques) micacés, et de lits bleu-sombre. Leur nature sédimentaire a été précédemment montrée (Diag, H. de la Roche et al 1974).

La paragenèse est :

glaucophane + micas blancs potassiques + paragonite + albite + quartz + chlorite + oxydes  $\pm$  pyroxènes jadéitiques aegyriniques  $\pm$  grenats  $\pm$  rutile  $\pm$  carbonates Fe  $\pm$  sphène  $\pm$  tourmaline.

Au microscope, la roche apparaît le plus souvent composée de lits où s'individualisent les deux paragenèses principales suivantes :

- lits à glaucophane + quartz + chlorite  $\pm$  micas blancs  $\pm$  albite  $\pm$  oxydes.

- lits à micas blancs + albite  $\pm$  glaucophane  $\pm$   
chlorite + oxydes.

Les glaucophanes sont généralement très pâles et peu zonés. Ils sont allongés dans la foliation et il n'est pas rare qu'ils soient microboudinés, avec parfois cristallisation d'une amphibole bleu-sombre entre les microboudins (crossite?). Le glaucophane est syncinématique de deux phases de plissements superposées. La première a individualisé la foliation principale, la deuxième reprend les lits à glaucophane en replis intrafoliaux, et a tendance à développer une deuxième foliation à glaucophane et micas blancs orthogonale à la première. On observe des arcs polygonaux de glaucophane autour des plis  $P_2$ . L'axe c des glaucophanes a très souvent tendance à s'orienter dans une direction proche de l'axe des plis  $P_2$ . (Dans un article précédent "Etude lithostructurale de la retombée Ouest du massif de Chasseforêt", nous avons vu que les axes c du glaucophane s.l. étaient toujours orientés dans la direction de glissement (NW-SE) et qu'au Cirque du Dard, les plis  $P_2$  (E-W) sont sub-parallèles à cette direction). Certaines baguettes de glaucophane s.l. reprises dans un pli  $P_2$  d'axe normal à leur allongement, se tordent et tendent à se "dissoudre" dans la tête du pli, tandis qu'elles s'épaississent dans les flancs.

Le tableau 16 donne les formules structurales des minéraux analysés à la microsonde électronique.

Le glaucophane s.l. est relativement stable, il se rétro-morphose localement sur le bord des lits et entre les micro-boudins, en chlorite. La biotite verte est absente.

Les pyroxènes sont petits, entourés d'une frange d'oxydes.

	2888 d				2171				
	glaucophane	chlorite	mica blanc	pyroxène	glaucophane centre clair	bord sombre	chlorite	phengites	
Si	8.304	2.976	3.236	2.130	7.860	8.081	2.843	3.348	3.350
Al <sup>IV</sup>	-	1.024	0.764		0.140	-	1.157	0.652	0.650
Al <sup>VI</sup>	1.823	1.469	1.487	0.547	1.693	1.824	1.353	1.620	1.668
Ti	-	-	-	0.011	0.023	0.022	0.01	0.05	0.010
Fe <sup>2+</sup>	1.526	2.305	0.199	0.376	1.652	1.815	1.94	0.167	0.171
Mg	1.282	2.075	0.264	0.038	1.851	1.561	2.405	0.322	0.328
Mn	-	0.07	-	-	0.088	0.096	0.125	-	-
Ca	0.052	0.025	0.024	0.040	0.093	0.092	0.04	0.033	0.034
Na	1.860	-	0.028	0.863	1.635	1.684	-	0.030	0.031
K	0.017	0.02	0.834	0.033	0.042	0.052	0.045	0.711	0.725

Tableau 16 - Formules structurales des minéraux des paragenèses minérales des glaucophanites du Cirque du Dard.

Ils se rencontrent au sein des albites, parfois au sein de glaucophane, très rarement dans la foliation. J. Bocquet (thèse 1974), en décrit dans des roches semblables sur le versant oriental du massif, où ils sont plus abondants. Une analyse à la microsonde a été effectuée sur ces pyroxènes, ainsi que sur les minéraux associés (tableau 2 et 16, éch. 2171 et 2888 D). Ils sont jadéitiques à 55 % et aegyriniques à 35 %.

Les amphiboles bleues sont des glaucophanes s.s.. Les légères zonations observées déplacent leurs compositions vers les ferroglaucophanes et les crossites.

Les micas blancs (analyse tableau 16) sont fortement substitués en phengites. Les RX ainsi que la microsonde montrent l'existence de paragonite au sein de grandes plages micacées, sans association directe avec le glaucophane (Pl. E, Fig. 3 et 4).

La chlorite provient de la rétro-morphose des glaucophanes s.l., mais peut être aussi une néogénèse dans la foliation. (analyse tableau 16). C'est alors une chlorite moyennement ferri-fère du type de la ripidolite ou de la brunsvigite.

L'albite est présente dans toute la roche et semble être apparue précocement. Son plus grand développement est cependant tardif.

Ces albites ne sont jamais post-cinématiques.

Les grenats sont petits, rares, peu chloritisés et ne se rencontrent qu'au sein des zones micacées.

La chronologie des événements est difficile à établir, il apparaît cependant que :

- le grenat est très précoce et peut-être un minéral de la paragénèse ancienne.

- la première paragénèse alpine serait à glaucophane + chlorite + phengite + paragonite + (albite) + pyroxène. Le grenat se déstabiliserait au contact du glaucophane (il ne serait conservé que dans les albites et les zones uniquement micacées).

- le glaucophane est encore contemporain de la deuxième phase de plissement avec l'albite et les micas blancs. Une légère rétro-morphose tardive développe la chlorite.

#### . Les gneiss albitiques à grenats

Ce sont des roches massives, claires, finement litées, sans autres structures visibles à l'oeil nu. On en a rencontré deux affleurements, l'un au Cirque du Dard, l'autre au Cirque du Petit Marchet.

La paragénèse est (éch. 7237) :

quartz-micas blancs-chlorite-albite-amphibole bleue-grenats-oxydes-calcite-zircon-épidotes-sphène.

Le quartz et les micas blancs sont abondants et de taille relativement petite. Les foliations alpines sont peu marquées.

Les grenats sont très abondants, de petite taille, peu éclatés, peu chloritisés et ont leur forme propre. Ils ont des structures en atoll très nettes, avec un coeur contenant souvent des inclusions minérales (épidotes). La couronne n'est pas toujours complète et peut être interrompue par des minéraux de la paragénèse (quartz).

La limite est soulignée par une différence de réfringence et par des minéraux de très petite taille (oxydes, micas blancs) (Pl.F). Une analyse à la sonde a été faite, elle confirme la zonation visible au microscope. La couronne est un grenat almandin à 56 % et grossulaire à 31 %; le coeur est un grenat zoné plus pauvre en almandin et plus riche en spessartine (cf. Minéralogie).

L'amphibole bleue est très pâle, son angle d'extinction est légèrement oblique (5 °). Elle est très fortement rétro-morphosée en chlorite + oxydes  $\pm$  micas blancs  $\pm$  albite.

L'association grenat-amphibole n'est pas stable. Ces deux minéraux se déstabilisent en une association à chlorite + micas blancs + albite + calcite.

Les grenats se déstabilisent préférentiellement par la limite de la couronne et par les fractures transversales.

#### . Les micaschistes gris s.s.

C'est un ensemble homogène de micaschistes albitiques de teinte gris-argenté. Une nuance verte ou bleue de la roche peut exister selon l'abondance plus ou moins forte de la chlorite et du glaucophane.

La paragénèse est :

quartz-micas blancs (phengites  $\pm$  muscovite  $\pm$  paragonite) + albite + oxydes  $\pm$  glaucophane s.l.  $\pm$  grenats  $\pm$  carbonates  $\pm$  sphène  $\pm$  épidotes  $\pm$  zircon  $\pm$  rutile  $\pm$  tourmaline  $\pm$  apatite.

Les paragénèses des roches étudiées à la microsonde sont données dans le tableau 17.

	Q.	Mic.bl.	Chl.	Alb.	Glau.	Oxy.	Calc.	Tr.	Zr.	Apa.	Epi.	Sph.	Par.
94 b	+	+	+	+		+	+	+	+	+			
215 f	+	+	+	+	(+)	+	+	+					
245 i	+	+	+	+	+	+	+		+		+	+	+

Tableau 17 - Paragénèses des micaschistes étudiés.

Q : quartz, Mic. bl. : micas blancs, Chl. : chlorite, Alb. : albite, Glau. : glaucophane, Oxy. : oxydes, Calc. : calcite, Tr. :tourmaline, Zr. : zircon, Apa. : apatite, Epi. : épidote, Sph. : sphène, Par. : paragonite.

Les analyses de ces paragénèses ont été effectuées à la microsonde électronique. Les formules structurales en sont données dans le tableau 18.

Dans toutes les roches des micaschistes gris du socle, l'amphibole bleue a été présente. Elle est à des stades de rétro-morphose plus ou moins avancés. On peut distinguer :

- des micaschistes gris au glaucophane partiellement ou totalement rétro-morphosé.
- des micaschistes gris au glaucophane peu ou pas rétro-morphosé.
- des micaschistes gris au glaucophane à l'état de reliques.
- des micaschistes gris intermédiaires entre les micaschistes gris à glaucophane et les glaucophanites.

	894 b					7215 f			7245 i		
	Chlorites		Micas blancs			Chlorites		Phengite	glaucophane	chlorite	phengite
	1	2	4	5	6	1	2				
Si	2.836	2.848	3.200	3.288	3.293	2.848	3.811	3.456	8.139	2.867	3.191
Al <sup>IV</sup>	1.164	1.152	0.800	0.712	0.802	1.152	0.189	0.544	-	1.133	0.809
Al <sup>VI</sup>	1.442	1.371	1.780	1.706	1.751	1.201	2.052	1.688	1.813	1.395	1.796
Ti	-	-	0.009	0.014	0.025	-	-	-	0.028	-	0.003
Fe <sup>2+</sup>	2.570	2.61	0.144	0.095	0.083	2.79	2.596	0.174	1.860	2.54	0.135
Mg	1.725	1.807	0.130	0.217	0.171	1.875	0.240	0.141	1.169	1.807	0.149
Mn	0,1	0.07	-	-	-	0.072	0.061	-	0.076	0.125	-
Ca	-	0.01	0.01	-	-	0.01	-	0.012	0.046	0.04	0.003
Na	-	-	0.064	0.093	0.106	-	-	0.076	1.771	-	0.098
K	0.03	-	0.795	0.869	0.833	0.025	0.237	0.817	0.016	0.025	0.811

Tableau 18 - Formules structurales des minéraux des paragenèses des micaschistes gris, analysés à la microsonde électronique.

894 b : les numéros de 1 à 6 se rapportent aux minéraux de l'association représentée Fig. 4.

7215 f : 1: chlorite verte normale-2 : chlorite en "vermicules" très pâle de pseudomorphose d'une amphibole, associée à de très petits micas blancs et du quartz (les fortes teneurs en SiO<sub>2</sub> et K<sub>2</sub>O sont dues à la très petite taille des minéraux, taille qui était inférieure à la définition de la sonde).

7245 i : il existe dans certains de ces micas, une substitution paragonitique (Na<sub>2</sub>O = 2.69%, K<sub>2</sub>O = 6.22%).

Dans toutes ces roches, le quartz et les micas blancs représentent une part importante de la paragenèse. Les micas blancs soulignent particulièrement bien les deux foliations alpines ( $S_1$  et  $S_2$ ) symmétamorphes. Ces deux tectoniques pénétratives se superposent à une foliation métamorphique ancienne.

La calcite semble liée, en général, à la rétro-morphose des grenats. Elle n'est pas présente partout, et n'est jamais en très grande abondance.

Les minéraux opaques sont des oxydes de fer. Ils sont présents dans toutes roches et sont un des produits de la rétro-morphose des amphiboles, des grenats et peut-être de biotites anciennes. Dans les albites et parfois dans les glaucophanes, ils soulignent la trace de foliations antérieures.

Les autres minéraux, sphène, épidotes, zircons, apatite, tourmaline, rutile, ne dépassent jamais en abondance ce que l'on rencontre couramment comme minéraux accessoires. Le sphène est le plus abondant et le plus répandu d'entre eux, il est parfois groupé dans de petits lits; son inclusion fréquente avec des épidotes au sein de grenats traduit une origine ancienne.

- Les micaschistes gris à glaucophane peu ou pas rétro-morphosé.

L'échantillon 7245 i du Cirque du Gênepy, analysé à la microsonde est typique de cet ensemble.

La plus grande partie du glaucophane apparaît comme synchronématique de la deuxième phase tectonique. Il cristallise sous forme de grandes baguettes poecilithiques autour de minéraux plus

précoces. Ces glaucophanes sont allongés dans la schistosité de crénulation, ils forment des arcs polygonaux autour des micro-plis  $P_2$ . Certaines très grandes baguettes sont plus tardives encore et croissent en rosette à travers toutes les structures. On peut rapporter à la première phase tectonique alpine des glaucophanes petits et pâles, situés au sein de la foliation  $S_1$ . Le glaucophane est également réparti dans la roche et ne forme pas de niveaux particuliers comme dans les glaucophanites par exemple.

En général, les glaucophanes tardifs présentent toujours un commencement de rétro-morphose à partir des extrémités des baguettes et le long des fractures.

Les grenats ne sont pas présents dans l'échantillon 7245 i, mais on en a observés dans de nombreuses lames minces de ce type de roche.

Ils sont toujours brisés, éclatés, et plus ou moins rétro-morphosés. Les grands glaucophanes sont postérieurs à l'éclatement de ces grenats. Il n'est pas rare d'observer une baguette d'amphibole bleue intacte, englober les débris d'un même grenat. Dans une roche, les rapports entre les grenats et les glaucophanes sont divers. On peut observer le contact grenat-amphibole sans déstabilisation; le contact grenat-amphibole avec chloritisation du grenat le long de la limite; le contact grenat-amphibole avec rétro-morphose des deux minéraux en une association à chlorite + oxydes + micas blancs + albite.

Dans certains cas, il semble que le glaucophane associé à des micas blancs et du quartz, se soit développé aux dépens du

grenat; on rencontre en effet des pseudomorphoses de grenats représentées par une telle association minérale. Dans le cas d'un grenat inclus au sein d'un glaucophane, il existe dans ce dernier, une zonation plus sombre centrée sur le grenat. Ce qui laisse à penser à un certain nourrissage en fer de l'amphibole aux dépens du grenat.

Il apparaît donc que les grenats ont des caractères nets d'antériorité par rapport à certains minéraux alpins, et il est possible de penser, avec J. Bocquet, à une origine ancienne du grenat.

- Les micaschistes gris au glaucophane partiellement ou totalement rétrotransformés.

L'échantillon 894 b est un type de roche présentant les mêmes caractères que l'échantillon 7245 i riche en glaucophane tardif, le glaucophane y est cependant entièrement rétrotransformé en chlorite. La figure 4 montre un type de rétrotransformation; chaque minéral a été analysé et sa formule structurale est donnée dans le tableau 18. L'échantillon 7215 f est semblable, le glaucophane n'y est cependant pas totalement déstabilisé. Cette roche est en outre plus riche en quartz et les amphiboles y sont moins abondantes.

On rencontre deux types de rétrotransformation, l'une en une chlorite très ferrifère, localement oxydée (éch. 894 b, tableau 18), l'autre en une chlorite pâle, en vermicule, associée à de très petits micas blancs et du quartz. L'analyse à la microsonde traduit cette association de minéraux de taille inférieure à la définition de la sonde (richesse en silice, potassium, pauvreté en magnésium et total très faible pour la chlorite).

