# CONTRIBUTION A LA CONNAISSANCE PETROGRAPHIQUE DU MONT POURRI (SAVOIE, FRANCE); CONSEQUENCES STRUCTURALES

par Jacqueline DESMONS \* et Jean FABRE \*\*

RESUME. - En Vanoise septentrionale, la région sommitale du Mont Pourri et celle traversée par la galerie du Ponturin sont constituées principalement de prasinites-ovardites et de méta-arénites, avec quelques roches à grenat et/ou homblende. Les galeries de La Raie et du Clou ont fourni des types lithologiques analogues, avec en outre des micaschistes à glaucophane avec ou sans paragonite. Dans la série à prasinites-ovardites et méta-arénites les associations métamorphiques sont apparemment seulement alpines. La partie sédimentaire est interprétée comme pouvant être issue du démantèlement de séries de socle semblables aux socles polymétamorphiques briançonnais voisins. L'âge possible de la sédimentation pourrait être compris entre le Silurien et le Dinantien. Les micaschistes à grenat, par contre, font probablement partie d'écailles d'un socle polymétamorphique.

La Vanoise N, comme l'ensemble de la nappe du Grand-Saint-Bernard, se révèle composite, faite d'unités tectoniques superposées que l'on peut ramener à deux ensembles : un ensemble inférieur polymétamorphique et un ensemble supérieur apparemment monocyclique, tous deux d'évolution alpine légèrement différente. Le métamorphisme varisque du Pennique externe semble avoir été de degré faible ou très faible.

ABSTRACT. - In the Northern Vanoise (one of the external Penninic massifs) the Mont-Pourri and Ponturin-gallery area consists of predominant prasinite-ovardite and meta-arenite, together with minor garnet and/or hornblende schist. Similar lithotypes, together with paragonite-bearing glaucophane schists, are found in the La Raie and Clou galleries. The metamorphic associations in the prasinites-ovardites and meta-arenites apparently are only Alpine in age. It is proposed that the sedimentary part was eroded from sequences similar to the close-by polymetamorphic Briançonnais basement massifs. The sedimentation age is possibly comprised between Silurian and Dinantian times. On the other hand, the garnet-bearing schists are likely to belong to slices of polymetamorphic basement sequences.

The Northern Vanoise - and the whole Grand-Saint-Bernard zone as well - appears to be a composite unit, consisting of superposed tectonic slices that can be classified in two main complexes: a polymetamorphic, tectonically lower complex and an apparently monocyclic, tectonically upper complex, their Alpine metamorphic history being slightly different. The Variscan metamorphism in the external Penninic massifs seems to have been of low or very low grade.

# INTRODUCTION

La Vanoise septentrionale, un des massifs briançonnais ou massifs penniques externes, est située entre, au Nord, le massif du Ruitor dont le sépare un contact chevauchant et, au Sud, la Vanoise méridionale avec laquelle le passage est caché par les écailles mésozoïques du Col de la Vanoise.

<sup>\*</sup> C.N.R.S. Adresse provisoire: Laboratoire de Pétrologie, Université de Nancy I, B.P. 239, F-54500 Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex.

<sup>\*\*</sup> Laboratoire de Géologie alpine associé au C.N.R.S., Institut Dolomieu, 15, rue Maurice Gignoux, F-38031 Grenoble Cedex.

Le massif a été étudié par Ellenberger (1958) à qui nous renvoyons pour la bibliographie antérieure. Les rapports entre couverture permo-mésozoïque et série paléozoïque sous-jacente ont aussi fait l'objet de publications plus récentes (Ellenberger et Saliot, 1967; Raoult, 1980 a et b; Broudoux, 1985). Des données pétrographiques et minéralogiques sur le massif se trouvent dans Bocquet [Desmons] (1974 b et c). De nouveaux levers ont été effectués sur le versant oriental (Marion, 1984) ainsi que sur les versants S et N de Bellecôte où affleure surtout la série anté-permienne (Peruccio-Parison, 1984; Fabre et al., sous presse; Guillot et al., 1986; Guillot, 1987).

Un des problèmes posés par la Vanoise N est celui de l'âge de la série anté-permienne où, sauf assez rares exceptions que nous mentionnerons plus loin, seules ont été décelées des phases alpines de déformation et de métamorphisme, celles-ci étant de degré faible. A la suite de Termier et de M. Bertrand un âge carbonifère supérieur, découlant de la position stratigraphique sous le Permien, avait été admis, pour la Vanoise N et S, par Ellenberger qui envisageait (1958, p. 125) un milieu de dépôt différent de celui de la Zone houillère. Cette attribution chronologique, déjà repoussée par Gignoux (1929), a été de nouveau mise en doute par Bocquet [Desmons] (1974 a, b et c; Desmons, 1977) à cause de la présence de grenat, indice possible d'un degré de métamorphisme plus élevé que celui indiqué par les associations prédominantes, et par analogie avec les autres séries anté-permiennes briançonnaises dont l'âge anté-carbonifère supérieur est bien étayé. Les différences chimiques mises en évidence entre les séries de la Zone houillère et de Vanoise N (déjà soulignées par Bocquet [Desmons], 1974 b, p. 191) ont finalement mené Peruccio-Parison (1984, p. 79 et 337) à hésiter entre un âge stéphanien et un âge anté-namurien, puis Guillot (1987) à admettre l'âge carbonifère inférieur, ou plus ancien, d'une série considérée comme de faciès Culm, c'est-à-dire une série grauwackeuse essentiellement marine.

Marion (1984) a dessiné des écailles à matériel anté-permien aux Brévières et au Clou (vallée de l'Isère, en aval de Tignes). Dans le massif de Bellecôte la série basique est décrite comme reposant sur des micaschistes à grenat d'affleurement très restreint (Guillot et al., 1986; Guillot, 1987). Ni analyse palynologique (Chateauneuf in Peruccio-Parison, 1981, p. 55; Desmons et Pantic', inédit 1986), ni recherche d'acritarches (Baudelot, Coquel in Guillot, 1987; Desmons, travaux en cours), ni datation radiométrique (Bocquet [Desmons] et al., 1974) n'ont encore pu préciser l'âge et l'histoire de la série anté-permienne.

En raison peut-être de la difficulté de son accès le Mont Pourri, partie orientale la plus haute du massif, qui domine de 2400 m la vallée de l'Isère, est actuellement le moins connu. Se fondant sur la similitude de la couverture permienne, Guillot (1987) a proposé de le considérer comme le prolongement oriental du flanc inverse du pli de Bellecôte. Les échantillons décrits ci-dessous ont été récoltés, d'une part, par J. F. en 1955 lors d'une traversée du Mont Pourri et dans la moitié occidentale de la galerie E.d.F. du Ponturin (Fabre, 1956), d'autre part par J.D. en 1969 et de1984 à 1986 sur les versants sud et est du Mont Pourri, ainsi que dans les deux galeries E.d.F. du Clou (Ste-Foy-en-Tarentaise). L'échantillonnage de J.F. dans le Mont Pourri et dans la galerie du Ponturin n'ayant pas permis d'étude chimique, nous nous fonderons sur les données chimiques obtenues dans l'ensemble de la Vanoise N (Ellenberger, 1958; Bocquet [Desmons], 1974 b et c; Peruccio-Parison, 1984; Abouchamy, 1986; Guillot et al., 1986; Guillot, 1987; Desmons, inédit; Desmons et Ploquin, en prép.).

#### FACIES PETROGRAPHIQUES

### 1) Mont Pourri (Fig. 1)

En 1955 J.F. a échantillonné le long d'un itinéraire menant du pied de la face sud du Mont Pourri au sommet, via la brèche Poccard et l'Epaule (voie dite "chemin Poccard"), de là au Grand Col par l'arête N et le Mont Turia et enfin du Grand Col à la Pointe des Arandelières, l' Aiguille Rouge et le Signal de la Rousse, entre 2760 et 3782 m d'altitude. La fig.1 montre la distribution des faciès pétrographiques qui sont les suivants. Le grain est fin sauf indication contraire.