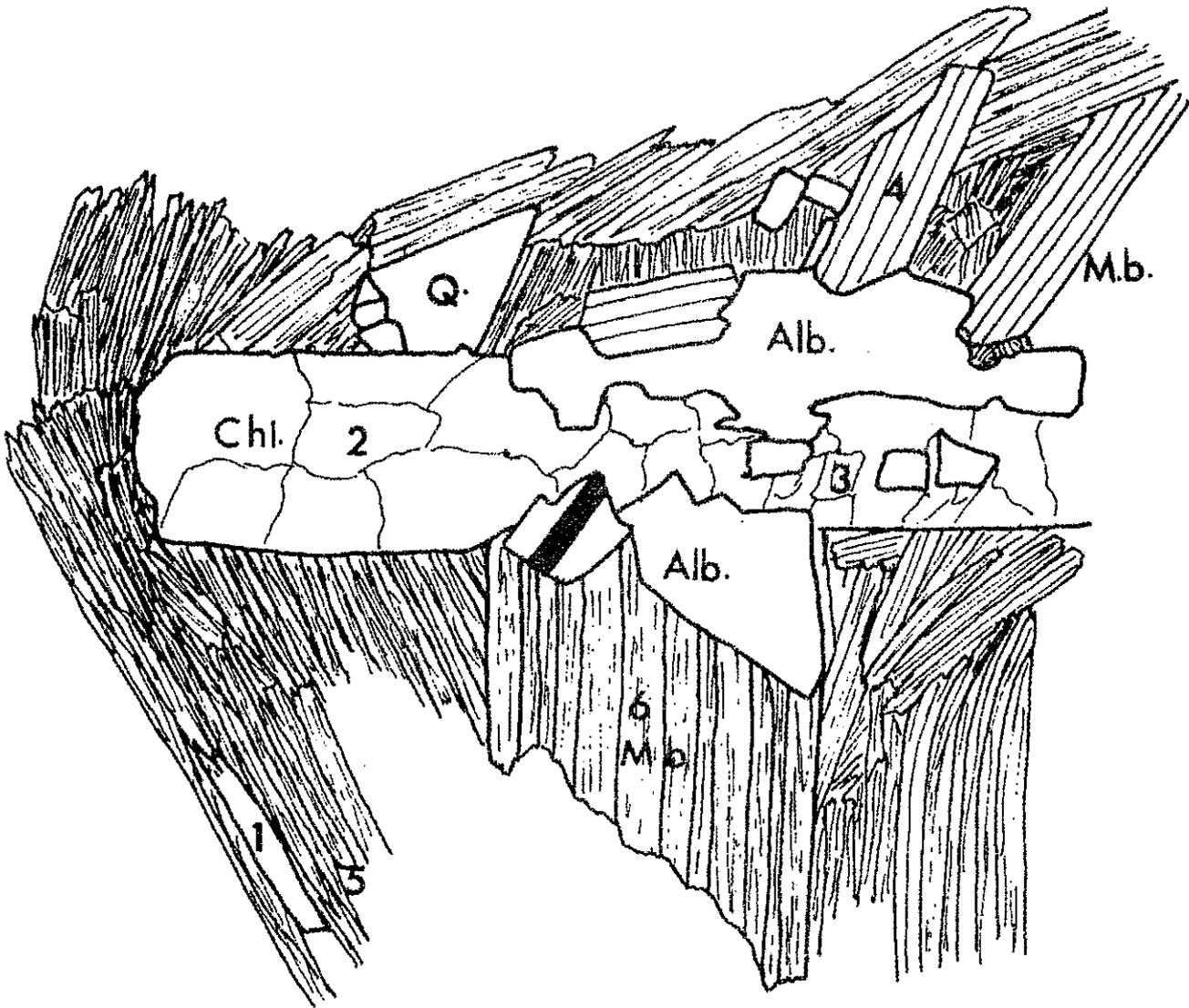


Fig. 4 - éch. 894 b : pseudomorphose d'une baguette de glaucophane par de la chlorite, associée à des micas blancs, des albites et du quartz. Ces minéraux ont été analysés et sont donnés dans le tableau 18.

Q : quartz - Alb : albite - 1 et 2 Chl : chlorite - 3 : chlorite oxydée - 4, 5, 6 : micas blancs (M.b.).

- Micaschistes gris où le glaucophane est relique.

Ce sont les roches du socle les plus externes, elles sont situées à l'Ouest, en pincées dans le Permien.

Une foliation  $S_1$  à quartz-chlorite-micas blancs est recoupée par une foliation  $S_2$  ayant la même composition. De grandes albites en ocelles croissent au cours de la deuxième phase. On peut déterminer deux stades de croissance de ces albites. Une première phase fossilise une foliation  $S_1$  tordue ou non en "crochon", à micas blancs-quartz-petites albites-glaucophane-petits grenats. Ces deux derniers minéraux sont fortement rétro-morphosés. Une deuxième phase de croissance de l'albite fossilise une partie de la schistosité  $S_2$  qui est légèrement déformée sur les albites du premier stade. Cette couronne albitique présente des structures syncinématiques avec la  $S_2$ , qui continue donc à évoluer dans ses derniers stades, postérieurement aux dernières cristallisations albitiques (cf. analyse structurale de la retombée Ouest du massif de Chasseforêt, article précédent).

Dans ces roches, le glaucophane appartient aux stades précoces de l'orogénèse. Les stades tardifs étant représentés par une cristallisation essentiellement albitique et chloritique.

- Micaschistes intermédiaires entre les micaschistes gris à glaucophane et les glaucophanites.

Au Cirque du Dard et au Cirque du Génepy, de telles roches existent. Elles sont plus riches en quartz, et le glaucophane est plus dispersé dans la roche que les glaucophanites. Le glaucophane a recristallisé lors de la deuxième phase, mais il apparaît que le glaucophane précoce est plus abondant que dans les micaschistes gris s.s.

On observe des structures syntectoniques particulières au glaucophane, tels des groupements en "boule" de sections basales d'amphiboles (orientation des axes c des glaucophanes dans la direction de glissement ?).

Des grenats, le plus souvent isolés au sein de plages micacées, existent.

- III - LES CONDITIONS D'EQUILIBRE DES ASSOCIATIONS MINERALES  
ETUDIEES.

a) Méthode d'étude.

Les minéraux rencontrés dans les paragenèses des miacschistes paléozoïques sont :

Le quartz, l'albite, la paragonite, les phengites, les amphiboles bleues, la chlorite, la biotite verte, le grenat, une jadéite aegyrinique, l'hématite.

C'est un système complexe à neuf constituants :  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ .  
Il importe de fixer le nombre de constituants inertes déterminants (G. Guitard 1970). L'existence du quartz dans toutes les roches permet de considérer  $\text{SiO}_2$  comme un constituant en excès (G. Guitard 1970). Le fer ferrique, bien que relativement abondant dans la roche, ne détermine essentiellement que la cristallisation de deux

minéraux : l'hématite et le pyroxène aegyrinique. Ce dernier étant très rare, le  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ne sera pas pris en considération. Il en est de même pour le CaO qui ne rentre que dans les carbonates (accessoires dans nos roches), les épidotes et le grenat, mais elle ne détermine pas l'apparition de ce dernier (G. Guitard 1970-1971).

Le FeO et le MgO ne seront pas individualisés, d'une part parce que la microsonde électronique ne permet pas de différencier FeO et  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  dans les minéraux, ce qui conduit à une imprécision sur la teneur en FeO, et d'autre part, parce que le comportement de FeO et MgO dans les minéraux envisagés est semblable (sauf pour le grenat; ce problème sera discuté plus loin).  $\text{H}_2\text{O}$  sera considérée comme un constituant en excès. On arrive ainsi à un système à quatre constituants inertes déterminants :  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , Fe-MgO, qui pourront, dans nos roches, constituer 8 minéraux réactionnels : albite-paragonite-phengites-glaucophane-chlorite-biotite verte-grenat-feldspath potassique. Ce dernier minéral, très rare, n'a pas été considéré.

J.R. Kienast et C. Triboulet (1972) ont étudié la stabilité du glaucophane, de la paragonite, de la chlorite, de l'albite et du chloritoïde, dans un système à trois constituants :  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}$ , Fe-MgO. L'étude de la paragénèse alpine de la Vanoise méridionale a été envisagée dans ce système. Or il n'a jamais été rencontré de chloritoïde dans nos roches, bien que le chimisme de certaines d'entre elles les situe dans le domaine du chloritoïde.

La phengite est alors apparue comme devant avoir un rôle important dans l'équilibre paragénétique.

Les associations des minéraux réactionnels peuvent être représentées sur le tétraèdre des concentrations  $K_2O$ ,  $Al_2O_3-Na_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe-MgO$ .

Si le système graphique de représentation tétraédrique permet de visualiser les différents sub-faciès possibles avec un certain nombre de minéraux réactionnels en fonction de conditions physiques variables, il ne permet pas de figurer avec exactitude les sub-faciès possibles pour une composition chimique donnée de la roche.

Il a été fait une résolution mathématique du système :

Soit un tétraèdre dont les sommets sont les points X, Y, Z, W. Soit un point a et quatre points 1, 2, 3, 4 situés au sein de ce tétraèdre (Fig. 5). Les points a et 1, 2, 3, 4 sont définis au sein du tétraèdre par leurs coordonnées x, y, z, w, tel que  $x + y + z + w = 100$  et  $x, y, z, w > 0$ . Il est possible de connaître la place du point a par rapport au tétraèdre intérieur défini par les points 1, 2, 3, 4. Il faut effectuer un changement d'axe; ce qui revient à résoudre le système suivant :

$$\begin{bmatrix} x_1 & x_2 & x_3 & x_4 \\ y_1 & y_2 & y_3 & y_4 \\ z_1 & z_2 & z_3 & z_4 \\ w_1 & w_2 & w_3 & w_4 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x' \\ y' \\ z' \\ w' \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_a \\ y_a \\ z_a \\ w_a \end{bmatrix}$$

$x', y', z', w'$  sont les coordonnées cherchées du point a par rapport au tétraèdre 1, 2, 3, 4.

Le point a sera à l'intérieur du tétraèdre 1, 2, 3, 4 si

$$x', y', z', w' \geq 0.$$

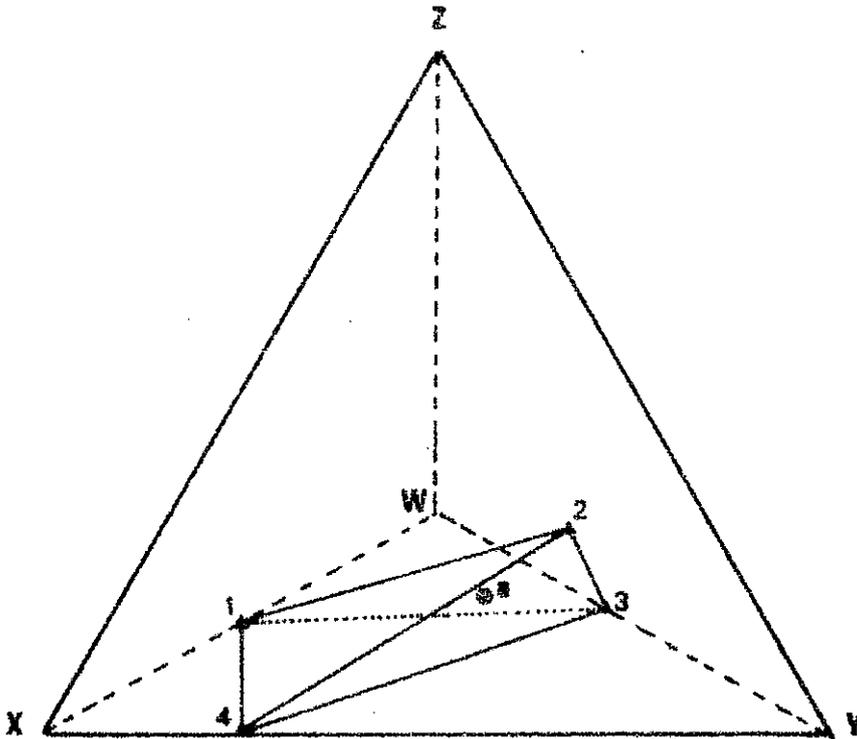


Fig. 5 -

Un programme sur ordinateur a été mis au point afin de traiter de tels systèmes appliqués à l'étude des équilibres pétrographiques des minéraux réactionnels de la paragenèse alpine étudiée dans le tétraèdre des concentrations  $K_2O$ ,  $Al_2O_3-Na_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO-MgO$ .

Le programme établi, permet de dire si la composition de la roche est située à l'intérieur ou à l'extérieur d'une association tétraédrique de minéraux réactionnels, et donne le pourcentage positif ou négatif (dans le cas d'une solution extérieure) de chaque minéral dans la roche (pour les constituants inertes déterminants choisis).

Par exemple, pour l'échantillon Permien 237, il a été envisagé quatre paragénèses possibles. Après traitement, les résultats ont été :

1) albite-glaucophane-phengite-paragonite

-8.9      24.77%      53.85%      30.41%

Solution extérieure.

2) albite-chlorite-phengite-paragonite

4.86%      24.10%      53.80%      17.24%

Solution intérieure.

3) albite-glaucophane-phengite-chlorite

22.98%      -32.51      53.85%      55.78%

Solution extérieure.

4) glaucophane-chlorite-phengite-paragonite

8.73%      15.59%      53.80%      21.88%

Solution intérieure.

Il apparaît que, seules les paragénèses 2 et 4 peuvent être chimiquement stables dans la roche, mais que dans le cas de l'association 1, une faible variation de la composition de la roche vers le pôle albite (-8.9) permettrait de stabiliser dans la roche, l'association glaucophane-phengite-paragonite  $\pm$  albite.

Il est à remarquer que la méthode mathématique utilisée, peut être employée pour des systèmes à plus de quatre composants. Le programme établi, permet de traiter un système comprenant jusque dix constituants, ce qui dépasse largement le nombre de constituants inertes déterminants dans les roches. La représentation graphique du système ayant un nombre de constituants supérieur à quatre est cependant délicate. Néanmoins, l'étude de tels systèmes pourrait ultérieurement être envisagée.

Les compositions utilisées pour les minéraux sont celles qui ont été obtenues à la microsonde électronique, au sein des paragénèses des roches étudiées. Le fer total, donné en  $Fe_2O_3$  a toujours été converti en FeO. Pour le glaucophane, on a utilisé une analyse par voie humide (tableaux de la première partie).

Pour avoir un système homogène, tout l'aluminium des minéraux a été compté.

b) Discussion des équilibres paragénétiques.

Le tableau 19 résume les paragénèses étudiées.

	éch.	Q.	Alb.	Par.	Ph.	Chl.	Gl.	Ps.Gl.	Gr.	B.v.	Pyr.
Permien	7240 b	+			+	+					
	237	+	+		+	+					
	8910	+	+	+	+	+		+			
Socle	894 b	+	+		+	+		+			
	7215 f	+	+		+	+	+	+			
	7245 i	+	+	+	+	+	+				
	2171	+	+	+	+	+	+				
	2888 D	+	+	+	+	+	+		+		+
R.B.894 a	+	+	+	+	+	+		+	+		

Tableau 19 - Q : quartz, Alb. : albite, Par. : paragonite, Ph. : phengite, Chl. : chlorite, Gl. : glaucophane, Ps.Gl. : pseudomorphose de glaucophane, Gr. : grenat, B.v. : biotite verte, Pyr. : pyroxène. R.B. : roche basique. Ces abréviations sont utilisées dans les tétraèdres (Fig. 6, 7...).

- Le Permo-Trias, échantillon 7240 b.

Il est placé, avec sa minéralogie dans le tétraèdre de la Fig. 6.

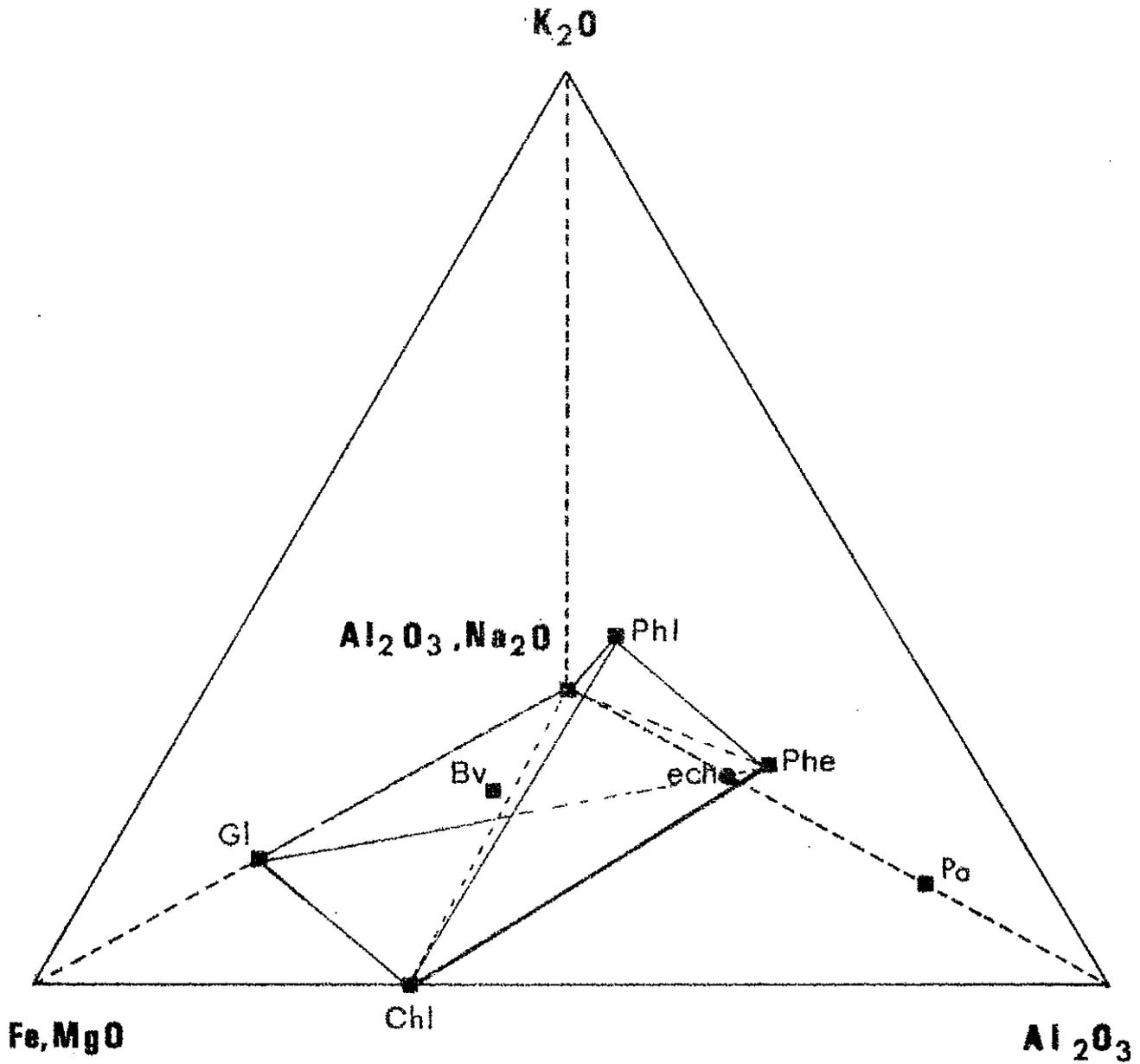


Fig. 6 - Tétraèdre des concentrations.

échantillon du Permo-Trias, 7240 b, à phengite-chlorite (abréviations : cf. tableau 19).

La composition de l'échantillon est très proche de la ligne chlorite-phengite. Il a été traité dans l'association : chlorite-phengite-albite-glaucophane. La solution est extérieure, avec Chl. = -8.5, Ph. = 95%, Alb. = -8, Gl. = 21%. Ce qui signifie que la composition de la roche se situe en avant du plan Gl.-Chl.-Ph. et au-dessus du plan Gl.-Alb.-Ph. La roche pourrait ainsi être en équilibre dans l'association biotite verte-phengite-albite-chlorite ou dans l'association phlogopite-phengite-albite-chlorite. Cependant, la biotite verte et la phlogopite, n'ont jamais été rencontrées dans le Permo-Trias (la phlogopite existe dans le Trias calcaire au contact du Paléozoïque en Vanoise méridionale, G. Goffé-Urbano, inédit).

Si la méthode mathématique utilisée ne dépasse pas les possibilités de précision des analyses chimiques (on pourrait alors considérer que la minéralogie de la roche est en équilibre avec sa composition), la chlorite et la phengite analysées ne sont pas en équilibre. Une diminution de la teneur en  $Al_2O_3$  dans la chlorite ou dans la phengite, rapprocherait le joint Ch.-Ph. de la composition de la roche. Les phengites du Permo-Trias analysées sont très riches en  $Si^{4+}$  ( $Si = 3.5$ ) et pauvres en  $Al_2O_3$ .

B. Velde (1967) a montré le rapport de la teneur en  $Si^{4+}$  des phengites avec les conditions de pression et température. Les phengites riches en  $Si^{4+}$  sont des minéraux de haute pression-basse température; la teneur en  $Si^{4+}$  diminue dans les phengites en fonction de l'augmentation de température et de la baisse de pression.

Dans les roches associées au Permo-Trias (Permien, socle) où une évolution tardive du métamorphisme est visible, il apparaît que les phengites évoluent depuis des valeurs de  $Si = 3.5$  à des valeurs de  $Si = 3.2$  (ceci sera développé plus loin). Les phengites du Permo-Trias ont pu évoluer dans ce sens; dans ce cas, pour maintenir l'équilibre de la minéralogie avec la composition, il serait nécessaire de déplacer la composition de la chlorite vers le pôle Fe-Mg, ou de faire apparaître un minéral comme la phlogopite (la phlogopite n'a pas été trouvée dans le Permo-Trias). On peut donc considérer que le couple phengite-chlorite dans l'échantillon 7240 b n'est pas totalement à l'équilibre. Il faudrait multiplier les analyses de phengite et de chlorite dans la roche, afin de préciser les valeurs utilisées. L'écart entre la composition de la roche et le joint phengite-chlorite est très faible et pourrait aussi être dû à des erreurs analytiques. Il faut cependant remarquer que les quatre analyses effectuées des phengites, donnent des valeurs très semblables (cf. tableau 6) aussi bien pour les phengites associées à la première phase ou à la seconde phase tectonique.

- Les micaschistes et les roches associées du Permien et du socle.

Les résultats du traitement informatique donnés dans les tableaux 20, 21, 22, 23 mettent en évidence que, seules deux associations minérales peuvent être stables avec les 5 minéraux réactionnels : glaucophane-albite-chlorite-phengites-paragonite.

Ces deux paragénèses sont :

I : glaucophane-chlorite-phengite-paragonite.

II : albite-chlorite-phengite-paragonite.

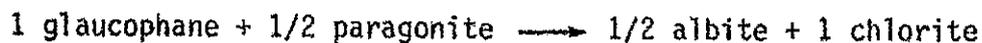
(elles sont représentées sur le tétraèdre de la figure 7).

L'examen de ces associations dans les lames minces de ces roches montre que l'association I est antérieure à l'association II.

Ces deux paragénèses ont valeur de sub-faciès. Le passage d'un sub-faciès à l'autre se faisant avec une réaction du type

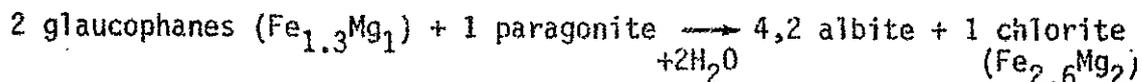


Si l'on compare les tableaux 22 et 23, la réaction peut s'écrire :



Remarque : dans un système tétraédrique, tel celui utilisé, où les compositions sont données en pourcentage, une telle réaction est équilibrée. D'autre part, le FeO et le MgO n'ont pas été différenciés.

Si l'on tient compte des formules structurales des minéraux utilisés, la réaction s'écrit dans un système à Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO :



Ce qui est bien en accord avec l'observation. En effet, de nombreuses roches comme les échantillons 237, 8910 et 894 b, où le glaucophane n'existe plus, sont très riches en albite. La paragonite y est rare, les chlorites sont très riches en Fe<sup>2+</sup> et Mg. Dans les échantillons 2171 et 2888 D, où le sub-faciès I est encore

bien conservé, l'évolution vers le sub-faciès II est faible; les chlorites ont une valeur en Fe plus faible, et en Mg plus forte que dans les échantillons précédents. Les chlorites associées au glaucophane dans le sub-faciès I devaient être des chlorites de ce type, peut-être même encore plus riches en magnésium comme dans la chlorite du Permo-Trias par exemple.

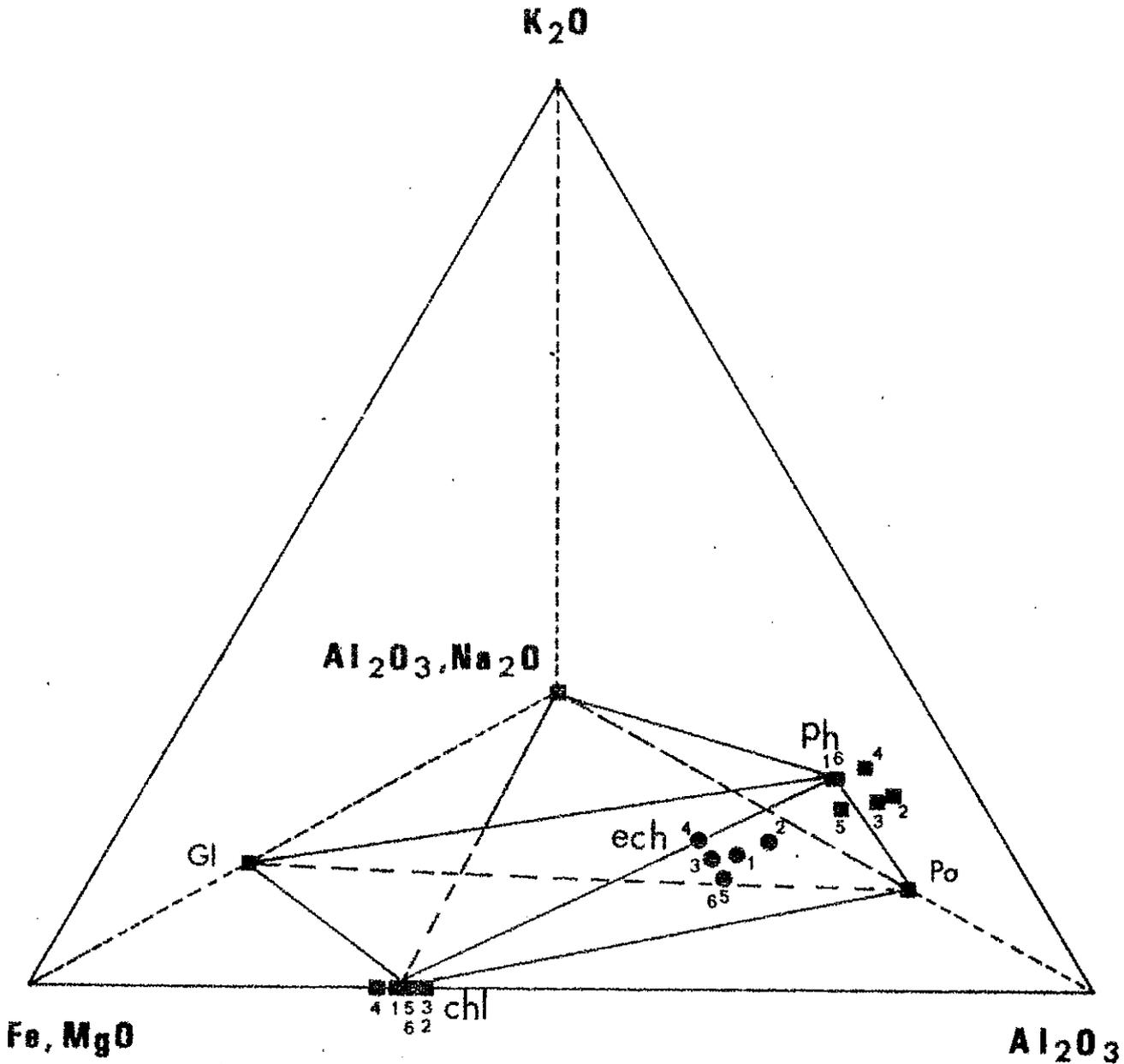


Fig. 7 - Associations des minéraux réactionnels albite-chlorite-phengites-paragonite-glaucophane.  
1 : éch. 237, 2 : 8910, 3 : 894 b, 4 : 7215 f, 5 : 2171, 6 : 28880.  
(abréviations : cf. tableau 19).

n° Roches	Association			
	Albite	- glaucophane	- phengite-	paragonite
237	- 8.92	24.77%	53.85%	30.41%
8910	- 9.37	24.65%	64.01%	20.71%
894 b	- 8.85	32.17%	50.32%	26.36%
7215 f	-10.15	32.86%	57.45%	19.84%
2171	- 5.7	22.76%	58.28%	32.99%
2888 d	- 9.35	25.14%	40.15%	49.22%
7245 i	-18.95	29.43%	40.15%	49.22%
894 a	-40.01	82.85%	1.61%	55.55%

Tableau 20 - Résultats du traitement mathématique du système tétraédrique  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$ - $Na_2O$ ,  $Al_2O_3$ , Fe-MgO.  
Toutes les solutions sont extérieures.

n° Roches	Association			
	Albite	- glaucophane	- phengite	- chlorite
237	22.98%	- 32.51	53.85%	55.78%
8910	10.66%	- 9.89	64.01%	35.23%
894 b	17.69%	- 14.55	50.32%	46.94%
7215 f	12.54%	- 9.45	57.45%	39.46%
2171	19.89%	- 23.16	58.28%	44.91%
2888 d	24.69%	- 35.50	51.20%	59.59%
7245 i	32.04%	- 61.59	40.15%	89.25%
894 a	18.47%	- 22.33	1.61%	10.22%

Tableau 21 - Toutes les solutions sont extérieures.

n° Roches	Association			
	Glaucophane	chlorite	phengite	paragonite
237	8.73%	15.59%	53.80%	21.88%
8910	8.47%	16.49%	64.01%	11.02%
894 b	16.59%	15.52%	50.32%	17.57%
7215 f	13.93%	17.65%	57.45%	10.96%
2171	12.44%	10.11%	58.33%	19.13%
2888 d	8.47%	16.38%	51.21%	23.93%
7245 i	-4.39	33.17%	40.15%	30.93%
894 a	10.89%	69.95%	1.61%	17.55%

Tableau 22 - Toutes les solutions sont intérieures, excepté l'échantillon 7245 i.

n° Roches	Association			
	Albite	chlorite	phengite	paragonite
237	4.86%	24.10%	53.80%	17.24%
8910	4.91%	25.14%	64.01%	5.93%
894 b	9.42%	32.05%	50.32%	8.20%
7215 f	7.46%	30.64%	57.45%	4.43%
2171	6.95%	22.27%	58.33%	12.45%
2888 d	4.75%	24.71%	51.21%	19.32%
7245 i	-2.46	28.86%	40.15%	33.31%
894 a	6.05%	80.54%	1.61%	11.79%

Tableau 23 - Toutes les solutions sont intérieures, excepté l'échantillon 7245 i.