- Prasinite : schiste à actinote ± chlorite, épidote, albite et sphène ± apatite ; l'épidote peut former des nodules polycristallins ;
- ovardite: schiste à albite, chlorite ± actinote, épidote (parfois à noyau d'allanite), sphène ± crossite ± phengite ± biotite verte ± stilpnomélane ± apatite ± quartz;
- métabasite à hornblende, épidote, albite, quartz ± grenat (ancienne roche grenue et/ou ancienne amphibolite?);

- micaschiste (Tabl. 1: n° 3555) à amphibole calcique antérieure à la foliation, avec bordure limpide (actinote) autour d'un centre (hornblende) riche en inclusions vraisemblablement titanées, à sphène, épidote, phengite, rares quartz et chlorite (Pl. 1 E);
- schiste et micaschiste chloriteux, à quartz, phengite, chlorite, oxydes de Fe ± rutile ± albite ± sphène ± épidote ± apatite :
- méta-arénite feldspathique, parfois grauwackeuse : roche hétérogranulaire à phénoclastes d'albite, parfois de quartz et d'épidote, ± phengite ± chlorite ± épidote ± sphène ± apatite ± zircon ; certains échantillons pourraient correspondre à d'anciens tufs épiclastiques ;
- roche leucocrate d'apparence gneissique, à grands grains de microcline perthitique, zonés, parfois à néocroissance d'albite, parfois corrodés (Pl. 1 C et D), de quartz et de plagioclase;
  - quartzite ± riche en phengite : méta-grès ou méta-psammite ± albite ± épidote ± rutile ;
- marbre très hétérogranulaire (avec de l'amphibole trémolitique près de son contact avec une prasinite).

Les affleurements de la région sommitale du Mont Pourri comprennent ainsi une majorité de roches mafiques : métagabbros, prasinites, ovardites, celles-ci montrant une transition vers des schistes chloriteux et des méta-arénites, le tout formant une série vraisemblablement magmatique et sédimentaire avec des termes volcano-détritiques. La roche claire, acide, trouvée dans la face sud du Mont Pourri (Fabre, 1961, p. 179) paraît se suivre sur la face sud jusqu'à la brèche Puiseux où elle a été interprétée par Ellenberger (1958, p. 128) comme une cinérite ; un échantillon analogue a été récolté entre la brèche Poccard et l'Epaule (Pl. 1 C et D). La nature des roches quartzo-albitiques sera discutée plus loin.

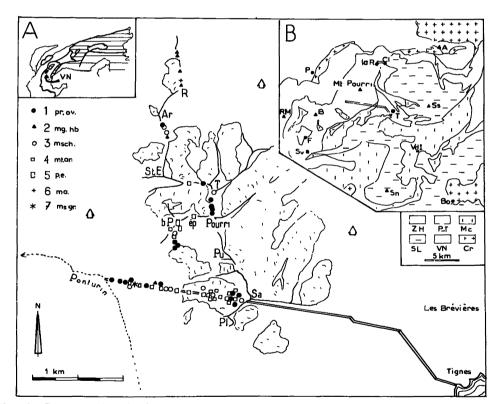


Fig. 1. Carte de localisation.

Echantillons: 1 pr.ov. = prasinite, ovardite; 2 mg.hb. = métagabbro, roche à amphibole calcique relique; 3 msch. = micaschiste ± chloriteux; 4 mt.ar. = méta-arénite; 5 p.e. = méta-arénite peu évoluée ou métacinérite; 6 ma. = marbre; 7 ms.gr. = micaschiste à grenat relique. Ar, Aiguille des Arandelières; bP, brèche Poccard; ép, épaule; Pl, Dôme des Platières; Pu, brèche Puiseux; R, Aiguille Rouge; Sa, Dôme de la Sache; StE, Aiguille du St-Esprit; T, Mont Turia.

Encart A. Situation de la Vanoise septentrionale (VN) dans les Alpes. La Zone pennique est figurée par un pointillé, l'Austro-Alpin par des lignes horizontales serrées et les Alpes méridionales par des lignes horizontales espacées.

Encart B. Schéma géologique (d'après Raoult, 1980, simplifié et complété par la Zone Sapey).

Figurés: ZH, Zone houillère; P-T, Permien à Trias inférieur; Mc, Mésozoïque carbonaté; SL, Schistes lustrés et gypses; VN, socle de la Vanoise septentrionale; Cr, socles du Ruitor, de la Zone Sapey, de Vanoise méridionale et du Grand Paradis. A, Archeboc; B, Bellecôte; Bo, Bonneval; Cl, Clou; F, Friburge; la R, La Raie; P, Peisey; RM, Roche de Mio; Sn, Sana; Ss, Grande Sassière; Sv, Sauvire; T, Tignes; VdI, Val d'Isère.

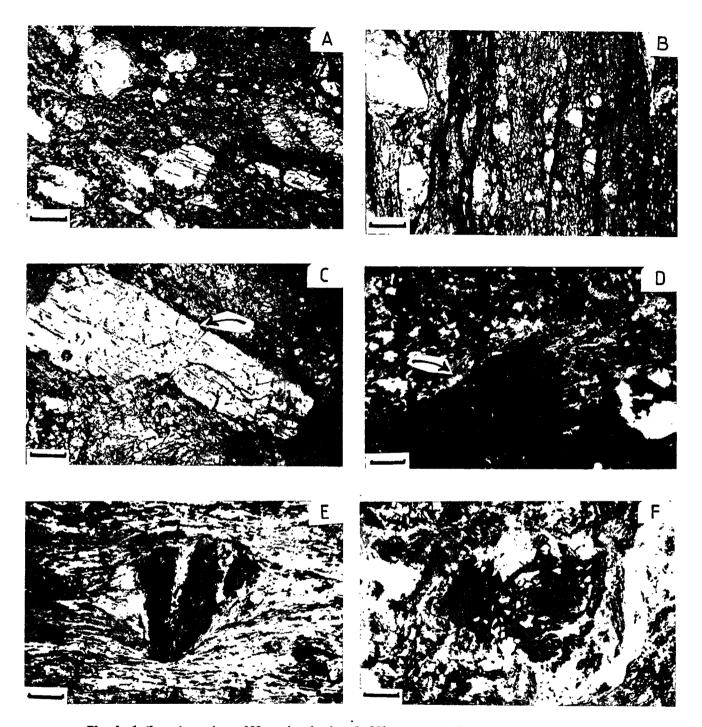


Planche 1 (Le trait représente 100 µm dans la photo D, 250 µm partout ailleurs).

- A. Méta-arénite non orientée: phénoclastes d'albite maclée et clivée et de quartz polycristallin (bord droit) dans une matrice où le quartz prédomine sur l'albite (et qui comporte aussi phengite, chlorite, sphène et apatite). Galerie du Ponturin, m. 2230.
  - B. Méta-arénite très orientée, à foliation soulignée par phengite et chlorite. Galerie du Ponturin, m. 2420.
- C. Grand phénoclaste de microcline à frange de microcline limpide, entouré d'un film de mica blanc (flèche) pouvant représenter, dans l'hypothèse d'une origine détritique, une ancienne enveloppe argileuse du claste. Gneiss leucocrate, versant S du Mont Pourri, moraine du glacier du Carro.

# 2. Galerie du Ponturin (Fig. 1).

Nous reprenons ici, à la lumière des observations effectuées sur les échantillons du Mont Pourri et de ses versants, les données de J.F. (1956). Parmi les 37 échantillons étudiés les types pétrographiques suivants sont représentés :

- prasinite (cf. supra);
- ovardite (cf. supra);
- métagabbro grossier à hornblende à laquelle ont succédé actinote et chlorite associées à épidoteclinozoïsite, sphène et albite;
  - schiste chloriteux (cf. supra);
  - micaschiste ± fin (passant à méta-arénite), à phengite, quartz, oxyde Fe ± chlorite ± sphène;
- méta-arénite feldspathique (à phénoclastes d'albite, de quartz ± microcline) (Pl. 1 A et B), parfois à tendance grauwackeuse (cf. supra);
  - quartzite ± riche en albite, ± phylliteux;
- micaschiste à grenat : grands grenats (~3 mm) à nombreuses inclusions de quartz et d'hématite, moulés, ainsi que de grands amas de quartz, par une foliation crénelée; cette dernière est dessinée par un fond à grain fin (≤ 0,1 mm), formé de mica blanc, quartz, sphène, épidote, chlorite (Pl. 1 F).

La coupe peut se résumer comme faite dans une série très plissée, à plongement de NW à N, où prédominent les méta-arénites, à interstratifications de roches mafiques surtout oyarditiques où l'échantillon de métagabbro évoque une intrusion. Ce métagabbro rappelle ceux qui affleurent plus à l'W, à la Sauvire, à la Pointe du Bonhomme et à Bellecôte, ainsi que celui décrit par Marion (1984) dans la moraine de la Savinaz.