Pour les associations des micaschistes du Permien (237, 8910) ou du socle (894 b, 2171, 2888 d), la composition de la phengite utilisée n'est pas critique pour la stabilité des deux sub-faciès. On peut remarquer que les phengites utilisées pour la représentation tétraédrique, ont des teneurs en  $Si^{4+}$  variables. Ce qui montre que les conditions de pression et de température ont varié (B. Velde 1967). Les phengites analysées ne représentent donc pas des conditions de pression et de température identiques. Dans les roches où les sub-faciès I et II ont existé avec certitude, et où la rétro-morphose est la plus complète et la plus pénétrative (éch. 8910 et 894 b), les phengites ont une teneur en  $Si^{4+} = 3.2$ . Dans les roches où le sub-faciès I est encore bien développé (éch. 2171 et 2888 d), les phengites ont une teneur en  $Si^{4+} \geq 3.35$ . Dans l'échantillon permien 237, où il n'existe plus de trace du sub-faciès I (il n'y a peut-être jamais existé), les phengites ont une valeur en  $Si^{4+} = 3.35$ . On a vu précédemment que les phengites du Permian-Trias sont à  $Si^{4+} = 3.5$  et que cette formation serait une relique d'une phase de haute pression précoce.

Il semble donc bien que le passage du sub-faciès I au sub-faciès II s'accompagne d'une diminution de la teneur en  $Si^{4+}$  des phengites, témoignant des différences des conditions de température et/ou de pression entre ces deux sub-faciès. La valeur relativement élevée en  $Si^{4+}$  des phengites du Permien 237, peut être la trace d'une rétro-morphose relativement limitée dans ces roches. La quantité de glaucophane possible y est faible (tableau 22), son existence y a été sans doute éphémère, sa disparition précoce, dans des conditions de pression encore forte.

Cette phengite, ainsi que la chlorite associée, ont des compositions intermédiaires entre les phengites et chlorites du Permo-Trias, qui semblent être des reliques d'un stade à haute pression, et les phengites et chlorites des micaschistes bien rétro-morphosés.

Dans l'échantillon 7215 f, le glaucophane est en voie de rétro-morphose complète, la phengite à  $Si^{4+} = 3.5$  y est une relique.

La substitution en paragonite dans les phengites, croît avec la baisse de la teneur en  $Si^{4+}$ . Dans l'échantillon 8910, la substitution paragonitique abaisse le plan Alb-Chl-Ph (Fig. 7) vers le pôle paragonite. De ce fait, des roches qui normalement devraient contenir la paragonite (éch. 237, 7215 f : tableau 23) n'en contiennent pas ou très peu. En effet, les phengites utilisées pour le calcul sont peu substituées en paragonite. La possibilité dans le sub-faciès II d'une substitution atteignant 12% explique que la paragonite ne soit pas toujours exprimée en tant que phase propre.

- Cas de l'échantillon de micaschiste du socle 7245 i. Importance de la composition de la phengite et de la chlorite associée dans l'équilibre des paragénèses.

Ce cas est traité dans le tétraèdre de la figure 8. Le point représentant la composition de la roche dans le tétraèdre des compositions est proche du plan Ph-Par-Chl (aux imprécisions près, il peut être considéré comme dans ce plan, cf. tableau 22,23). Le mica blanc analysé est peu phengitique ( $Si = 3.2$ ). La chlorite est moyennement riche en fer. L'observation pétrographique montre

que le glaucophane est relativement tardif. Il se déstabilise en partie, en chlorite et albite. La figure 8 et les tableaux 22 et 23 mettent en évidence que le glaucophane ne peut apparaître dans la roche que pour des teneurs en aluminium élevées dans les phengites et les chlorites. Il en est de même pour les associations du sub-faciès II. Si l'on admet l'existence dans les phases précoces à glaucophane, de phengites ayant des teneurs  $Si^{4+} = 3.5$ , il faut, dans cet échantillon, pour stabiliser le glaucophane, une chlorite associée, particulièrement riche en aluminium. A l'examen au microscope des associations minérales, il apparaît que le glaucophane n'existe pas dans la foliation précoce. Son apparition ne semble se faire qu'au cours des phases tectoniques tardives. La teneur des phengites en  $Si^{4+}$  devait être alors basse (3.2). La température devait être plus forte que dans les stades précoces. Cette température a pour effet conjoint de déplacer la chlorite vers le pôle aluminium et d'augmenter la teneur en aluminium dans le glaucophane.

Le tableau 3 bis montre que le glaucophane non zoné de l'échantillon 7245 i, a en Al une teneur identique à la périphérie des glaucophanes zonés des roches basiques, et plus forte que le glaucophane de la glaucophanite peu rétro-morphosée 2171. L'association à glaucophane de l'échantillon 7245 i se déstabilise très tardivement dans le sub-faciès II, la pression doit alors avoir chuté.

Il est à remarquer que dans cet échantillon, le grenat n'existe pas. Sa présence permettrait de stabiliser l'association : glaucophane-grenat-phengites-paragonite.

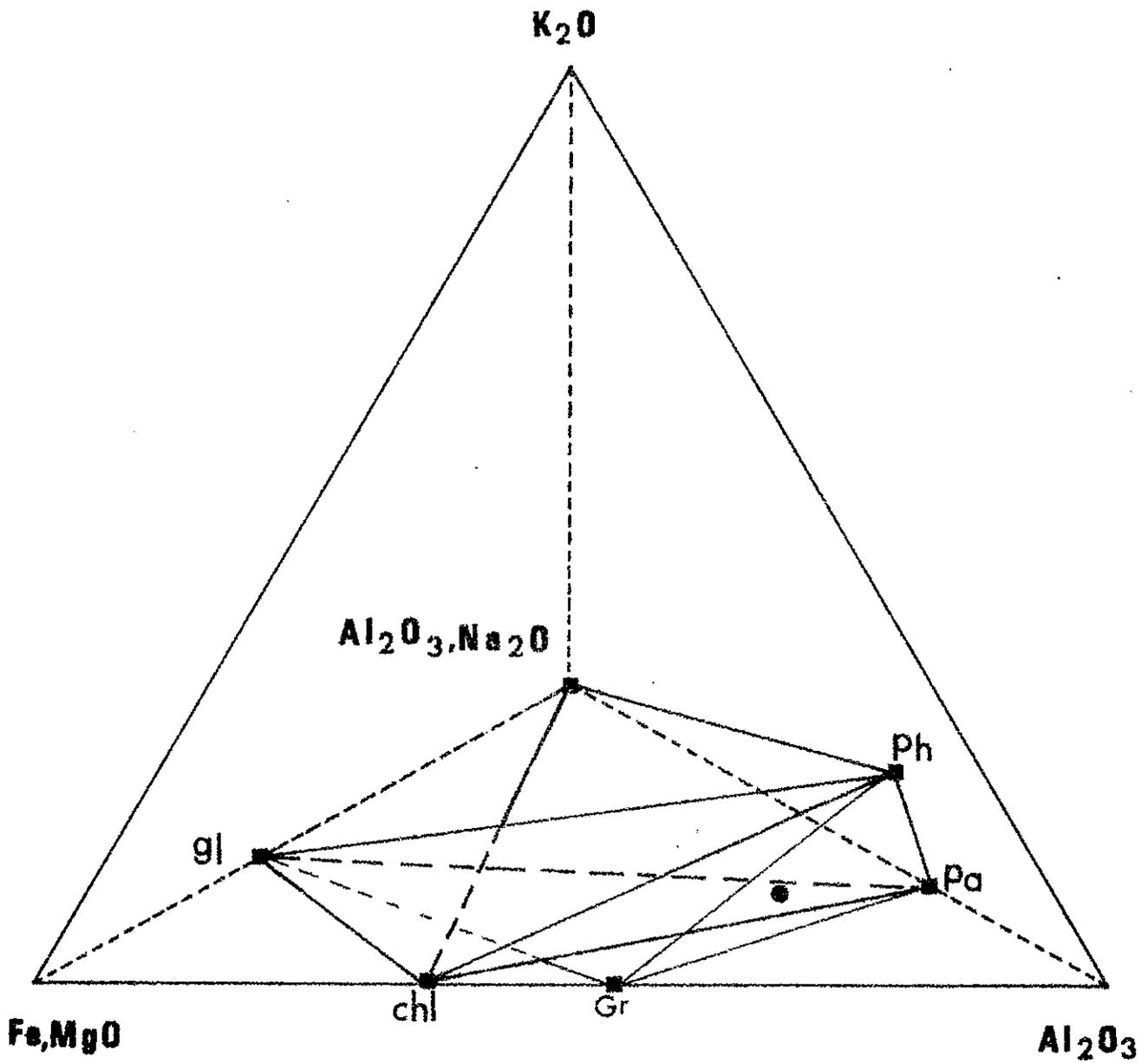


Fig. 8 - Tétrahédre des concentrations.

échantillon 7245 i (légende cf. tétraèdre précédent).

- Le grenat, possibilités de la stabilité chimique du grenat au sein des micaschistes.

Les associations à grenats sont représentées dans le tétraèdre de la figure 9 et dans le tableau 24.

Chimiquement, le grenat peut être stable au sein des associations suivantes :

III - glaucophane-grenat-phengite-paragonite

IV - albite-grenat-phengite  $\pm$  paragonite.

L'association grenat-phengite-albite  $\pm$  glaucophane peut être stable dans certaines roches (2171). Il est à remarquer dans cette dernière association que l'albite est alors stable avec le glaucophane. L'existence d'albites précoces associées au glaucophane a été observée dans certaines roches. La composition du grenat utilisé dans ces associations est celle de la couronne du grenat en atoll analysé dans l'échantillon 7237. Dans cet échantillon (non analysé), le grenat peu chloritisé est associé à l'albite et à la phengite (paragénèse IV) sans glaucophane (il en existe des pseudomorphoses). Le grenat existe aussi dans l'échantillon 2888 d, il n'y est cependant jamais au contact du glaucophane. Il ne se rencontre qu'associé à la phengite et la paragonite.

Afin de déterminer si un grenat anté-alpin (hercynien par exemple) pouvait être encore chimiquement stable au sein de la paragénèse alpine, un échantillon des micaschistes à grenats et biotite du socle du massif d'Ambin a été placé dans la paragénèse alpine. Il en ressort que le grenat de cet échantillon peut être stable dans les associations :

glaucophane-grenat-phengite-paragonite (III)

glaucophane-phengite-albite-grenat (IV)

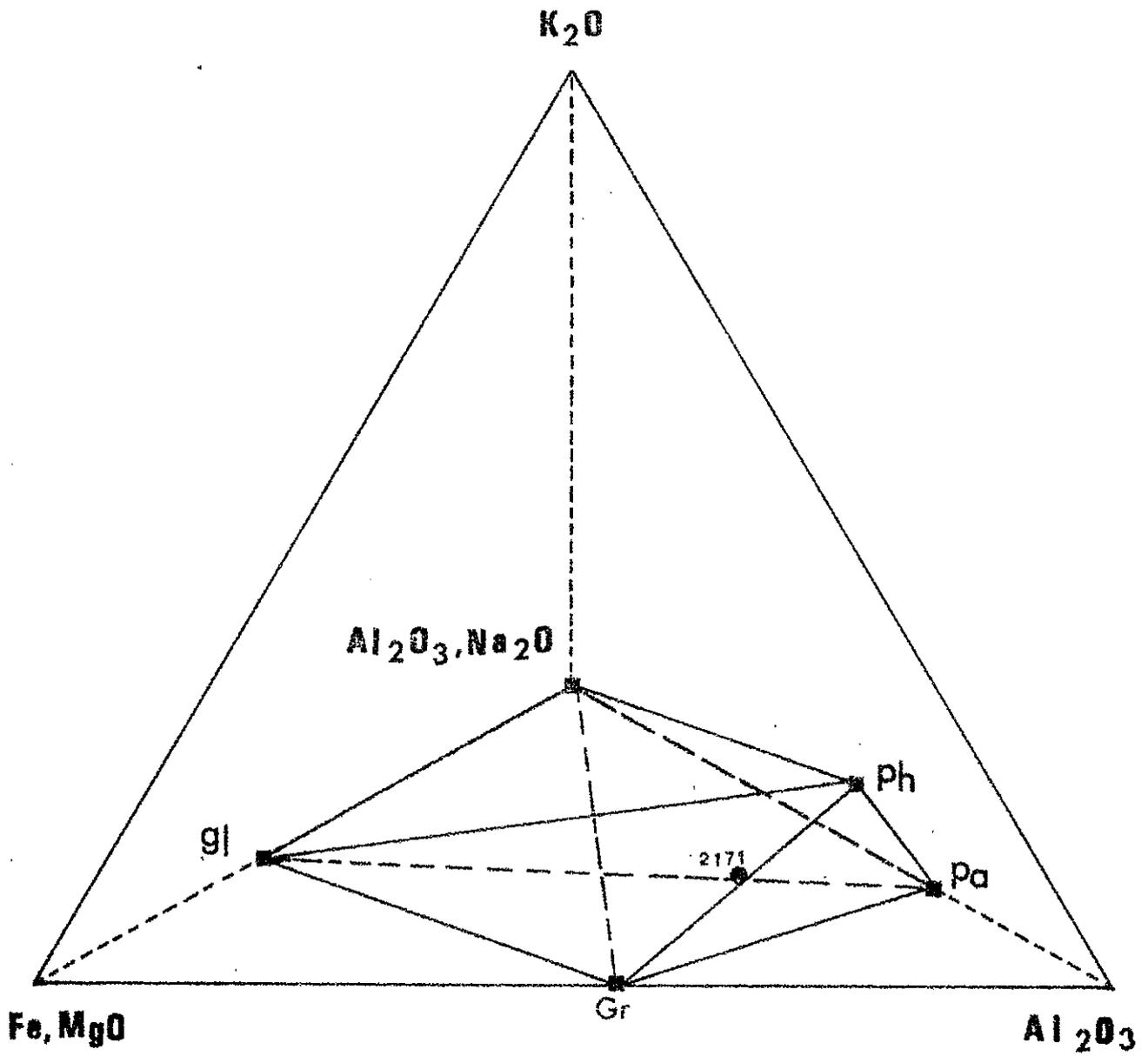


Fig. 9 - Tétrahédre des concentrations, associations à grenat possibles dans les micaschistes.

Les quantités de chaque minéral dans ces associations, selon les roches, sont données dans le tableau 24.

Il est à remarquer que dans l'association glaucophane-grenat- phengite-albite, la composition de la phengite est déterminante pour la stabilité du système. En effet, l'échantillon 2888 d n'a pas été analysé. Il est très semblable à l'échantillon 2171. La composition de ce dernier a été utilisé dans les deux cas. La phengite du 2171 est à  $Si^{4+} = 3.35$ , tandis que la phengite du 2888 d est à  $Si^{4+} = 3.2$ . Dans le premier cas, le glaucophane peut être stable, dans le deuxième il ne l'est plus.

n° Roches	Association			
	glaucophane - grenat - phengite - paragonite			
Ambin	32.02%	3.92%	38.12%	25.94%
2171	14.90%	10.45%	58.33%	16.32%
2888 d	12.39%	16.93%	51.21%	19.47%

n° Roches	Association			
	glaucophane - grenat - phengite - albite			
Ambin	7.57%	36.37%	38.12%	17.94%
2171	0.48%	30.23%	58.28%	11.28%
2888 d	- 5.95	41.28%	51.20%	13.46%

n° Roches	Association			
	albite - grenat - phengite - paragonite			
Ambin	23.48%	46.41%	38.11%	- 8.03
2171	10.93%	30.23%	58.33%	0.51%
2888 d	9.09%	33.38%	51.21%	6.32%

Tableau 24 - Associations à grenat traitées dans les micaschistes.

G. Guitard (1971) a montré que la cristallisation du grenat ne pouvait pas être simplement déterminée dans un système ne comprenant que FeO et MgO. Pour les grenats, le Mn est un constituant déterminant, et ne peut ainsi être négligé.

La figure 10 montre le déplacement du domaine de l'almandin en fonction de la pression dans un diagramme FeO/MgO en fonction de FeO/MnO (G. Guitard 1971).