Comme cela sera discuté plus loin à propos des métamorphismes, le micaschiste où le grenat forme des reliques étrangères à l'association du fond, témoigne d'une phase métamorphique ancienne. Il est semblable à celui du versant ouest du Mt Pourri (prise d'eau E.d.F.: Guillot, 1987, p. 100-101) et est interprété comme nouvel indice d'un socle polymétamorphique. Il faut souligner qu'il est associé dans la galerie à une zone broyée (Fabre, 1956, coupe), ce qui rend tout à fait vraisemblable l'hypothèse d'une écaille tectonique.

Les échantillons récoltés entre 1220 et 1690 m montrent une calcitisation importante, probablement liée à une déformation cassante et à la proximité des termes carbonatés mésozoïques.

# 3. Région de La Raie (Ste-Foy-en-Tarentaise et hameau de La Thuile)

La présence de micaschistes à amphibole bleue, plus ou moins altérée en chlorite et albite, avait dès 1958 été signalée dans les tunnels routiers de Belair (ou Bel-Air; La Thuile-en-Tarentaise) par Ellenberger, puis à nouveau par J.D. (Bocquet [Desmons], 1974 b). Des faciès à amphibole bleue ont été retrouvés dans la galerie de reconnaissance E.d.F. récemment percée en rive gauche de l'Isère et dans la nouvelle galerie du Clou en rive droite (Fig. 1). Les échantillons de ces galeries ont en général une granulométrie un peu plus grossière (de 0,1 à ≤ 1 mm) que ceux du Ponturin et du Mont Pourri.

<sup>(</sup>planche 1, suite)

D. Phénoclaste composite fait de microcline (perthitique et à inclusions) à bordure de microcline limpide (flèche) et à néocroissance d'albite, le tout entouré de quartz, dans une matrice quartzo-albitique comportant un peu de fin mica blanc et de chlorite. Les néocroissances autour du feldspath potassique indiquent une évolution complexe comprenant l'influence de fluides (perthite et inclusions), une diminution de température (croissance d'albite) et un stade, peut-être métamorphique, à une température dépassant 400°C environ, permettant une néocroissance de microcline limpide. D'autres grains de microcline (non figurés) contiennent de grandes inclusions d'albite. Gneiss leucocrate tout à fait semblable à l'échantillon de la fig. C; Mont Pourri, entre la brèche Poccard et l'Epaule, z = 3350.

E. Amphibole calcique (hornblende) relique en grain rendu trouble par des inclusions de sphène ; le grain cataclasé montre une néocroissance limpide d'actinote dans les fissures et sur les bordures et est moulé par une foliation à phengite prépondérante (comportant aussi sphène, épidote, chlorite). Schiste amphibolique, arête N du Mont Pourri, au N du Signal de la Rousse.

F. Grand grenat riche en inclusions de quartz, fragmenté et érodé dans un micaschiste (à qyuartz fin mica blanc, sphène et épidote). Galerie du Ponturin, m. 590.

### a) Galerie de reconnaissance rive gauche

La galerie de reconnaissance, qui est approximativement parallèle à l'Isère en rive gauche, traverse un gros paquet glissé (G. Castanier, rens. oral). La série traversée forme un ensemble redressé et plissé de méta-arénites et de métagrauwackes grises, de micaschistes fins à lentilles charbonneuses et de roches vertes interstratifiées (ovardites et prasinites). L'extrémité aval recoupe des micaschistes à glaucophane et paragonite (Tabl. 1 : n° 85.22) dans un état de fraîcheur peu fréquent en Vanoise N. Certains échantillons de ces micaschistes montrent une première association à glaucophane, mica blanc, sphène, clinozoïsite et quartz, antérieure à l'association typique de schiste vert qui la remplace (à phengite, chlorite, albite, sphène et quartz) et à la déformation qui lui est liée.

### b) Galerie du Clou (rive droite)

L'accès à cette galerie se fait dans des ovardites contenant un peu de biotite vert brunâtre associée à la chlorite. Les types pétrographiques suivants proviennent de la galerie :

- micaschiste charbonneux;

- micaschiste hétérogranulaire (Tabl. 1 : n° 84.15), à grenat relique très fragmenté (spessartinealmandin-grossulaire), à glaucophane ( $\leq 1$  mm), clinozoïsite à noyau d'allanite et sphène antérieurs à la foliation principale dessinée par de petits grains ( $\leq 0.1$  mm) de phengite et de chlorite (ripidolite);

- micaschiste à grenat relique (Tabl. 1 : n° 84.17), à quartz, phengite, chlorite (ripidolite), grenat

(almandin-grossulaire-spessartine);

- chloritoschiste à épidote ± actinote : métagrauwacke probable ; des amas prismatiques antérieurs à la foliation principale, faits de clinozoïsite, sphène, mica blanc, quartz et chlorite pourraient représenter des fantômes de lawsonite, ou des plagioclases altérés, ou encore tout simplement les restes tronçonnés d'un lit riche en épidote ;

- prasinite à grandes reliques de hornblende verte à inclusions de sphène sur un fond à albite, actinote, épidote à noyau d'allanite ± chlorite ± phengite ± oxydes opaques : ancienne amphibolite ?

# NATURE DES ROCHES QUARZO-ALBITIQUES

De nombreux échantillons leucocrates de la galerie du Ponturin et deux de la coupe du Mont Pourri contiennent de grands clastes d'albite maclée parfois un peu séricitisée, ou de quartz mono ou polycristallin, dans une matrice quartzitique contenant un peu d'albite et présentant ou non une orientation planaire (Pl. 1 A et B). Il y en a de semblables dans le versant N de Bellecôte (éch. J.D.). Ils ont été désignés ci-dessus comme méta-arénites feldspathiques; dans certains cas au moins il peut s'agir de tufs épiclastiques. Une origine sédimentaire semble en effet indiquée par les arguments suivants : la proportion de quartz dans la matrice, souvent trop élevée pour être celle d'une métarhyolite ou d'une roche porphyrique métamorphisée; les contours non cristallographiques des grains, interprétés comme phénoclastes; la présence sporadique d'un film micacé autour des clastes. La granulométrie, encore visible malgré les recristallisations métamorphiques, est parfois très hétérogène (de 10-0,8 mm pour les phénoclastes à 0,03-0,1 mm pour la matrice), indiquant une maturation faible du sédiment. Ce sédiment était non granoclassé et dérive probablement d'un seul type de roche. Le caractère maclé et non poecilitique des phénoclastes fait écarter l'idée d'albite authigène ou issue d'une néoformation métamorphique alpine. Îl faut toutefois souligner dans ces échantillons l'absence de tourmaline, minéral signalé dans une majorité de métasédiments du massif (Bocquet [Desmons], 1974 a ; Peruccio-Parison, 1984). Cette absence ne suffit cependant pas pour affirmer qu'il s'agit de niveaux stratigraphiques différents.

Par ailleurs deux échantillons d'apparence gneissique du versant S du Mont Pourri contiennent de grands clastes de microcline d'histoire complexe (Pl. 1 C et D), dont la nature originelle est problématique. La conservation des franges de néocroissance albitique, que l'on pourrait croire particulièrement fragiles, associée à la présence de golfes de corrosion, fait penser, plutôt qu'à d'autres méta-arénites ou tufs, à une roche volcanique ou hypovolcanique porphyrique. Des franges albitiques identiques se trouvent dans les gneiss de Randa (éch. J.D.) où elles ont été analysées et considérées par Thélin (1983, notamment p. 102) comme d'origine magmatique.

# SERIE LITHOLOGIQUE ET CHIMISME

La série principale de Vanoise N contient des termes métasédimentaires et des métabasites. Beaucoup de termes métasédimentaires ont gardé sous les recristallisations métamorphiques un caractère détritique bien visible. Les protolites principaux sont apparemment des arénites : grès feldspathique ou psammitique, grauwacke à matrice quartzo-feldspathique argileuse plus ou moins abondante, tuf épiclastique. Dans les grauwackes de la vallée de Champagny la typologie des zircons détritiques est caractéristique de roches grenues calco-alcalines (Peruccio-Parison, 1984).