Le grenat en atoll analysé à la microsonde (cf. tableau 8) montre une zonation en MnO très forte. Cette zonation témoigne d'une disponibilité décroissante du MnO dans la roche, au cours de la croissance du grenat.

Dans le diagramme  $\text{FeO/MgO} = f - \text{FeO/MnO}$ , la composition de la roche se déplacera alors dans le même sens que le déplacement de la limite d'apparition de l'almandin par la pression. Les conditions de pression permettant à la couronne du grenat en atoll de cristalliser, doivent donc être plus fortes que pour le centre.

J.G. Liou, C.O. Ho et T.P. Yen (1975), donnent un diagramme triangulaire des compositions de grenats dans lesquels sont replacées des zones de stabilité des grenats dans différents types de métamorphisme.

Les différentes compositions du coeur et de la couronne du grenat 7237, ainsi que le grenat de la roche basique 894 a, sont placées dans ce diagramme (Fig. 11).

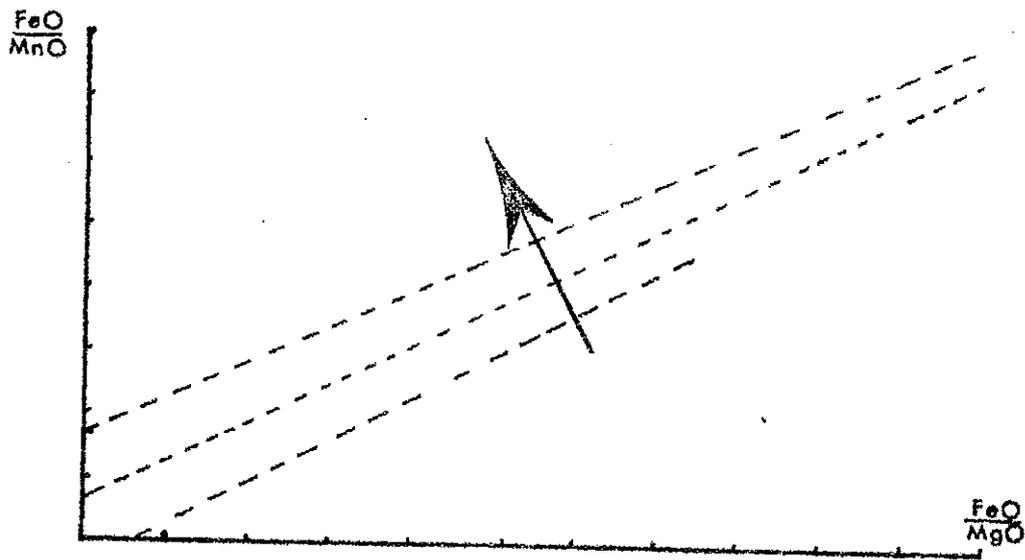


Fig. 10 - d'après G. Guitard (1971), sens de déplacement  
du domaine de l'almandin en fonction de la pression.

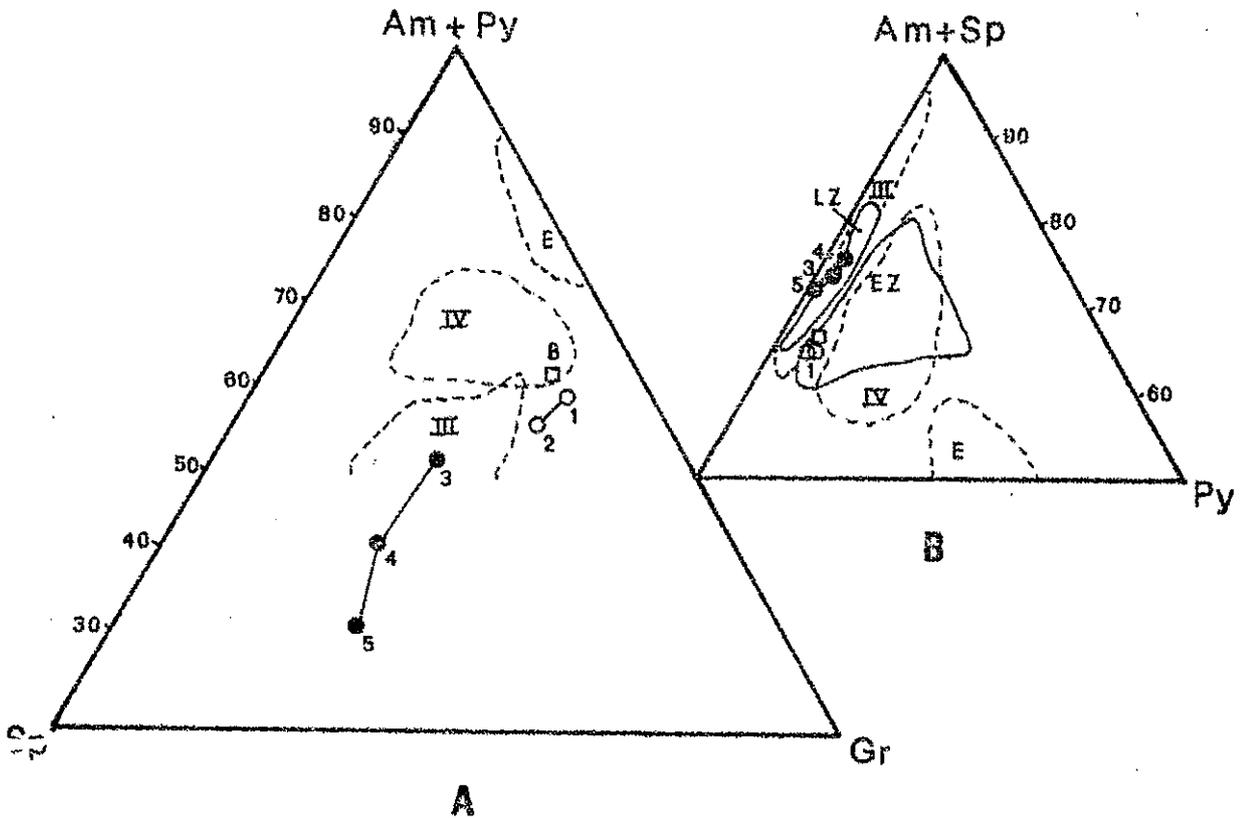


Fig. 11 - d'après Liou, Ho, Yen (1975), compositions de la couronne et du coeur des grenats 7237, ainsi que les grenats de la roche basique 894 a.

1, 2, 3, 4, 5 : numérotations successives du coeur vers le bord du grenat 7237 (cf. tableau 8). En ronds pleins : le coeur; en ronds vides : la couronne. Le carré vide est le grenat 894 a; le carré plein est le grenat hercynien d'Ambin.

Py. : pyrope, Sp. : spessartine, Gr. : grossulaire, L.Z. : zone à lawsonite, E.Z. : zone à épidote, E. : zone à éclogite, III : zone de schistes à glaucophane, IV : schistes à glaucophane + épidote.

Les deux analyses de la couronne des grenats 7237 et du grenat de la roche basique, sont bien regroupés dans le domaine à glaucophane (A et B). Le coeur du grenat 7237 s'en écarte nettement, la bordure du coeur (3) est cependant proche du domaine à glaucophane (A).

Ceci peut être une présomption permettant de penser que les grenats ayant la composition du coeur du grenat en atoll 7237, sont des grenats hercyniens, les autres étant alpins. Si cela était le cas, la phase hercynienne tardive serait de relativement haute pression (3) et proche du domaine thermodynamique alpin. Il est à remarquer que la composition du grenat analysé dans le massif d'Ambin est proche de la composition 3 du grenat en atoll.

### c) Les roches basiques.

La roche étudiée (894 a) contient à la fois, la biotite verte et le glaucophane (cf. tableau 15). La biotite verte apparaît comme un produit de déstabilisation du glaucophane. Dans le tétraèdre des compositions choisi, la biotite verte ne sera donc pas associée au glaucophane. Sur onze associations minérales possibles, cinq s'avèrent chimiquement stables dans la roche 894 a (cf. tableaux 22, 23, 25, 26 et Fig. 12). Le grenat existe dans les phases précoces. Les contacts francs avec le glaucophane sans déstabilisation, sont rares, mais existent. Dans les roches basiques du versant oriental, les contacts glaucophane-grenat sont fréquents. On peut donc considérer que le grenat est stable précoc-

cement avec le glaucophane dans les associations :

glaucophane - grenat - phengite - paragonite (III)

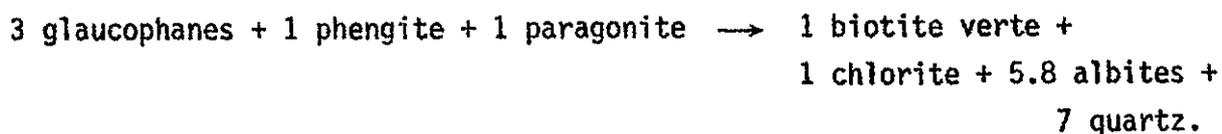
glaucophane - grenat - phengite - albite (IV)

Il est difficile de choisir entre ces deux paragénèses possibles.

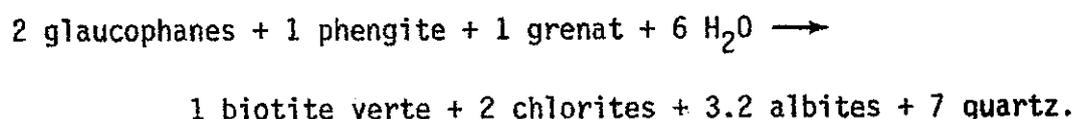
L'évolution tardive du métamorphisme tend à stabiliser dans les roches basiques l'association V :

biotite verte - chlorite - albite - paragonite

La biotite verte peut apparaître à partir d'une association à glaucophane selon une réaction du type :



Avec le grenat, la réaction devient :



Des roches basiques entièrement constituées par la seule association V ont été effectivement rencontrées. Les quantités de chlorite et d'albite sont, cependant, respectivement plus faibles, et plus fortes que celles données dans le tableau 26.

Dans certaines roches basiques, cette association V à biotite verte n'existe pas, et la roche est entièrement constituée de l'association du sub-faciès II : albite - chlorite - phengite - paragonite. La chlorite et l'albite étant aussi abondantes.

Associations	Minéraux %					Sol.
	Gl.	Gr.	Ph.	Par.	Alb.	
Gl-Gr-Ph-Par.	24.86	71.91	1.61	1.62		+
Gl-Gr-Ph-Alb.	23.12	74.07	1.61		1.20	+
Alb-Gr-Ph-Par.	17.15	1.02	1.6	-21.50		-

Tableau 25 - Associations à grenat dans la roche basique 894 a. Résultats de la résolution mathématique.

Sol. + et - : solutions intérieures et extérieure.

(abréviations, cf. tableau 19).

Associations	Minéraux %					Sol.
	B.v.	Chl.	Ph.	Alb.	Par.	
B.v.-Chl-Ph-Alb.	-23.74	94.73	1.91	9.8		-
B.v.-Chl-Alb-Par.	2.18	79.20		5.7	12.88	+
B.v.-Alb-Ph-Par.	1.34		-97.90	-15.46	78.7	-
B.v.-Chl-Ph-Par.	3.79	57.86	-26.4		30.63	-

Tableau 26 - Associations à biotite verte dans la roche basique 894 a (légende cf. tableau 19 et 25).

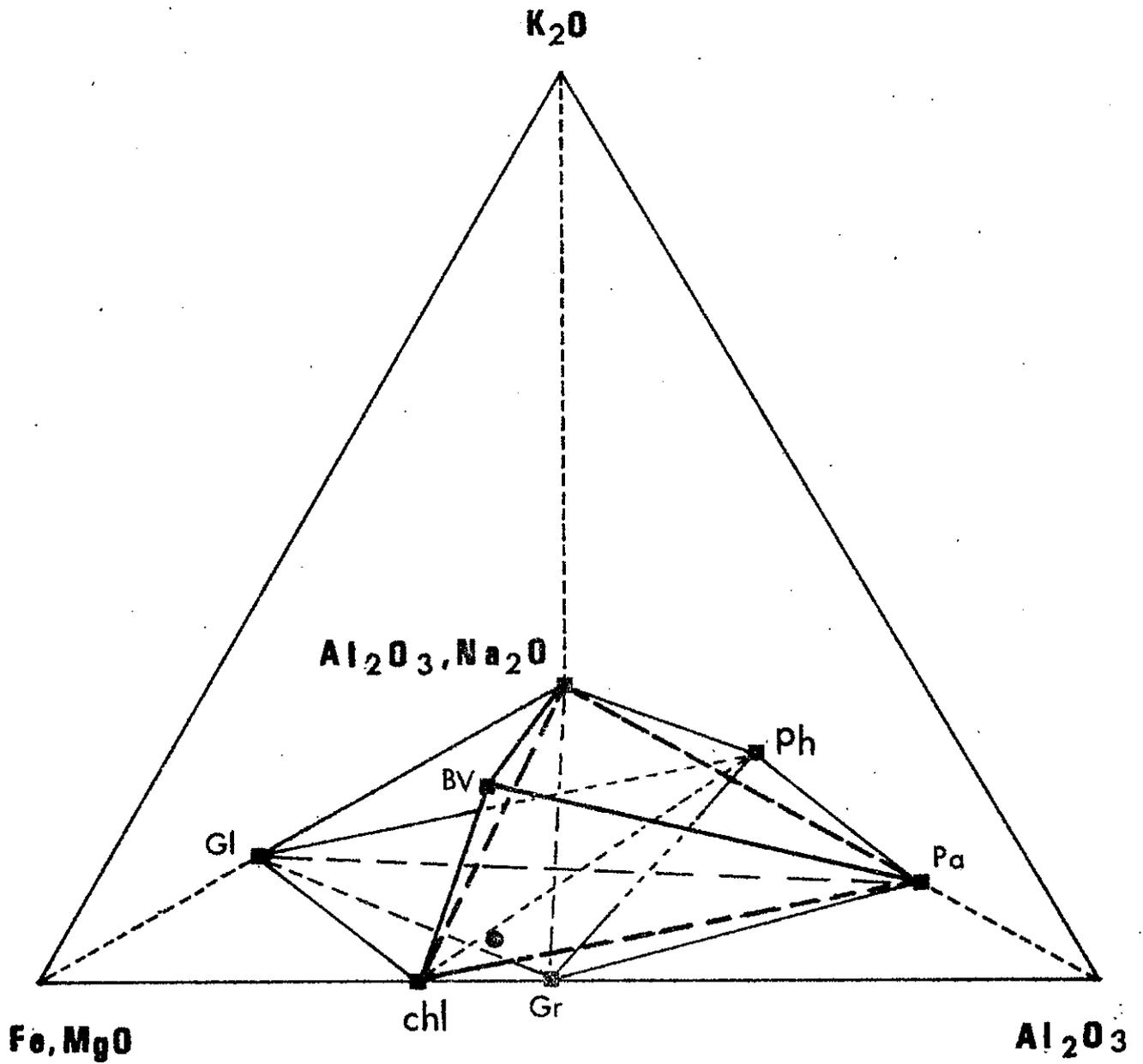


Fig. 12 - Représentation des associations des roches basiques dans le tétraèdre des concentrations. (légende cf. tableau 19).

Le tétraèdre des compositions (Fig. 12) et le tableau 26, montrent que les associations à phengites + biotite verte ne sont jamais stables dans les roches ayant la composition de l'échantillon 894 a. Cette association pourrait être stable dans des roches plus riches en  $K_2O$ . Les domaines de stabilité sont d'autre part, très étroits.

Il apparaît, par contre, que dans la roche basique étudiée, que les sub-faciès II et V peuvent être stables et qu'il existe des roches basiques entièrement rétrotransformées dans l'un ou dans l'autre de ces sub-faciès. La raison de la rétrotransformation vers un de ces sub-faciès plutôt que vers l'autre, est difficile à apprécier.