Les métabasites se présentent de deux manières : en ensembles lités associés à des masses souvent hectométriques (laccolitiques ?) à texture grenue conservée, dont la composition chimique montre une affinité de tholéite océanique ; ou en niveaux interstratifiés avec les roches métasédimentaires. Les arguments chimiques ne permettent pas de trancher entre une origine volcanique, pyroclastique ou volcano-détritique peu évoluée pour beaucoup de ces niveaux interstratifiés : en effet les analyses, dans leur ensemble, ne montrent pas la dérive nette vers le pôle sédimentaire (argileux ou chloriteux) qui caractériserait un remaniement important (Peruccio-Parison, 1984; Desmons et Ploquin, en prép.). Dans les nouvelles galeries E.d.F. de La Raie et du Clou la composition chimique de quatre échantillons d'origine volcanique possible (Abouchamy, 1986) est andésitique ou basaltique, riche en titane et montre une affinité géochimique avec les tholéites intra-plaques. Cette divergence dans les affinités des magmas reste à étudier.

Dans notre échantillonnage certaines métabasites à hornblende, par exemple celle de l'arête N du Mont Pourri, pourraient tirer leur origine d'un gabbro (ou leucogabbro); une amphibolite à plagioclase n'est cependant pas à écarter. Nous ne voyons actuellement qu'une origine volcano-détritique pour expliquer la richesse de certaines métabasites en mica blanc, aussi bien celle du Signal de la Rousse, qui contient une hornblende relique abondante (Pl. 1 E), que celles du massif de Bellecôte (éch. J.D.).

# LA SERIE DEMANTELEE A TRAVERS LA SERIE SEDIMENTAIRE

A l'origine des clastes et de la partie quartzo-feldspathique de la matrice des arénites on peut voir des granitoïdes, des orthogneiss oeillés ou des roches volcaniques acides. La taille des fragments feldspathiques et quartziques exclut des roches à grain fin et homogène. Au sujet des grauwackes (plus abondants sur les versants de la vallée de Champagny que dans le massif du Mont Pourri) on peut faire remarquer que les clastes d'épidote et de plagioclase saussuritisé supposent que la partie mafique de leur source était métamorphique et vraisemblablement en faciès schiste vert.

C'est en fait non pas vraiment la série elle-même mais l'aire d'alimentation de la série détritique qui semble avoir eu les caractères pétrographiques des socles penniques à métamorphisme anté-alpin : Ruitor, Vanoise S, ou encore la zone Sapey.

## **METAMORPHISMES**

Dans les échantillons du Mont Pourri et du Ponturin les associations minérales sont constituées par les minéraux suivants, qui sont détritiques ou témoignent d'un ou de plusieurs épisodes de métamorphisme (classés par association et par ordre décroissant d'abondance):

- a) dans les méta-arénites : quartz albite phengite oxydes de Fe ± zircon ± sphène ± chlorite ± épidote ± apatite ± matières charbonneuses ± calcite secondaire ;
- b) dans les roches mafiques: albite chlorite épidote phengite sphène oxydes de Fe ± reliques d'amphibole bleue ± quartz ± apatite ± calcite ± actinote ± biotite verte; dans les métagabbros et/ou amphibolites prasinitisées: hornblende sphène; actinote chlorite albite épidote quartz;
- c) dans les micaschistes à glaucophane : quartz grenat allanite ; glaucophane (antérieur à la foliation principale); phengite ± paragonite clinozoïsite sphène chlorite ± albite oxydes de Fe ± apatite ; calcite secondaire ;
- d) dans les micaschistes à grenat : quartz grenat muscovite oxydes de Fe-Ti ; phengite chlorite sphène épidote oxydes de Fe.
- 1) La hornblende relique a vraisemblablement en grande partie une origine magmatique ou tardi-magmatique. Quoiqu'on ne dispose pas d'échantillon la montrant disposée dans une foliation métamorphique ou intimement associée au grenat (trouvé en relique, par exemple dans l'ovardite n° 86.15, Tabl. 1), on ne peut toutefois écarter l'hypothèse qu'une partie de la hornblende résulte d'un métamorphisme ancien de faciès amphibolite.

n° éch. 8 analyse	n° éch. 84.17 84.17 analyse 32 33	li e	86.15 36-b	grenat 86.15 42	grenat 86.15 86.15 84.15 84.15 42 40-c 120 125	84.15	84.15 125	3555 13	amphib 3555 17	bole Ca 5 3555 8 18	86.20	85.22 4-b	glauco 85.22 5-c	glaucophane 85.22 84.15 5-c 126	84.15 127-c	84.17	3555	mica b 3555 8 21	blanc 85.22 8	85.22	84.15 134	84.17 8	chlorite 84.15 86.15 124 53	rite 36.15 53	86.20
SiO2 Al2O3 Cr2O3	1	1	39.22 21.26 0	38,72 21,80 0	38,42 21,18 0	38,68 21,52 0	38,88 21,45 0	55,13 2,41 0	51,08 4,81 0,28	50,13 5,10 0,37	55,38 1,13 0	57,19 12,26 0	58,66 11,50	56.21 12.35 0	56,51 12,13 0	50,64 27,41 0	52,21 28,27 0	49,38 31,60 0	48,88 40,51 0	48.59 40,40 0	51,72 28,19 0,04	26,26 20,61 0,02	25,81 20,33 0	24,35 21,31 0	27,15 20,01 0
Feo* Mgo wio	20,05 20,01 0,80 0,87 1	0,09 14,93 0,94 0,11,11	23.80 0.60 0.96 0.96	0,18 22,69 0,34 7,82 0,12	0,08 22,87 0,38 7,78	0,12 13,43 0,26 17,93 0,07	0,13 15,29 0,25 16,80	0 10,65 16,46 0,46	3,55 10,84 13,35 0,40	4,09 10,21 13,65 0,21 0,13	0,02 12,73 15,70 0,36 0,09	0,08 12,53 7,78 0,17	0 12,76 7,87 0,13 0,11	0.07 14,91 6,10 0,23	0,08 14,38 6,80 0,16	0,13 2,39 0,04 0	0 3,66 0,06 0,06	0,20 0,70 0,02 0,02	0 0,50 0,03 0,03 0,03	0,50 0,20 0,00 0,002	0 2,2,64 0,03 2,84 0,03	0 23,49 15,65 0,47	0,07 27,57 13,33 0,37 0,02	35.07 7.82 0.28 0	0 21,69 18,25 0,37 0,04
CaO Na2O K2O total	_	_	10,74 0,03 0	10,36 0 0,02 102,05	9.86 0.21 0.02 100.80	9.93 0.43 0.09 102,46	9,13 0,01 0 101,94	12,38 0,38 0,03 97,90	13,25 0,80 0,08 98,44	13,90 0,96 0,18 98,93	11,88 0,57 0,08 97,94	0,69 7,4 0,01 98,16	0.29 7.27 0 98.59	0.72 7,05 0 97,64	0,76 6,74 0 97,56	0 0,27 10,14 93,98	0 0,14 10,79 96,90	0,34 10,63 96,77	0,04 7,36 0,45 98,06	0,10 7,16 0,67 97,74	0 0,35 10,36 96,17	0,03 0,01 8,54	0,02 0,07 0 87,59	0,02 0 0,05 88,99	0,05 0 0,02 87,58
S P P P P P P P P P P P P P P P P P P P			6,11 1,89 2,01 0 0,01	6,05 1,95 2,06 0 0,02	6,09 1,91 2,05 0 0,01	6,04 2,01 0,01	6,10 1,90 0,02 0,02	7,83 0,17 0,23 0	7,31 0,69 0,13 0,03 0,38	0,02 0,04 0,04 0,04	7.94 0.06 0.13	8,02 0,0 0,01	8,16 0 0 0 0 0	2.05	8,00 0 2,02 0 0,01	6,83 1,17 3,19 0 0,01	6,82 1,18 3,17 0	6,48 1,52 3,37 0	6,05 1,95 3,96 0	20.0 20.0 30.0 30.0 30.0 30.0	6,83 1,17 3,21 0	5,55 2,45 2,69 0	5,52 2,48 2,64 0,01 0	5,34 2,66 0,02 0	5,61 2,39 2,49 0
N Z Z Z Z Z Z Z Z Z Z Z Z Z Z Z Z Z Z Z	2,65 0,19 1,19 0 1,89 0,01 0	1,97 0,22 1,75 0 1,89 0,01 0	3,10 0,09 0,92 0 1,79 0,01 0	2,96 0,08 1,04 0,02 1,73 0 0	3,03 0,09 1,05 0 1,67 0,06 0 15,96	1,75 0,06 2,37 0,01 1,66 0,13 16,02	2,01 0,06 2,23 0 1,53 0 0 0	1,26 3,48 0,06 0 1,88 0,11 0,01 15,03	1,30 2,85 0,05 0 2,03 0,22 0,01 15,00	1,22 2,91 0,03 0,02 2,13 0,27 0,02 15,10	1,53 3,35 0,04 0,01 1,82 0,16 0,01 15,05	0,73 0,73 0,02 0,10 0,10 0,64 0,01 14,05	0.02 0.02 0.03 0.04 0.08 0.04 0.08	0.88 0.03 0.03 0.11 0.80 0.01 13,98	0,85 0,02 0,02 0,11 0,01 13,99	0,27 0,60 0,01 0 0 0,07 1,74 113,89	0,19 0,71 0,01 0,01 0,03 1,80	0,21 0,53 0 0 0 0 0,08 1,78 13,99	0,05 .05 .0 0 0,01 77,1 70,0	0,06 0,04 0 0 0,01 1,73 0,11	0,29 0,56 0 0 0 0,09 1,74 13,89	4,15 4,93 0,08 0 0 0 0 19,86	4,93 4,25 0,06 0 0 0,03 0,03	6,43 2,55 0,05 0 0 0 0 0,01 19,90	3,75 5,62 0,06 0,01 0,01 0 0
alm 44,8 pyr 3,2 spess 20,1 gross 31,9 Mg/Mg+Fe" Alvi/Alvi+Fe"			52,5 1,6 15,5 30,4	50,9 1,4 17,9 29,8	51.9 1,5 17.9 28.7	30.0 1.0 40.6 28,4	34,4 1,0 38,3 26,3	72,5 ect	67.9 hb act	8, 4r	0, 0, 1,38	9,0 67,0	9,08	8 0,59	0,62	pheng	pheng	pheng	parag	Fe*/A	Fe*/Fe*+Mg rag pheng	0,46 ripid	0,54 nipid	0,72 ripid	0,40 pycn

Echantillons : n°3555 : micaschiste à amphibole relique (+ sphène, chlorite, quartz, albite, calcite), arête N du Mont Pourri, au N du Signal de la Rousse ; n°84.15 : Tableau I. Analyses de minéraux de Vanoise septentrionale. Formules calculées avec Fetot = Fe", sauf pour le glaucophane pour lequel on l'a partagé suivant: Fe" = micaschiste à glaucophane et petits fragments de grenat (+ épidote, , sphène, chlorite, allanite, calcite, oxyde de Fe), galerie E.d.F. du Clou; nº 84.17 : micaschiste chlorio-albitique à reliques de grenat et fantômes d'amphibole (+ sphène, épidote, apatite, allanite, minéraux opaques), galerie E.d.F. du Clou; n°85.22: micaschiste à glaucophane (+ sphène, chlorite, épidote, calcite), La Raie, galerie E.d.F. de reconnaissance en rive gauche; n°86.15: ovardite à grenat relique (+ quartz, sphène, Fe" (proportions monocationiques). Analyses obtenues à la microsonde Camebax de l'Université de Nancy I.

sphène, quartz, minéraux opaques), versant N de Bellecôte.

b, bord; c, centre des grains.

apatite, calcite), entre Friburge et Laisonnay; n° 86.20: prasinite à chlorite (+

Le micaschiste à grenat de la galerie du Ponturin et celui de la galerie du Clou contiennent une première association à grenat, muscovite et quartz, où la taille des grains peut atteindre les 3 mm. La différence de granulométrie et les rapports structuraux montrent que ces minéraux sont des reliques, antérieures aux paragenèses schiste vert du reste de la roche; celles-ci ont une granulométrie de l'ordre de 0,1 mm; les grenats sont moulés et érodés par les foliations récentes, alpines, qui sont à phengite, qui plissent la muscovite et auxquelles n'est pas associé de petit grenat autoblastique comme il en existe dans les régions à métamorphisme schiste vert de degré déjà plus fort, par exemple en val de Rhêmes.

Des teneurs du même ordre en grossulaire sont courantes dans les socles briançonnais (Bocquet [Desmons], 1974; Desmons et al., 1977; J.D., données inédites). Par contre la richesse en spessartine (de 14 à 18 % dans une ovardite de la vallée de Champagny; de 20 à 30 % dans le micaschiste à grenat relique du Clou; Tabl. 1 et données inédites) se compare surtout à celle des grenats des métabasites de Vanoise S ou du Ruitor (amphibolites ± transformées en prasinites ou ovardites), dont les rapproche aussi leur même altération ancienne à épidote et sphène.

2) Postérieurement au grenat, à la muscovite et à la hornblende, on trouve deux types de paragenèses. L'une, à amphibole bleue (glaucophane : Tabl. 1) associée à l'épidote et au sphène, antérieure à la foliation principale, indique un faciès à glaucophane-épidote, c'est-à-dire schiste vert de relativement haute pression. Les amas prismatiques observés dans la galerie du Clou, s'il s'agit de fantômes de lawsonite, indiqueraient par contre un faciès à glaucophane-lawsonite et ainsi un véritable gradient de haute pression, mais cet indice est beaucoup trop peu sûr pour qu'on puisse rien affirmer. Des témoins de ce faciès schiste vert à amphibole sodique ont été trouvés de manière peu abondante, néanmoins un peu partout dans le massif de Vanoise N, depuis la Roche de Mio (Bocquet [Desmons], 1974 b) et Friburge (Saliot, in Peruccio-Parison, 1984) jusqu'à la vallée de l'Isère et depuis le versant N du Mont Pourri jusqu'à celui de la crête Gd Bec-Epéna.

Comme on l'a déjà souligné, ce faciès est particulièrement développé dans la galerie de reconnaissance de La Raie, où l'empreinte du faciès schiste vert n'a donc pas prédominé. Cette galerie traverse un paquet glissé appartenant probablement à l'écaille des Brévières de Marion (1984). Glaucophane et grenat sont tous deux antérieurs à l'association de schiste vert, mais les relations entre ces eux minéraux ne sont pas visibles dans les échantillons disponibles. La composition du grenat, très riche en spessartine (de 30 à 41 %), rappelle seulement celle de grenats alpins néoformés du Ruitor (Laduron et Desmons, 1981; J.D., données inédites) ou du Métailler (Wust et Baehni, 1986), ou celle de grenats enrichis en Mn par diffusion (de Béthune et al., 1976), phénomène en général limité, mais qui est peut-être intervenu ici, car seuls de très petits fragments ont pu être analysés.

3) Les associations principales correspondent à un faciès de schiste vert où, dans la galerie du Ponturin, la chlorite prédomine largement sur l'actinote, alors que c'est l'inverse dans la coupe du Mont Pourri où prévalent les prasinites s.str. Les observations structurales montrent que cette association a pu être stable pendant au moins deux phases de déformation et être suivie par un cisaillement et une crénulation sans ou avec peu de recristallisation. Par analogie avec des observations faites antérieurement en Vanoise S et dans d'autres massifs la biotite verte peut être considérée comme issue de la première paragenèse à chlorite et phengite suivant la réaction :

$$ph_I + chl_I + H_2O \longrightarrow bi + chl_{II} + ph_{II}$$
.

C'est dans les métagabbros, où le seul minéral hydraté était avant les métamorphismes alpins la hornblende verte, que l'on peut le mieux suivre le détail des transformations métamorphiques successives. Un équilibre en micro-domaines, avec diffusion à très faible distance (comme Messiga l'a décrit en 1984 dans les ophiolites ligures et Pognante en 1985 dans celles des Alpes cottiennes), accompagné d'une réponse faible aux contraintes, rend compte des auréoles entourant la hornblende, à amphibole sodique zonée, puis à chlorite et stilpnomélane. Par contre une foliation a été associée au développement abondant de chlorite ou d'actinote, cette réponse ductile aux contraintes donnant passage aux fluides hydratés nécessaires à l'établissement de la paragenèse.

4) On peut proposer comme conditions minimum du faciès schiste vert à glaucophane, pour une température n'ayant probablement pas dépassé 350 à 370°C, une pression d'environ 6 kbar; cette valeur de pression est en effet plus vraisemblable que 4 kbar (Maresch, 1977) lorsqu'on considère la largeur cartographique du domaine à lawsonite sans glaucophane: dans les Alpes occidentales notamment cette zone est trop large pour correspondre à une variation de 0,5 kbar seulement, la lawsonite étant stable à partir de 3,5 kbar (Nitsch, 1974). En ce qui concerne la phase de faciès schiste vert, on peut admettre des valeurs de l'ordre de 350°C et 3-4 kbar, décroissant progresivement au cours des phases de déformation suivantes.