On peut remarquer que le passage du sub-faciès I au sub-faciès II se fait avec une légère hydratation (+ 2  $H_2O$ ) tandis que dans la réaction entre le sub-faciès I et le sub-faciès V, il se fait sans hydratation, et qu'entre le sub-faciès III ou IV et le sub-faciès V, l'hydratation est forte (+ 6  $H_2O$ ). L'intervention de la pression d'eau peut ainsi avoir un rôle dans le choix de la rétrotransformation des paragenèses précoces vers le sub-faciès II ou V. Les réactions où l'hydratation existe étant prioritaire sur les autres. Ce qui revient à dire que la biotite verte n'existera que dans les roches où le grenat intervient dans les réactions.

Lors de l'évolution du métamorphisme dans les roches basiques, depuis les paragenèses précoces à grenat vers les paragenèses tardives, l'hypothèse d'un passage par le sub-faciès I à glaucophane sans grenat peut être envisagée. Cela correspond à une hydratation traduisant une rétrotransformation.

Conclusion.

De cette étude, il apparaît avec évidence, que les conditions du métamorphisme ont évolué. Les roches ont une tendance à s'équilibrer dans les nouvelles conditions. Peu d'entre elles y sont arrivées et les associations hors d'équilibre sont fréquentes. Le nombre de minéraux existants dans les roches est ainsi souvent supérieur à celui exigé par la règle des phases.

Le tableau 27 tente de résumer les divers faciès successifs.

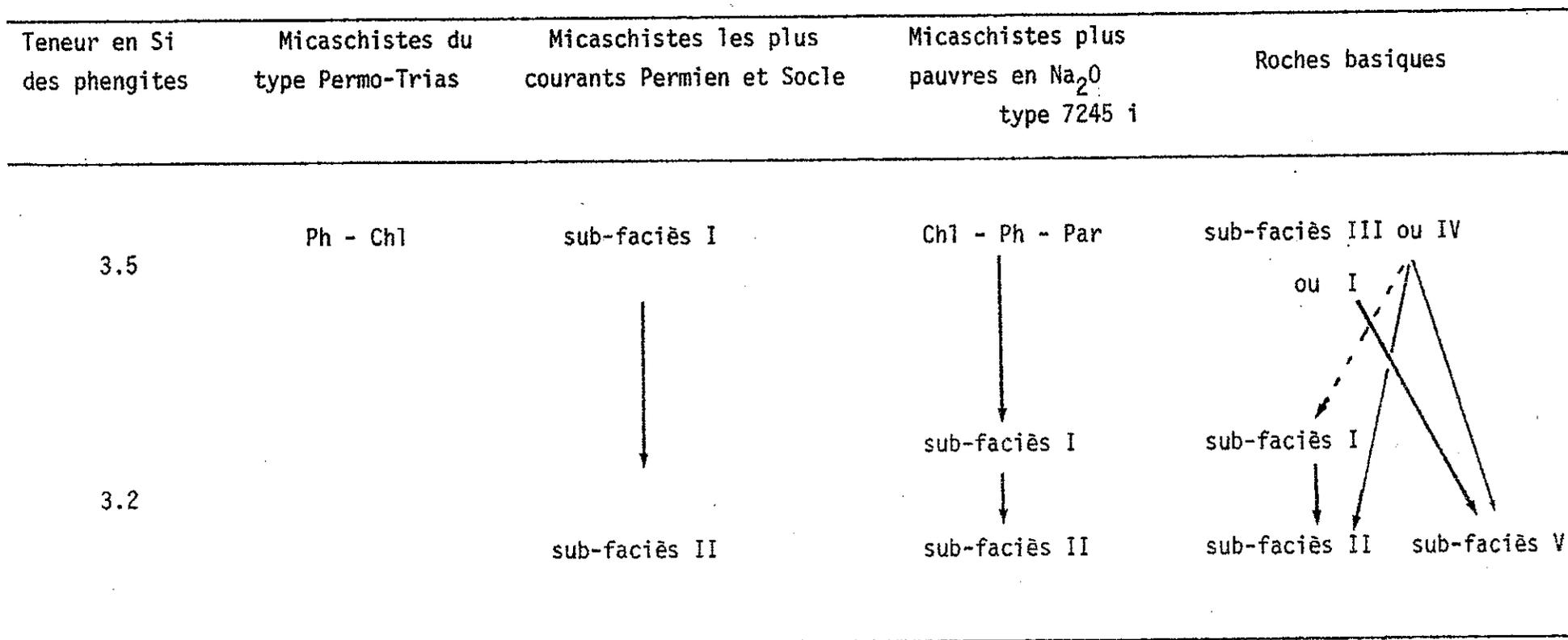


Tableau 27 - Succession possible des différents sub-faciès au cours du métamorphisme.

Sub-faciès I : glaucophane-chlorite-phengite-paragonite

Sub-faciès II : chlorite-albite-phengite-paragonite

Sub-faciès III : glaucophane-grenat-phengite-paragonite

Sub-faciès IV : glaucophane-grenat-phengite-albite

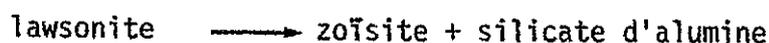
Sub-faciès V : biotite verte-chlorite-albite-paragonite.

- IV - LES CONDITIONS DU METAMORPHISME EN VANOISE MERIDIONALE.

L'étude précédente nous a montré qu'il existe une évolution nette des conditions du métamorphisme au cours du temps. Cette évolution se traduit par la tendance à un nouvel équilibre minéralogique. On dispose pour comprendre ce mécanisme, de différentes paragenèses dont certaines seulement représentent de réelles conditions d'équilibre. D'autre part, la région étudiée se situe dans un ensemble métamorphique possédant une zonéographie qui rend compte dans l'état actuel des connaissances, d'un état final de l'évolution métamorphique. On peut donc tenter, à l'aide de ces données, de situer les conditions métamorphiques qui ont régné en Vanoise méridionale au cours du temps.

A- SITUATION DE LA ZONE VANOISE MERIDIONALE DANS LA ZONEOGRAPHIE ALPINE.

Le massif de Vanoise méridionale se trouve enveloppé par une zone où la lawsonite est stable, que ce soit dans le Carbonifère briançonnais (G. Guitard, P. Saliot), dans la couverture Mésozoïque de Vanoise (F. Ellenberger) ou dans les schistes lustrés avoisinants (P. Saliot). La lawsonite est absente du socle de Vanoise où la zoïsite et l'épidote semblent la remplacer. On peut constater que dans les schistes lustrés, au voisinage du socle, la lawsonite semble se transformer en zoïsite (P. Saliot communication orale). On se trouve donc dans un domaine proche des conditions de la réaction



Dans la zone du Carbonifère briançonnais, l'évolution du métamorphisme se traduit par le remplacement de l'association lawsonite-chlorite-albite, par l'association pumpellyite-chlorite-albite.

Une transformation voisine de celle-ci a pu être observée dans les roches basiques de Vanoise méridionale (versant occidental du massif), la pumpellyite se développant autour de l'épidote au contact de la chlorite (G. Guitard, P. Saliot).

La présence de jadéite dans les roches de Vanoise méridionale peut également donner des informations sur les conditions métamorphiques. Il existe en effet des pyroxènes jadéitiques (55 % de jadéite ) et des jadéites pures (96 % de jadéite, P. Saliot communication orale). Le développement de ces pyroxènes sodiques est toutefois assez rare dans les roches de Vanoise méridionale.

Toutes ces informations nous permettent donc de situer approximativement les conditions du métamorphisme en Vanoise méridionale. On dispose en effet de valeurs pour les conditions de pression et de température dans lesquelles ces minéraux sont stables (cf. Fig.13).

Ceci permet de fixer, pour la phase métamorphique ayant produit la jadéite, une pression de l'ordre de 13 Kb pour une température voisine de 400°C.

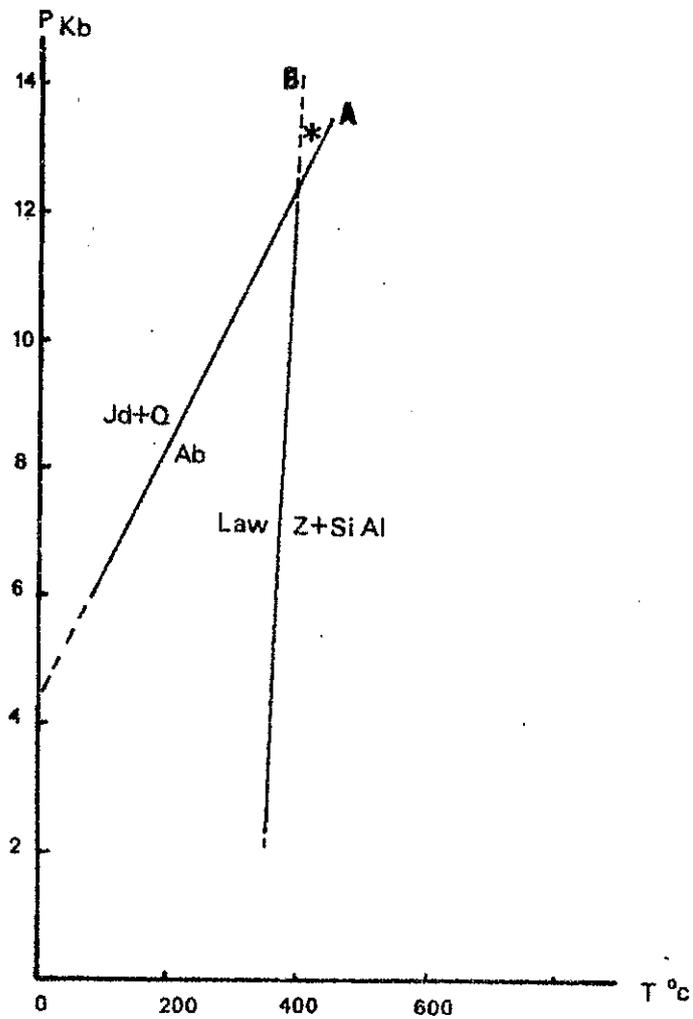


Fig. 13 - Conditions du métamorphisme, approximatives, régnant en Vanoise méridionale d'après les associations minérales de la zonéographie régionale. Courbes d'après Newton et Smith 1967 (A), Nitsch 1972 (B). (abréviations cf. Fig. 16).

B- DONNEES NOUVELLES D'APRES LA PRESENTE ETUDE.

Un certain nombre de conclusions obtenues dans ce travail permettent de nuancer les valeurs précédentes et de préciser le type de l'évolution métamorphique.

a) l'étude des roches hyperalumineuses de la couverture, a permis de situer les paragénèses à ferrocapholite magnésienne, à une pression supérieure à 4 Kb.

D'autre part, l'association diaspore-quartz-paragonite rencontrée dans ces roches indique d'après N.D. Chatterjee (1973), des conditions de pression forte. Cette association semble extrêmement rare et il faudrait s'assurer de la stabilité de ces trois minéraux entre eux. Leurs rapports n'ont pas été étudiés en détail dans le seul échantillon où ils se trouvent. Dans ces roches, l'association glaucophane-chloritoïde-paragonite, n'a jamais été rencontrée. Dans les micaschistes du socle, cette association fait également défaut. Or d'après J.R. Kienast et C. Triboulet (1972), la paragénèse à glaucophane-chloritoïde-paragonite rencontrée dans les zones plus internes de la chaîne, indique des pressions ou des températures plus fortes que dans notre région.

Des associations à chloritoïde identiques à celles de Vanoise ont été décrites par N.D. Chatterjee (1971) dans la zone de la lawsonite.

D'après J.R. Kienast et C. Triboulet (1972), le passage du sub-faciès paragonite-chlorite-glaucophane, au sub-faciès paragonite-chloritoïde-glaucophane, se fait à 6.5 Kb pour une température de 550°C. On peut envisager une pression supérieure ou égale, à une température plus faible, ce qui doit être le cas dans une zone de transformation lawsonite zoïsite (cf. Fig. 14 ).

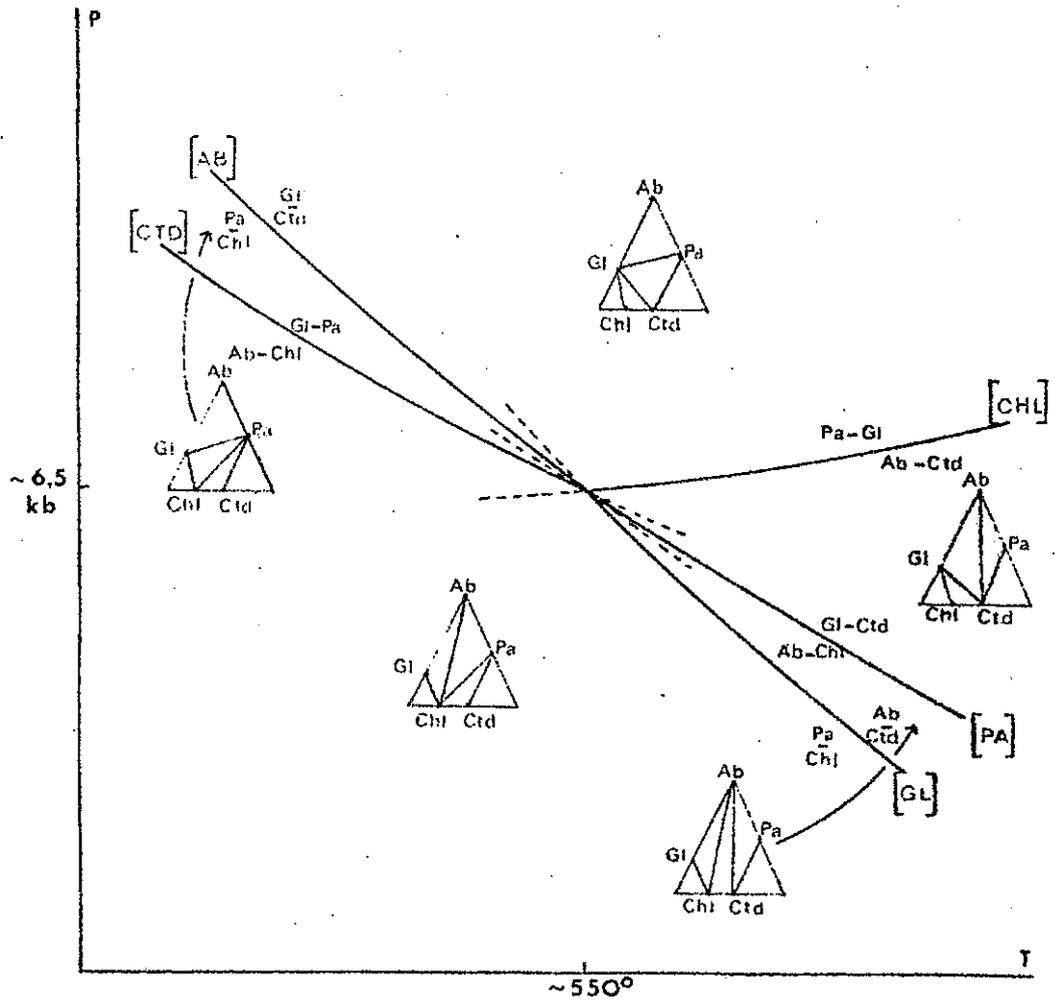


Fig. 14 - Relations chemiographiques et relations de phases dans un diagramme pression-température, d'après J.R. Kienast et C. Triboulet (1972).

b) informations obtenues par l'étude des substitutions dans les micas blancs.