La matière charbonneuse n'est pas graphitique (Fabre, 1958, p. 211; Schade in Guillot, 1987, p. 127); les limites inférieures du faciès schiste vert et l'apparition du graphite ne coïncident donc pas (cf. Frey, 1986). Toutefois la limite inférieure de stabilité du graphite pourrait varier en fonction de la teneur de la phase fluide en CO<sub>2</sub> (Holloway, 1984).

5) En l'absence actuelle de toute mesure d'âge dans la série anté-permienne de Vanoise N on citera les âges concordants obtenus dans la couverture proche (K-Ar:  $44 \pm 2$  et  $40 \pm 2$  Ma; Rb-Sr:  $36 \pm 6$  Ma, phengite des quartzites triasiques de Tignes; Bocquet [Desmons] et al., 1974). Ces âges appartiennent à la phase méso-alpine partout reconnue dans les Alpes occidentales avec un faciès schiste vert et associée à une phase principale de déformation (Desmons et Hunziker, 1987 a; Hunziker, Desmons et Martinotti, sous presse). La phase, ou le stade, de schiste vert à amphibole sodique des socles briançonnais n'est pas datée (discussion récente dans Desmons et al., 1982 et dans Desmons, 1986).

#### HISTOIRE ANTE-ALPINE

Les micaschistes à grenat, ainsi que peut-être les schistes à hornblende, sont interprétés comme les témoins d'une série métamorphique anté-alpine, qui a pu être semblable à celle des socles briançonnais voisins : Ruitor, Vanoise méridionale, zone Sapey. Comme Marion (1984) et Guillot (1987) nous y voyons des écailles tectoniques alpines, jalons du socle polymétamorphique entre la Vanoise méridionale et le Ruitor et soubassement de la nappe composite que constitue la Vanoise septentrionale.

Ces quelques témoins mis à part, le massif de Vanoise N contient une majorité de termes apparemment métamorphisés seulement pendant l'orogenèse alpine et se singularise ainsi au milieu des unités voisines de socle briançonnais. Un âge carbonifère supérieur lui avait été attribué par certains auteurs, mais nous savons maintenant que les caractères lithologiques et chimiques, tout à fait différents de ceux de la Zone houillère (Bocquet [Desmons], 1974 a et b; Peruccio-Parison, 1984; Guillot, 1987; Desmons et Ploquin, en prép.), s'opposent à cette attribution. En outre, si le faciès métamorphique prédominant est schiste vert aussi bien en Vanoise N que dans la plus grande partie de la Zone houillère (cf. carte métamorphique des Alpes, Frey et al., en prép.), les déformations dont témoignent les roches de Vanoise N sont plus intenses et le cachet sédimentaire plus atténué.

Si la série était effectivement monocyclique, comment cela pourrait-il s'accorder avec un âge antérieur au Carbonifère supérieur (c'est-à-dire antérieur aux événements tectono-métamorphiques du Varisque supérieur) et quel âge peut-on proposer pour les protolites? Ce caractère monocyclique de la Vanoise N ne serait-il pas seulement apparent? Le raisonnement peut s'appuyer sur quelques données radiométriques.

Dans les socles penniques un magmatisme et un métamorphisme dans les conditions du faciès amphibolite (le faciès granulite n'étant pas exclu) sont datés, par isochrones sur roches totales et par datation U-Pb de zircons, de l'Ordovicien et de la limite supérieure du Cambrien (réf. in: Thélin et Ayrton, 1983; Desmons et Hunziker, 1987 b; Hunziker et Martinotti, 1984). On ne dispose actuellement pas d'arguments en faveur d'un événement cadomien ou d'un âge infracambrien. Des datations sur minéraux des mêmes socles penniques ouest-alpins ont donné des âges apparemment varisques ou dépourvus de signification géologique. Les minéraux datés appartiennent à un faciès schiste vert. Un faciès amphibolite varisque n'y est donc pas démontré. Un événement thermique semble avoir eu lieu dans les zones penniques au Permien, âge plusieurs fois obtenu sur mica blanc, mais pas de manière générale; s'il s'agit bien d'un événement, il peut avoir été lié à un magmatisme granitique tardi-varisque (Bocquet [Desmons] et al., 1974,) dont le volcanisme de la Zone houillère serait une autre manifestation.

Afin de rendre compte des caractères lithologiques et métamorphiques nous avons proposé comme hypothèse actuellement la plus plausible un âge de dépôt siluro-dévonien ou dinantien (J.D. in Debelmas et al., sous presse). Guillot (1987) est arrivé indépendamment à envisager les mêmes périodes. Cela suppose que le métamorphisme varisque du Carbonifère inférieur dans cette unité a été d'intensité assez faible pour ne pas avoir laissé de reliques reconnaissables sous les associations alpines : ce fut ou bien un métamorphisme régional de faciès schiste vert, ou peut-être anchizonal, ou même seulement un métamorphisme au contact de plutons intrusifs de phase "sudète". Il est difficile en effet d'envisager que des paragenèses métamorphiques de faciès amphibolite aient été totalement effacées par les métamorphismes alpins, car si ces derniers en avaient été capables, pourquoi n'auraient-ils pas effacé en même temps les paragenèses magmatiques de la même série, si bien conservées dans Bellecôte par exemple (Guillot, 1987)?

#### CONCLUSIONS ET DEVELOPPEMENTS

- 1. Parmi les sous-unités anté-permiennes de Vanoise N se distinguent des séries que nous avons appelées apparemment monocycliques et les indices d'un socle polymétamorphique où un métamorphisme anté-alpin a atteint les conditions du faciès amphibolite; ces fragments de socle polymétamorphique forment apparemment de petites écailles dont le style et les affleurements restent à délimiter exactement.
- 2. La série apparemment monocyclique est faite de roches sédimentaires détritiques mêlées à des roches basiques intrusives et extrusives, ainsi que de termes volcano-détritiques peu évolués. L'aire d'alimentation de cette série a pu être semblable aux séries polymétamorphiques de socle pennique, comme par exemple le Ruitor. On retiendra la possibilité d'un âge compris entre le Silurien et le Carbonifère inférieur pour le dépôt de cette série, en soulignant bien qu'il ne s'agit que d'une possibilité que d'autres arguments pourraient restreindre. L'absence quasi totale de roches carbonatées pose un problème : faut-il l'attribuer à la profondeur du bassin de sédimentation, à la mobilité régionale, au cadre paléogéographique local, entraînant une arrivée permanente de matériel terrigène, ou encore à la position du continent à une latitude élevée (en l'occurrence seule une latitude australe est possible). Les données paléomagnétiques, quoique encore peu nombreuses, suggèrent que cela a pu être le cas de la partie nord de Gondwana à l'Ordovicien et au Dévonien, peut-être aussi au Silurien, mais non du Dévonien supérieur au Carbonifère inférieur (Scotese, 1984; Van der Voo, 1988).
- 3. La Vanoise N apparaît comme une nappe composite où sont superposées plusieurs sous-unités, certaines comprenant une série anté-permienne avec ou sans son tégument permo-mésozoïque. On ne peut qu'être frappé du fait que la Zone houillère aussi est maintenant décrite comme ensemble composite (travaux en cours de D. Mercier et de J.F. dans la région du Petit-Saint-Bernard). Il en va de même en Vanoise méridionale (par exemple Platt et Lister, 1985 a et b; de Roo et Lister, 1987; Landès, 1988) et la totalité de la zone briançonnaise se montre maintenant plus comme un empilement d'unités plus ou moins parallélisées que comme un lourd et grand pli pennique.
- 4. La Vanoise N met en évidence la faiblesse, ou l'absence, du métamorphisme varisque. Ce caractère peut lui être propre, mais semble pouvoir s'appliquer aussi aux autres massifs penniques de socle, où les faciès métamorphiques de degré moyen à fort datés sont du Paléozoïque inférieur ou plus anciens. C'est là une différence nette avec les zones externes des Alpes et la chaîne hercynienne de l'Europe moyenne.
- 5. Nous ne suivrons pas entièrement Guillot dans sa proposition de faire de l'ensemble anté-permien de Vanoise N (série apparemment monocyclique et écailles polymétamorphiques) le socle ayant bordé à l'E le bassin houiller, faisant plutôt jouer ce rôle à des ensembles analogues à la zone Sapey et au Ruitor, sur lesquels la Vanoise N a été charriée lors des événements alpins tertiaires. Nous voyons volontiers dans la zone Sapey, le Ruitor et les écailles polymétamorphiques de Vanoise N un ensemble crustal cohérent jusqu'à son morcellement et sa tectonisation à l'époque alpine.
- 6. La Vanoise N n'est pas la seule unité pennique à comporter une série où le métamorphisme semble entièrement ou en grande partie monocyclique. Dans la région du Grand-Saint-Bernard la série du Métailler, qui forme le socle de l'unité du Mont Fort, très marquée par une phase alpine à glaucophane et épidote, ne contient pas de relique d'un faciès amphibolite anté-alpin tel qu'en montrent les séries appartenant à l'unité de Siviez-Mischabel (Schaer, 1960; Bearth, 1963; Burri, 1983; Allimann et Gouffon, 1984; Wust et Baehni, 1986; Allimann, 1987). Cette série elle aussi a été précédemment attribuée au Carbonifère supérieur. Dans le massif d'Ambin la série d'Ambin a été considérée comme métamorphisée seulement lors des phénomènes alpins, s'opposant ainsi à la série de la Clarea sous-jacente qui est anté-alpine et polymétamorphique. Gay (1970) attribua un âge permien à cette série d'Ambin, attribution que nous voulons considérer comme seulement provisoire. En Vanoise S la partie sommitale de la série siliceuse a récemment été interprétée comme formant une unité tectonique distincte et chevauchante (Platt et Lister, 1985 a et b; Landès, 1988), où la présence de jadéite suggère une évolution précoce différente de celle de l'unité de socle inférieure (données J.D.). Dans la zone d'Acceglio, à côté de maigres lentilles reconnues comme constituant un socle anté-alpin (Bocquet [Desmons], 1974 b, p. 235; Lefèvre et Michard, 1976) existent des séries à métabasites attribuées au Permien, que leur chimisme rapproche de celles des socles anciens et de Vanoise N mais distingue nettement des séries carbonifère supérieur de la Zone houillère ou indubitablement permiennes (Desmons et Ploquin, en prép.).