L'étude systématique des micas blancs à la microsonde, tant dans le socle que dans la couverture (G. Goffé-Urbano, résultats inédits) permet de mettre en évidence deux types de substitution bien connus : la substitution phengitique étudiée par B. Velde (1967) et la substitution paragonitique étudiée par J.T. Iiyama (1964) et par H.P. Eugster et H.S.Yoder (1955). Les différentes valeurs de la substitution phengitique permettent de séparer quatre groupes de micas :

- les micas blancs analysés dans des paragénèses où ils sont en équilibre avec la biotite brune hercynienne, donne des valeurs moyennes de  $Si = 3.10$  (M. Gay et Y. Vialette 1974).

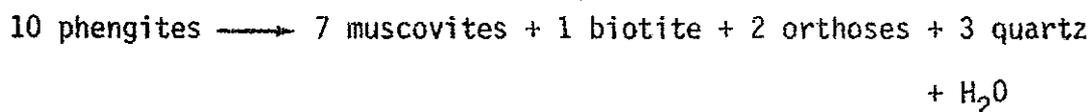
- des phengites associées aux minéraux caractéristiques du métamorphisme de haute pression dont les valeurs maximales de substitution atteignent  $Si = 3.55$  dans le socle et  $Si = 3.6$  dans la couverture carbonatée (G. Goffé-Urbano).

- des phengites équilibrées avec les produits de rétro-morphose des minéraux de haute pression et dont la substitution oscille autour de  $Si = 3.2$ .

- un groupe de phengites donne des valeurs de substitution s'étalant entre les deux valeurs ci-dessus.

Ces groupes ont été reconnus aussi bien dans le socle que dans la couverture (à l'exception du mica blanc hercynien). Dans de nombreux cas, il a été possible, surtout dans les roches carbonatées (G. Goffé-Urbano) de mettre en évidence dans un même échantillon,

plusieurs types de phengite. Il semble prudent de ne retenir de ces valeurs que celles qui appartiennent à des paragénèses en équilibre. Cet équilibre semble bien réalisé dans les roches où il ne reste plus de reliques et dans les roches où l'on se trouve dans les conditions de la réaction proposée par B. Velde (1967) :



C'est dans certains types de roches que l'équilibre semble le mieux réalisé entre la phengite et la chlorite, c'est le cas des marbres chloriteux du Crétacé et des micaschistes du Permien. Les phengites y présentent des substitutions identiques à  $\text{Si} = 3.2$ . Ces observations nous indiquent des conditions extrêmes entre deux stades du métamorphisme en Vanoise. Il est probable que les substitutions tardives des phengites représentent avec plus d'exactitude les conditions du métamorphisme que les phengites précoces qui sont le plus souvent des reliques. Les valeurs de pression et de température que l'on peut déduire d'après les courbes de B. Velde (1967) seront donc des valeurs probablement minimales de pression et de température pour les phengites précoces.

Il est remarquable de constater que la substitution paragonitique dans les phengites va de pair avec la diminution de la teneur en  $\text{Si}^{4+}$ . Dans la plupart des roches, le mica blanc est en équilibre avec une albite très pure. D'après les travaux de Iiyama (1964), cet équilibre correspond à un maximum de substitution paragonitique dans la muscovite pour des pressions et des températures égales ou inférieures à  $550^\circ\text{C}$ , 1 Kb (Fig. 15).

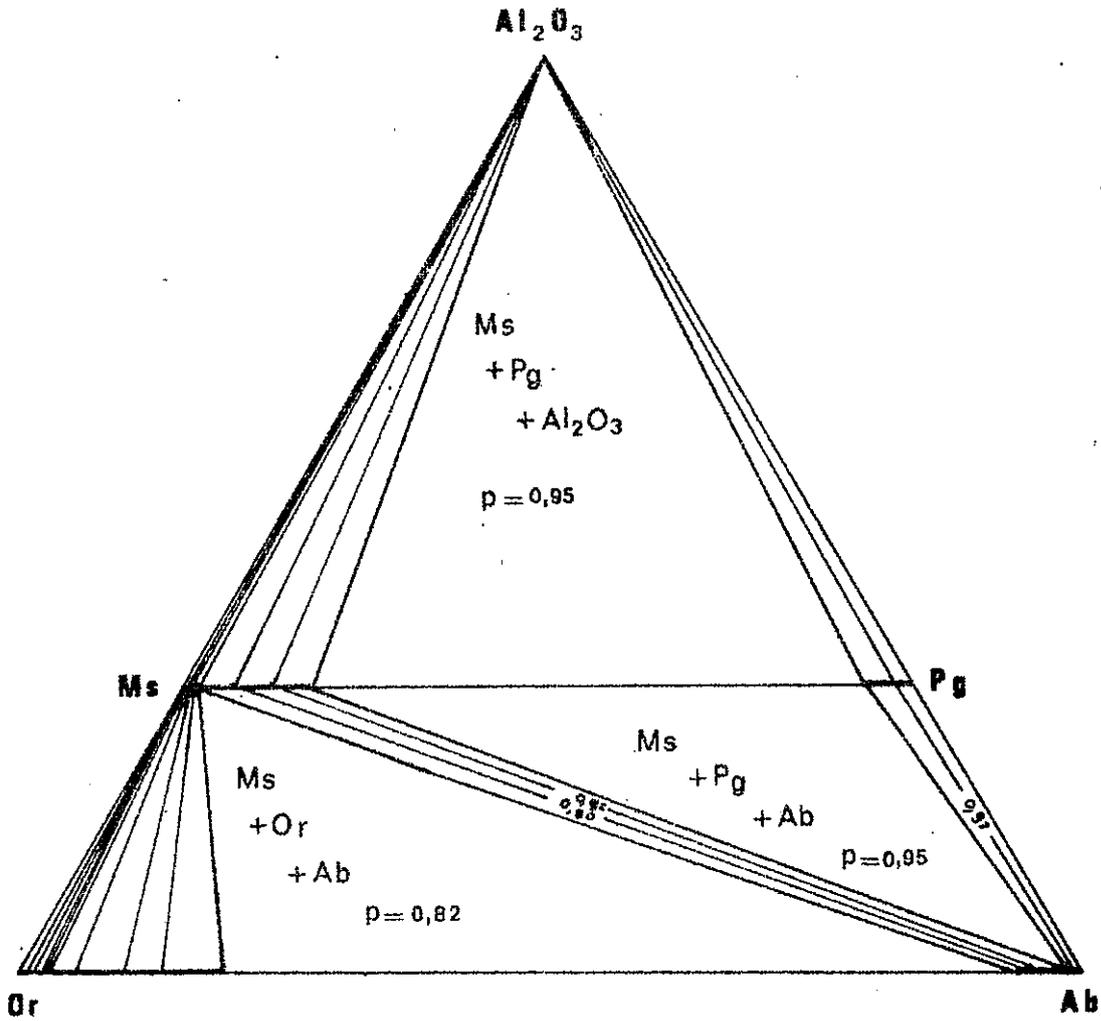


Fig. 15 - Assemblages stables des phases du système  $Al_2O_3$ - $KAlSi_3O_8$ (orthose)- $NaAlSi_3O_8$  (albite)- $H_2O$  à  $550^\circ C$  sous 1000 bars. Pg : paragonite, Ms : muscovite, Or : orthose, Ab : albite, s.s. : solution solide. D'après Iiyama (1964).

Le maximum de substitution observable dans les micas de Vanoise, se rencontre dans les paragénèses tardives où l'albite est sûrement en équilibre avec le mica.

Dans les paragénèses précoces, l'albite pouvait ne pas être stable avec la phengite; mais l'association phengite-paragonite était présente. La teneur en sodium de ces phengites est extrêmement faible et si l'on considère que la pression tend à augmenter à même température la substitution paragonitique dans les micas, il faut donc envisager des températures beaucoup plus faibles que 500°C, température à laquelle la substitution paragonitique est déjà de 15 % pour 1 Kb.

Dans les phengites tardives, la substitution paragonitique peut atteindre 13 % dans le socle et 18 % dans la couverture (G. Goffé-Urbano). Ces valeurs correspondent aux températures et pressions envisagées ci-dessus (500°C, 1Kb).

Il est donc possible en utilisant ces deux types de substitution associés aux conditions de stabilité de certains minéraux de haute pression, de préciser l'évolution des conditions du métamorphisme en Vanoise méridionale (cf. Fig. 16).

Il est remarquable de constater qu'à la limite de disparition de la lawsonite, le degré de substitution phengitique fixe les conditions du métamorphisme aux alentours de 8 Kb, 380°C. Ces valeurs diffèrent de façon importante de celles que l'on peut déduire de l'association jadéite-zoïsite. Il est frappant de constater que ces valeurs nous situent en dehors du domaine de stabilité de l'association jadéite-quartz.

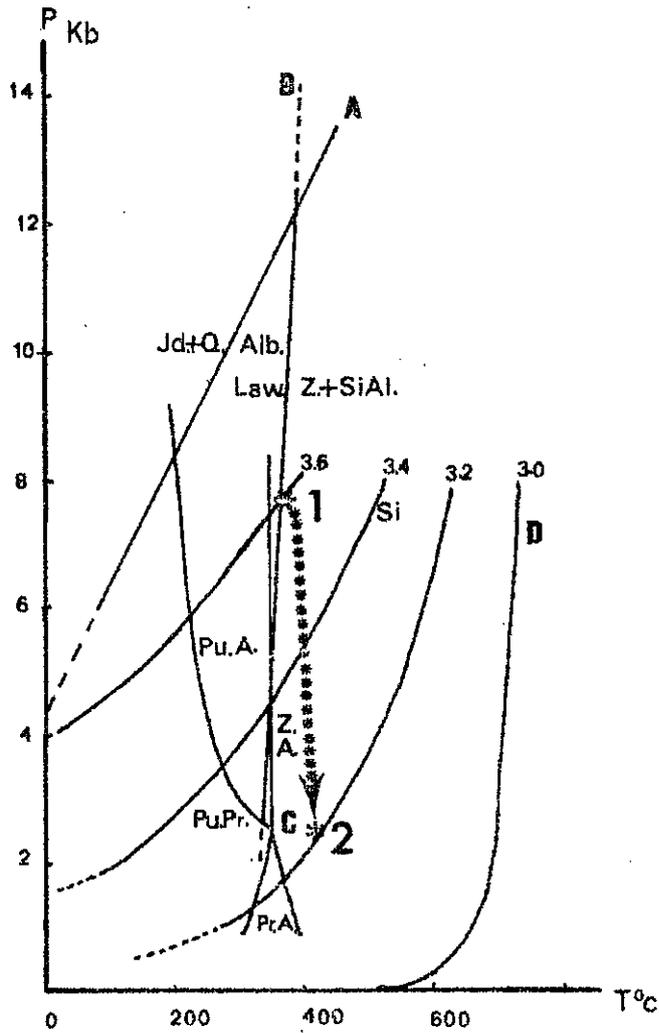


Fig. 16 - Evolution du métamorphisme en Vanoise méridionale, d'après le présent travail. (courbes A et B, cf. Fig. 13,C d'après Nitsch K.H. 1971- D : B. Velde 1967).  
 Jd : jadéite, Alb : albite, Q : quartz, Lw : lawsonite, Z : zoïsite, Pr : prehnite, Pu : pumpellyite, A : actinote, SiAl : silicate d'alumine.

L'évolution du métamorphisme que l'on peut déduire des paragénèses tardives se traduit par une baisse de pression ou une augmentation de température. Si l'on considère les valeurs évoquées pour la substitution paragonitique, on obtient une substitution phengitique correspondant à  $Si = 3.10$ . Cette valeur est trop faible par rapport aux valeurs observées ( $Si = 3.20$ ). Il faut donc, soit augmenter la pression, soit diminuer la température. Une augmentation de pression à même température amènerait une augmentation de la substitution paragonitique. L'inverse se produirait si seule variait la température. Les conditions que l'on peut donc choisir, situent vraisemblablement aux alentours de 2 Kb pour 400 à 450°C.

Ceci nous situe à la limite du domaine à pumpellyite-actinote.

Les conditions envisagées ici ne rendent compte que des situations extrêmes. Il faut envisager d'autres variations possibles.

Tout d'abord, il est possible d'envisager le cas d'une baisse de la pression des fluides par rapport à la pression lithostatique au cours du temps. Une telle éventualité n'est pas à exclure si l'on considère que la plupart des transformations se font par hydratation. Néanmoins, il est frappant de constater que certaines paragénèses de hautes pressions continuent à se développer aux cours de phases tectoniques tardives (cf. glaucophane) et parfois même dans des fissures.

On peut ensuite se demander quel a été l'évolution thermodynamique de l'ensemble, entre les deux termes extrêmes. Il est probable que la température et la pression n'ont pas varié linéairement au cours du temps. La température a pu croître progressivement

puis baisser. On ne dispose pas d'arguments suffisants pour préciser cette variation.

### C- CHRONOLOGIE DES PHENOMENES METAMORPHIQUES.

Un des points les plus importants que l'on peut mettre en évidence, est le fait que les transformations métamorphiques affectent d'une façon homogène le socle et la couverture de Vanoise méridionale. Le métamorphisme de haute pression s'est donc développé après l'Eocène, terrain le plus récent reconnu dans cette région (F. Ellenberger). Des phengites de haute pression  $S_1 = 3.5$  ont été analysées dans l'Eocène de Vanoise (G. Goffé-Urbano, inédit). L'hypothèse d'un phénomène de subduction éoalpin (Crétacé supérieur) dans la région de Vanoise, envisagée par J. Bocquet (1974) est incompatible avec ces données.

### CONCLUSION.

Si les valeurs utilisées pour l'explication de l'association jadéite-quartz-zoïsite sont exactes, il faut expliquer leur décalage par rapport aux informations que nous donnent les autres minéraux. Dans ce cas, il faut également envisager une surcharge de l'ordre de 40 km, difficilement imputable aux seules nappes de charriage.

Si l'on considère une pression de l'ordre de 7 à 8 Kb comme nous l'indiqueraient les paragénèses micacées, il faut faire appel à une surcharge de 20 km environ. Une telle surcharge reste difficile à expliquer par la seule nappe des schistes lustrés. Il faut donc envisager un autre mécanisme. L'hypothèse d'une subduction bien que commode, reste encore à démontrer dans ce secteur.

BIBLIOGRAPHIE.

- BAHEZRE D., MICHEL R. et VIALON P. (1965).- Etude de quelques phyl-  
lites colorées des schistes cristallins des Alpes piémont-  
taises à la microsonde électronique de Castaing.  
Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., 88, p. 267-272.
- BEARTH P. (1963).- Chloritoid und Paragonit aus der Ophiolith-Zone  
von Zermatt-Saas (Fee).  
Schweiz. Min. Petr. Mitt., vol. 43, p. 269-286.
- BETHUNE P. de, LADURON D., MARTIN H. et THEUNISSEN K. (1968).- Grenats  
zonés de la zone du Mont Rose (vallée Anzasca, prov. de  
Novara, Italie).  
B.S.M.P., vol. 48/2, p. 437-454.
- BOCQUET J. (1971).- Cartes de répartition de quelques minéraux de  
métamorphisme dans les Alpes franco-italiennes.  
Eclogae Geol. Helv., vol. 64, p. 71-103.
- BOCQUET J. (1974).- Blue amphiboles of the western Alps. Chemistry  
and physical characters.  
Schweiz. Min. Petr. Mitt., vol. 54, 2/3, p. 425-448.
- BOCQUET J. (1974).- Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les  
métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises.  
Thèse Université scientifique et médicale de Grenoble, 489 p.
- BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C. et KRUMMENACHER D. (1974).- K-Ar  
and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas and associated  
minerals from the western Alps.  
Contr. Mineral. and Petrool., 47, p. 7-26.

- BORG I.Y. (1967).- Optical properties and cell parameters in the glaucophane-riebeckite series.  
Contr. Mineral. and Petrol., 15, p. 67-92.
- CARON J-M. et SALIOT P. (1969).- Nouveaux gisements de lawsonite et de jadéite dans les Alpes franco-italiennes.  
C.R.Acad. Sc. Paris, t. 268, p. 3153-3156.
- CAWTHORN R.G. et COLLERSON K.D. (1974).- The recalculation of pyroxene end-parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses.  
Am. Mineralogist, 59, p. 1203-1208.
- CHATTERJEE N.D. (1970).- Synthesis and upper stability of paragonite.  
Contr. Mineral. and Petrol., 27, p. 244-257.
- CHATTERJEE N.D. (1972).- The upper stability limit of the assemblage paragonite + quartz and its natural occurrences.  
Contr. Mineral. and Petrol., 34, p. 288-303.
- CHATTERJEE N.D. (1973).- Low-temperature compatibility relations of the assemblage quartz-paragonite and the thermodynamic states of the phase rectorite.  
Contr. Mineral. and Petrol., 42, p. 259-271.
- CIPRIANI C., SASSI F.P. et SCOLARI A. (1971).- Metamorphic white micas.: definition of paragenetic fields.  
Schweiz. Min. Petr. Mitt., vol. 51/1, p. 259-302.
- DUNOYER de SEGONZAC G. (1969).- Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme.  
Mém. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine, 320 p.
- ELLENBERGER F. (1958).- Etude géologique du pays de Vanoise.  
Mém. Serv. Carte Géol. Fr., 562 p.

- ELLENBERGER F. (1960).- Sur une paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin en Haute-Maurienne (Savoie).  
B.S.G.F., (7), t. II, p. 190-194.
- ERNST W.G. (1963).- Petrogenesis of glaucophane schists.  
J. Petrol., 4, p. 1-30.
- ERNST W.G. (1971).- Do mineral parageneses reflect unusually high-pressure conditions of Franciscan metamorphism?  
Am. J. Sc., vol. 270, p. 81-108.
- EUGSTER H.P. et al. (1972).- The two-phase region and excess mixing properties of paragonite-muscovite crystalline solutions.  
J. Petrol., 13, p. 147-179.
- FONTEILLES M. (1968).- Contribution à l'analyse du processus de spilitisation.  
Bull. B.R.G.M., série 2, n° 3, p. 1-54.
- FONTEILLES M. (1965).- Equilibre chimique dans le métamorphisme.  
Bull. B.R.G.M., série 7, t. VII, p. 136-146.
- FONTEILLES M. et GUITARD G. (1971).- Sur les conditions de formation du grenat almandin et de la staurotite dans les metabédrites mésozonales hercyniennes des Pyrénées orientales : mise en évidence de variations mineures du type de métamorphisme.  
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 273, p. 659-662.
- FORSTER M.D. (1962).- Interpretation of the composition and a classification of the chlorites.  
US Geol. Survey Prof. paper 414-A, 33p.
- GAY M. (1972).- Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution métamorphique.  
Arch. Sci., vol. 25, n° 1, p. 5-100.

- GAY M. et VIALETTE Y. (1974). - Le socle du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes).  
Bull. Soc. Geol. Fr., (7), 16, p. 245-246.
- GRACIANSKY P.-C. de, LEMOINE M. et SALIOT P. (1971). - Remarques sur la présence de minéraux et de paragénèses du métamorphisme alpin dans les galets des conglomérats oligocènes du synclinal de Barrême (Alpes de Haute-Provence).  
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 272, p. 3243-3245.
- GUITARD G. (1970). - Le métamorphisme hercynien mésozonal et les greiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées Orientales).  
Mém. B.R.G.M., n° 63, 353 p.
- GUITARD G. et SALIOT P. (1970). - Rôle des constituants fluides sur la stabilité et la nature des associations à lawsonite et à pumpellyite de certaines roches basiques et intermédiaires des Alpes de Savoie.  
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 271, p. 8-11.
- GUITARD G. et SALIOT P. (1971). - Sur les paragénèses à lawsonite et pumpellyite des Alpes de Savoie.  
Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., 94, p. 507-523.
- HEY M.H. (1954). - A new review of the chlorites.  
Mineralog. Mag., vol. 30, p. 277-292.
- HUNZIKER J.C. (1974). - Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the western alps.  
Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell' Università di Padova, vol. XXXI, 2 cartes, 54 pages.
- IYAMA J.T. (1964). - Etude des réactions d'échange d'ions Na-K dans la série muscovite-paragonite.  
Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., 87, p. 532-541.

- KIENAST J-R. et VELDE B. (1968). - Sur l'existence probable d'un nouveau type de substitution ionique affectant les paragonites.  
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 267, p. 1909-1912.
- KIENAST J-R. et TRIBOULET C. (1972). - Le chloritoïde dans les paragénèses à glaucophane, albite ou paragonite.  
Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., 95, p. 565-573.
- KIENAST J-R. et VELDE B. (1970). - Le métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes : mise en évidence d'un gradient de température et de pression.  
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 271, p. 637-640.
- LADURON D. et MARTIN H. (1968). - Coexistence de paragonite, muscovite et phengite dans un mica-schiste à grenat de la zone du Mont Rose (vallée Anzasca, prov. de Novara, Italie).  
Ann. Soc. Géol. Belg., t. 92, p. 159-172.
- LATTARD D. (1974). - Les roches du faciès schiste vert dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes italiennes).  
Thèse 3ème cycle Paris VI, 76 p.
- LIEBEAUX C. (1975). - Caractères généraux des roches du faciès éclogitique de la zone de Sesia-Lanzo (Alpes italiennes).  
Thèse 3ème cycle Paris VI, 89 p.
- LIU J.G. (1971). - P-T Stabilities of Laumontite, Wainakite, Lawsonite, and related Minerals in the system  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ .  
J. Petrology, 12, p. 380-411.
- LIU J.G., HO C.O. et YEN T.P. (1975). - Petrology of some glaucophane schists and related rocks from Taiwan.  
J. Petrology, 16, p. 180-199.
- MIYASHIRO A. (1953). - Calcium-poor garnet in relation to metamorphism.  
Geochim. Cosmochim. Acta, 4, p. 179-203.

- NEWTON R.C. and SMITH J.V. (1967).- Investigations concerning the breakdown of albite at depth in the earth.  
J. Geol. 75, p. 268-286.
- NITSCH K.H. (1971).- Stabilitätsbeziehungen von Prehnit - und Pumpellyite - haltigen Paragenesen.  
Contr. Mineral. and Petrol., 30, p. 240-260.
- NITSCH K.H. (1972).- Stabilitätsfeld von Lawsonit.  
Contr. Mineral. and Petrol., 34, p. 110-134.
- PURTSCHELLER F. et HOERNES S. (1972).- An example of occurrence and breakdown of paragonite.  
Contr. Mineral. and Petrol., 35, p. 34-42.
- ROEVER W.P. de (1972).- Glaucophane problems.  
T.M.P.M. 18/1, p. 64-75.
- SALIOT P. (1973).- Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. Répartition et signification.  
C.R.Acad. Sc. Paris, t. 276, p. 3081-3084.
- VELDE B. (1965).- Phengite micas : synthesis and natural occurrence.  
Am. J. Sci., 263, p. 886-913.
- VELDE B. (1967).-  $\text{Si}^{4+}$  content of natural phengites.  
Contr. Mineral. and Petrol., 14, p. 250-258.
- VELDE B. (1969).- The compositional join muscovite-pyrophyllite at moderate pressure and temperature.  
Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., 92, p. 360-368.
- VELDE B. (1973).- Phase equilibria in the system  $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  : chlorites and associated minerals.  
Min. Mag., 39, p. 297-312.

YAJIMA J., TOURAY J.-C. et IIYAMA J.T. (1967).- Les inclusions fluides d'albites de la région de Modane.  
Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., XC, p. 394-398.

ZEN E.-An et ALBEE A.L. (1964).- Coexistent muscovite and paragonite in pelitic schists.  
Am. Mineralogist, vol. 49, p. 904-925.

TABLES DES TABLEAUX.

Page	Tableau	
2	1	Analyses chimiques des échantillons étudiés
6	2	Analyses des chlorites
7	2 bis	Formules structurales des chlorites
11	3	Analyses d'amphiboles bleues
12	3 bis	Formules structurales des amphiboles
14	4	Analyse et formule structurale d'un pyroxène jadéitique
15	5	Analyses ponctuelles des teneurs en $\text{Na}_2\text{O}$ et $\text{K}_2\text{O}$ dans les micas blancs d'une glaucophanite à paragonite.
16	6	Analyses de micas blancs
18	6 bis	Formules structurales des micas blancs
21	7	Analyses et formules structurales de biotites vertes
23	8	Analyses et formules structurales de grenats
24	9	Part en almandin, pyrope, grossulaire et spessartine des grenats
26	10	Analyses partielles des feldspaths
29	11	Paragénèses des séricitoschistes du Permo-Trias
31	12	Paragénèses du Permien
34	13	Formules structurales des minéraux des paragénèses du Permo-Trias et du Permien
37	14	Paragénèses des roches basiques du 2ème type
39	15	Formules structurales des minéraux de la paragénèse de la roche basique 894 a
45	16	Formules structurales des minéraux des paragénèses des glaucophanites

Page	Tableau	
49	17	Paragénèses des micaschistes gris étudiés
50	18	Formules structurales des minéraux des paragénèses des micaschistes gris
61	19	Rappels des paragénèses des échantillons étudiés en détail
67	20	Résultats du traitement mathématique de l'association albite-glaucophane-phengite-paragonite dans les tétraèdres des compositions $K_2O-Al_2O-Na_2O$ , $Al_2O_3$ , $FeO-MgO$
67	21	Résultats du traitement mathématique de l'association albite-glaucophane-phengite-chlorite
68	22	Résultats du traitement mathématique de l'association glaucophane-chlorite-phengite-paragonite
68	23	Résultats du traitement mathématique de l'association albite-chlorite-phengite-paragonite
75	24	Résultats du traitement mathématique de trois associations à grenat
81	25	Résultats du traitement mathématique des associations à grenat dans la roche basique 894 a
81	26	Résultats du traitement mathématique des associations à biotite verte
85	27	Succession possible des différents sub-faciès au cours du métamorphisme

TABLES DES FIGURES.

Page	Figure	
8	1	Classification des chlorites étudiées
10	2	Place des amphiboles bleues analysées dans la classification de Miyashiro
32	3	Successions possibles des paragénèses dans le Permien
54	4	Pseudomorphose d'une baguette de glaucophane dans le micaschiste 7245 i
59	5	Présentation du système tétraédrique utilisé
62	6	Tétraèdre des concentrations : place de l'échantillon du Permo-Trias
66	7	Tétraèdre des concentrations : place des échantillons des micaschistes du Permien et du socle
72	8	Tétraèdre des concentrations : place de l'échantillon 7245i
74	9	Tétraèdre des concentrations : place des associations à grenats
77	10	Déplacement du domaine du grenat almandin en fonction de la pression
78	11	Place des grenats analysés au sein de métamorphisme de type différent
82	12	Tétraèdre des concentrations : place de la roche basique
88	13	Conditions du métamorphisme, approximatives, régnant en Vanoise méridionale d'après les associations minérales de la zonéographie régionale

Page	Figure	
90	14	Relations chemiographiques et relations de phases dans un diagramme pression-température, d'après J.R. Kienast et C. Triboulet (1972)
93	15	Assemblages stables des phases du système orthose-albite- $Al_2O_3$ à 55°C-1 Kb, d'après Iiyama (1964)
95	16	Evolution du métamorphisme en Vanoise méridionale d'après le présent travail.

LEGENDE DES PLANCHES DE L'ARTICLE III B.

PLANCHE E.

- Photo 1 : x 250

Baguette de glaucophane zonée dans une roche basique (éch. 894a). A ses extrémités, le glaucophane se déstabilise en chlorite (gris clair sur la photo); sur ses flancs, une rétro-morphose en biotite verte est visible (en noir sur la photo).

- Photo 2 : x 100

Baguettes de glaucophane microboudinées dans une fente d'extension au sein des micaschistes gris du socle (Dôme des Sonnaillies). Ces fractures du glaucophane sont le siège d'une rétro-morphose de ce dernier en chlorite.

- Photo 3 et 4 :

Traversées à la microsonde électronique dans une zone micacée d'une glaucophanite à paragonite du Cirque du Dard (éch. 2888 d). Alternances de paragonite et de phengites dans la foliation. La substitution en potassium et sodium dans ces micas blancs est bien visible. Certaines sont cependant anormales (substitution en Na dans les phengites souvent excessive pour les conditions du métamorphisme de la région).

PLANCHE F.

- Photo 1 : x 250

Grenat en atoll dans un gneiss clair à grenat du socle (éch. 7237). La couronne et le coeur du grenat sont optiquement bien différenciés.

- Photo 2 :

Image à la sonde électronique d'un grenat en atoll identique au précédent (image en électrons absorbés). La couronne et le coeur du grenat ne se distinguent plus. La trace blanche est le chemin parcouru par le spot dans les traversées des images 3 et 4.

- Photo 3 et 4 :

Images des traversées en Ca, Fe. et Mn dans le grenat en atoll. Elles mettent également bien en évidence l'existence d'une structure en atoll dans le grenat (cf. texte p. 22).

- Photo 5 :

Grenat des micaschistes du socle d'Ambin à biotite hercynienne (M. Gay et Y. Vialette 1974). La traversée est surimposée à l'image en électrons absorbés du grenat. Malgré de nombreuses inclusions dans le grenat, une faible zonation en Mn et Fe est visible. Aucune structure en atoll n'apparaît.

T : trace de la traversée, Bf : bruit de fond.

- Photo 6 :

Autre grenat de la même roche. Légende identique.

CONCLUSION GENERALE.

## - CONCLUSION GENERALE -

Chaque chapitre a sa propre conclusion. Il paraît cependant utile de rassembler les résultats obtenus.

La série détritique Permienne est discordante sur un socle cristallophyllien d'âge inconnu (Hercynien ou Calédonien?).

L'orogénèse alpine y développe une tectonique et un métamorphisme polyphasés d'âge post-Eocène.

La tectonique débute par une phase de plis couchés d'axe NW-SE. La foliation métamorphique est très développée et a les caractères d'une  $S_1$ .

La deuxième phase tectonique se caractérise par des mécanismes de glissements constamment orientés au NW-SE et qui déterminent selon les lieux et les roches du massif des structures de forme et d'orientation différentes.

Le métamorphisme peut également être séparé en deux stades :

Un stade à haute pression - basse température (8 Kb-350°C) avec des associations à glaucophane-chlorite-phengite ( $S_i = 3.5-3.6$ )-paragonite. Le grenat et un pyroxène jadéitique peuvent exister dans certaines roches.

Un stade à plus basse pression et plus haute température (4 Kb-400 à 450°C) avec les associations à albite-chlorite-phengite ( $S_i = 3.2$ )-paragonite ou biotite verte-chlorite-albite-paragonite dans certaines roches basiques.

Ces stades représentent les conditions extrêmes du métamorphisme dans la région. Peu de roches sont restées ou sont à l'équilibre

dans l'un ou l'autre de ces stades. Les roches intermédiaires où sont associés les minéraux de paragénèses spécifiques d'équilibre différent sont fréquentes.

La première phase tectonique semble s'être déroulée dans le premier stade du métamorphisme, tandis que la seconde phase se situe au cours de l'évolution de ce premier stade vers les conditions tardives du métamorphisme. Ceci peut être cependant nuancé ; il n'est en effet pas rare de rencontrer au sein de la foliation de première phase des petites albites, ce qui traduit une certaine rétro-morphose précoce. Cependant dans certaines roches du socle, la cristallisation du glaucophane paraît avec évidence synchrone de la deuxième phase tectonique. La variation de la composition des phengites avec la progression du métamorphisme peut dans certaines roches être un facteur de stabilité du glaucophane durant un certain temps. Dans les phases tardives, la pression des fluides semble elle aussi avoir un rôle important dans l'équilibre de la roche au sein des conditions thermodynamiques.