Dans le Briançonnais ligure l'unité de socle de Bagnaschino, elle aussi à associations de haute pression à glaucophane-lawsonite, occupe une position tectonique plus élevée que les unités polymétamorphiques de Calizzano-Savona (Messiga et al., 1982; Anfossi et al., 1984; Cortesogno, 1984).

Tout cela suggère une subdivision en deux ensembles majeurs des socles briançonnais franco-italiens, ensembles pétrographiquement cohérents mais tectoniquement morcelés et inégalement distribués dans les massifs : d'une part un ensemble cristallin à granulométrie plus grossière, où les minéraux d'un faciès amphibolite ont été repris par un faciès de degré plus faible lui aussi anté-alpin ; d'autre part un ensemble monocyclique ou apparemment tel, dont l'évolution alpine montre quelques différences par rapport au précédent. Au premier ensemble appartiendraient des unités toujours en position inférieure : le Ruitor, en Vanoise N les écailles du Mont Pourri et des Brévières-Clou, en Vanoise S l'unité de socle inférieure, les gneiss de la zone du Sapey, la série de la Clarea dans le massif d'Ambin, les "écailles intermédiaires" à l'Ouest de Briançon et les lambeaux polymétamorphiques de la bande d'Acceglio. Cette subdivision rejoint celles effectuées dans le Gd-St-Bernard au Nord (socle polymétamorphique des unités Siviez-Mischabel et socle monocyclique du Mont Fort) et dans le Briançonnais ligure (socle polymétamorphique de Calizzano-Savona et socle monocyclique de Bagnaschino).

D'autres séries, elles aussi intermédiaires entre le socle polymétamorphique et la couverture permo-mésozoïque, existent dans les Alpes. L'énumération qui suit ne suppose bien sûr pas des âges et évolutions identiques pour toutes ces séries encore problématiques. Ce sont : dans le massif de Dora-Maira la série de Pinerolo (fenêtre tectonique sous le socle polymétamorphique ou nappe sus-jacente), faite de schistes, grès, conglomérats avec intrusions acides à intermédiaires, où la présence de grandes lentilles charbonneuses rend cependant très vraisemblable un âge carbonifère supérieur malgré l'absence de données paléontologiques ; la zone de Furgg dans le Mont Rose ; la "Schieferhülle" du pourtour de la fenêtre des Tauern ; le complexe du Schneeberg (où le métamorphisme hercynien a toutefois atteint un faciès de schiste vert proche du faciès amphibolite), interprété comme couverture paléozoïque de la série cristalline de l'Ötztal : des roches carbonatées peut-être ordoviciennes y sont associées à des roches de composition pélitique pour lesquelles un âge siluro-dévonien est proposé (Hoinkes et al., 1987).

7. Par la faiblesse du métamorphisme varisque le socle pennique se rapproche des socles sud-alpins. L'identité des séries du type Ruitor avec certaines séries des Alpes méridionales (où l'on touche l'aspect anté-alpin) a été l'un des arguments permettant d'avancer l'idée de l'appartenance de ces socles à la marge sud-alpine, gondwanienne s.l., pendant la première partie de l'orogenèse alpine (Desmons, 1986; Radelli et Desmons, 1987 et en prép.; Hunziker, Desmons et Martinotti, 1988). Nous pensons que des séries analogues à celles de la Vanoise N se retrouveront aussi dans les Alpes méridionales.

Remerciements. C'est en compagnie de J. Goguel et de M. Coutin que J.F. a effectué la traversée du Mont Pourri, par une voie qui n'était plus empruntée depuis fort longtemps. J.D. remercie M. G. Castanier, géologue à l'E.d.F., pour son accueil dans la région de La Raie et les galeries du Clou, ainsi que W. Brown (C.R.P.G. Nancy), F. Baroz et M. Durand (Université de Nancy I) pour de précieux avis sur les feldspaths et sur les faciès sédimentaires. Le manuscrit a bénéficié des commentaires des deux rapporteurs.

#### **BIBLIOGRAPHIE**

- ABOUCHAMY W. (1986). Etude pétrographique et géochimique de quelques roches basiques provenant de la zone Briançonnaise interne (Alpes occidentales). *Mém. D.E.A.* Nancy I, 38 p.
- ALLIMANN M. (1987).- La nappe du Mont Fort dans le Val d'Hérens. Bull. Géol. Lausanne, 295, pp. 431-444.
- ALLIMANN M. & GOUFFON Y. (1984). Les unités penniques entre Gd St Bernard et Mt Vélan (Val d'Aoste Italie). Diplôme Univ. Lausanne, 98 p.
- ANFOSSI R., COLELLA S. & MESSIGA B. (1984). Posizione strutturale e assetto litologico interno della Falda di Montenotte nella zona compresa tra i torrenti Letimbro e Sansobbia. *Mem. Soc. Geol. It.*, 28, pp. 371-383.
- BEARTH P. (1963). Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand-St-Bernard dans le Valais (Suisse). Soc. géol. Fr., Mém. h. sér., 2, pp. 407-418.
- de BETHUNE P., LADURON D.& BOCQUET [DESMONS] J. (1975). Diffusion processes in resorbed garnets. Contrib. Mineral. Petrol., 50, pp. 197-204.
- BOCQUET [DESMONS] J. (1974 a). Le socle briançonnais de Vanoise (Savoie) : arguments en faveur de son âge anté-alpin et de son polymétamorphisme. C.R. Acad. Sc. Paris (D) 278, pp. 2601-2604.

- BOCQUET [DESMONS] J. (1974 b). Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. *Thèse* Grenoble, 489 p.
- BOCQUET [DESMONS] J. (1974 c). Il metamorfismo prealpino nella Vanoise (Savoia) e in altri settori dello zoccolo brianzonese. *Mem. Soc. geol. It.*, 13, pp. 271-284.
- BOCQUET [DESMONS] J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C. & KRUMMENACHER D. (1974). K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 47, pp. 7-26
- BROUDOUX B. (1985). Géologie des unités de Vanoise septentrionale et méridionale de Pralognan à Tignes (Alpes de Savoie). *Thèse 3e cycle* Lille, 229 p.
- BURRI M. (1983). Description géologique du front du Saint-Bernard dans les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). Bull. Géol. Lausanne, 270, 88 p.
- CORTESOGNO L. (1984). Metamorfismo e magmatismo prealpini nel basamento e nel tegumento delle Alpi Liguri. Mem. Soc. geol. It., 28, pp. 79-94.
- DEBELMAS J. et al., sous presse. Notice feuille Moûtiers au 50 000e.
- de ROO J.A. & LISTER G.S. (1987). Deformation of a thrust complex in the Col de la Vanoise, Vanoise Massif, French Alps. Geol. Soc. Amer. Bull. 98, pp. 388-399.
- DESMONS J. (1977). Mineralogical and petrological investigations of Alpine metamorphism in the internal French Western Alps. Amer. J. Sc. 277, pp. 1045-1066.
- DESMONS J. (1986). The Alpine metamorphisms and their environments in the Western Alps: unsolved problems. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 66, pp. 29-40.
- DESMONS J., LADURON D. & de BETHUNE P. (1977). Grenats zonés de la nappe du Grand-Saint)Bernard et de la nappe piémontaise (Alpes occidentales). *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, 29, pp. 327-347.
- DESMONS J., DELALOYE M. & HUNZIKER J.C. (1982). Unconvincing evidence against the blocking temperature concept Comments on "40Ar-39Ar dating of high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps): Evidence against the blocking temperature concept" by C. Chopin and H. Maluski. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80, pp. 386-390.
- DESMONS J. & HUNZIKER J.C. (1987a). Maps of geochronological data from the Central and Western Alps. *Terra* cognita 7, p. 92.
- DESMONS J. & HUNZIKER J.C. (1987b). Amphibolites litées dans les Alpes occidentales. 9 p., inédit.
- ELLENBERGER F. (1958). Etude géologique du pays de Vanoise. Mém. explic. Carte géol. Fr., 561 p.
- ELLENBERGER F. & 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 (D) 264, pp. 1569-1572.
- FABRE J. (1956). Etude géologique de la galerie du Ponturin (Savoie). Rapport B.R.G.M. nº A.1041, 31 p., inédit.
- FABRE J. (1961). Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). Mém. B.R.G.M. 2, 315 p.
- FABRE J., SCHADE J., BAUDIN T., DESMONS J., MERCIER D. & PERUCCIO-PARISON M.D. (sous presse). Relics of pre-Mesozoic events in the Briançon zone (northern French Alps). *Mineralia slovaca*, 59.
- FREY M. (1986). Very low-grade metamorphism of the Alps an introduction. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 66, pp. 13-27.
- GAY M. (1970). Le massif d'Ambin et son cadre de Schites lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution paléogéogrpahique anté-alpine. Bull. B.R.G.M., sec. I, 1re sér., n° 3, pp. 5-81.
- GIGNOUX M. (1929). Les problèmes géologiques de la région Vanoise-Mont Pourri. Trav. Lab. Géol. Grenoble 15, pp. 98-142.
- GUILLOT F (1987). Géologie de l'Antépermien de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise interne, Alpes occidentales, Savoie, France). Thèse Univ. Lille, 280 p.
- GUILLOT F., PLOQUIN A., RAOULT J.F. & PERUCCIO-PARISON M.D. (1986). Les séries antépermiennes de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise, Alpes de Savoie): lithologie et géochimie dans le massif de Bellecôte; arguments pour un âge antéhouiller. C.R. Acad. Sc. Paris (II) 303, pp. 1141-1146.
- HOINKES G., FRANK W., MAURACHER J., PESCHEL R., PURTSCHELLER F. & TESSARDI R. (1987). Petrography of the Schneeberg Complex. In: H.W. FLÜGELet P. FAUPL (Editeurs), Geodynamics of the Eastern Alps. Deuticke, Vienna, pp. 190-199.
- HOLLOWAY J.R. (1984). Graphite-CH4-H2O-CO2 equilibria at low-grade metamorphic conditions. *Geology*, 12, pp. 455-458.
- HUNZIKER J.C., DESMONS J. & MARTINOTTI G. (sous presse). Alpine thermal evolution in the Central and the Western Alps. Geol. Soc. London Spec. Publ.
- HUNZIKER J.C. & MARTINOTTI G. (1984). Geochronology and evolution of the Western Alps. Mem. Soc. Geol. 1t., 29, pp. 43-56.
- LADURON D. & DESMONS J. (1981). Résorption et néocroissances dans les grenats d'un micaschiste du Ruitor (Alpes penniques franco-italiennes). Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, 31, pp. 335-347.
- LANDES B. (1988). Les unités briançonnaises de la bordure orientale du massif de la Vanoise méridionale (Savoie). Thèse Univ. Grenoble I, 174 p.

- LEFEVRE R. & MICHARD A. (1976). Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises de la bande d'Acceglio (Alpes franco-italiennes). Une étude structurale et pétrographique dans le faciès des schistes bleus à jadéite. Sci. Géol. Bull., 29, pp. 183-222.
- MARESCH W.V. (1977).- Experimental studies on glaucophane: an analysis of present knowledge. *In*: D.H. GREEN (Edit.), Experimental petrology related to extreme metamorphism. *Tectonophysics*, 43, pp. 109-125.
- MARION R. (1984). Contribution à l'étude géologique de la Vanoise Alpes occidentales Le massif de la Grande Sassière et la région de Tignes-Val d'Isère. Trav. Dépt. Sc. Terre Chambéry, 2, 172 p.
- MESSIGA B. (1984). Relationships between the chemical domains inherited from the ocean-floor metamorphism and the eclogitic domains equilibration in Ligurian ophiolitic metagabbros. *Ofioliti*, 9, pp. 499-526.
- MESSIGA B., OXILIA M., PICCARDO G.B. & VANOSSI M. (1982). Fasi metamorfiche e deformazioni alpine nel Brianzonese e nel Pre-Piemontese-Piemontese esterno delle Alpi liguri : un possibile modello evolutivo. *Rendic. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 38, pp. 261-280.
- NITSCH K.-H. (1974). Neue Erkenntnisse zur Stabilität von Lawsonit. Fortschr. Miner., 51, Bh. 1, pp. 34-35.
- PERUCCIO-PARISON M.D. (1984). Problèmes pétrochimiques et structuraux en Vanoise septentrionale (Savoie). Thèse 3e cycle Orsay, 358 p.
- PLATT J.P. & LISTER G.S. (1985 a). Structural history of high-pressure metamorphic rocks in the southern Vanoise massif, French Alps, and their relation to Alpine tectonic events. *J. Struct. Geol.*, 7, pp. 19-35.
- PLATT J.P. & LISTER G.S. (1985 b). Structural evolution of a nappe complex, southern Vanoise massif, French Penninic Alps. J. Struct. Geol., 7, pp. 145-160.
- POGNANTE U. (1985). Coronitic reactions and ductile shear zones in eclogitised ophiolite metagabbro, Western Alps, north Italy. *Chemical Geol.*, 50, pp. 99-109.
- RADELLI L. & DESMONS J. (1987). Pennique, Téthys et orogenèse crétacé moyen dans les Alpes. C.R. Acad. Sc. Paris, 305 (II), pp. 1375-1378.
- RAOULT J.F. (1980 a). Caractère transgressif du Trias de Bellecôte en Vanoise : implications tectoniques (Alpes françaises). C.R. Acad. Sc Paris, (D) 291, pp. 47-50.
- RAOULT J.F. (1980 b). Interprétation nouvelle de la Vanoise (zone briançonnaise, Alpes françaises). Rev. Géol. dyn. Géogr. phys., 22, pp. 303-312.
- SCHAER J.P. (1960). Géologie de la partie septentrionale de l'Eventail de Bagnes. Arch. Sc. Genève, pp. 473-620.
- SCOTESE C.R. (1984). Paleozoic paleomagnetism and the assembly of Pangea. In: R. VAN DER VOO, C.R. SCOTESE et M. BONHOMMET, Plate reconstruction from Paleozoic paleomagnetism. Am. Geophys. Union, Geodynamic ser. 12, pp. 1-10.
- THELIN P. (1983). Les gneiss oeillés de la nappe du Grand-Saint-Bernard. Essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'hérédité pré-métamorphique (Alpes valaisannes, Suisse). Thèse Univ. Lausanne, 485 p.
- THELIN P. & AYRTON S. (1983). Cadre évolutif des événements magmatico-métamorphiques du socle anté-triasique dans le domaine pennique (Valais). Données récentes, synthèse chronologique et suggestions de recherches ultérieures. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 63, pp. 393-420.
- VAN DER VOO R. (1988). Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana, and intervening displaced terranes: comparisons of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100, pp. 311-324.
- WUST F.H. et BAEHNI L.A. (1986). The distinctive tectonometamorphic evolution of two basement complexes belonging to the Grand-Saint-Bernard nappe (Val de Bagnes, Valais). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 66, pp. 53-71.