

Zeitschrift:	Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Herausgeber:	Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Band:	87 (2000-2001)
Heft:	1
Artikel:	Les granophyres du Mont Pourri (Vanoise septentrionale - Savoie) : lithostratigraphie et pétrologie
Autor:	Beucler, Marc / Guillot, François / Hernandez, Jean
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-281392

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 12.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Les granophyres du Mont Pourri (Vanoise septentrionale - Savoie): lithostratigraphie et pétrologie

par

Marc BEUCLER¹, François GUILLOT² et Jean HERNANDEZ¹

Abstract.—BEUCLER M., GUILLOT F., HERNANDEZ J., 2000. Granophytic rocks of the Mont Pourri area (northern Vanoise, Savoie, France): lithostratigraphy and petrology. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 87.1: 29-60.

The Mont Pourri massif, in the northern Vanoise area of the Alpine chain, is situated at the boundary of two main paleozoic domains: the «Zone Houillère Briançonnaise» and the «Zone Vanoise-Ambin». We performed a lithostratigraphic, mineralogical and geochemical study of the magmatic rocks included in the Vanoise Ambin part of the massif. These series are composed in stratigraphic order of: i) granophytic rocks with biotites (interpreted as meta-lamprophyres); ii) a bimodal complex with greenstones (prasinites, ovardites and one ferro-gabbro) and quartz-albite acidic rocks; iii) black schists with cinerites and mafic sills. Above these series, discordant Permian layers are composed of metamorphic limestones and quartzites getting progressively through blue schists. The «Zone houillère» outcrops in the western part of the studied area and is composed of sandstones (Westphalian D) coated by Stephano-Permian conglomerates and the «Sapey gneisses». Permo-Triassic rocks and Infra-Triassic quartzites form rare and dispersed outcrops.

The mineralogical study of the granophytic rocks in cathodoluminescence and with the electron microprobe shows complex relationships between a magmatic stage, a late magmatic stage characterized by fluid circulation and the late alpine metamorphism. Greenstones of the bimodal complex have a N-MORB or slightly enriched MORB. Nb and P anomalies of some basaltic rocks suggest a back-arc affinity. Basic rocks in the black-schists are clearly N-MORB. Acid rocks and granophyres have characteristics of A-type granites. Finally, this study confirms the monometamorphic character of the

¹Institut de Minéralogie et Pétrographie, Université de Lausanne, BFSH2, CH-1015 Lausanne (Suisse)

²Laboratoire de Dynamique Sédimentaire et Structurale, Université des Sciences et Techniques de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex (France)

Correspondance: J. Hernandez - e-mail: jean.hernandez@imp.unil.ch

CODEN: BSVAA6

© Société vaudoise des Sciences naturelles
Droits de reproduction réservés

rocks in the Vanoise area. If we expect a Cambro-Ordovician age for at least the basal part of the stratigraphic column, this implies a supra-crustal position during all the variscan orogeny or more certainly a southern position in the Variscan orogen.

Keywords: Alps, Paleozoic, Penninic, magmatism, Variscan.

Résumé.—BEUCLER M., GUILLOT F., HERNANDEZ J., 2000. Les granophyres du Mont Pourri (Vanoise septentrionale - Savoie): lithostratigraphie et pétrologie. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 87.1: 29-60.

En Vanoise septentrionale, le Mont Pourri est situé à la frontière entre la zone houillère briançonnaise et la zone Vanoise-Ambin. Nous avons réalisé une étude lithostratigraphique, minéralogique et géochimique détaillée des roches magmatiques du substratum ante-permien de cette dernière comprenant, dans l'ordre stratigraphique: a) des granophyres accompagnés de passées de biotites (metalamprophyres); b) un complexe bimodal composé de roches vertes (prasinites, ovardites, ferro-gabbro), basiques à intermédiaires, et des roches quartzo-albitiques; c) des schistes noirs incluant des passées de meta-cinérites et des sills mafiques. À cette série se superpose une série permienne, discordante, comprenant des niveaux carbonatés et des quartzites passant progressivement à des schistes bleus. La zone houillère qui affleure dans la partie ouest de la zone étudiée inclut des faciès schisto-gréseux attribués au Westphalien D surmontés par un Stéphanien permien conglomératique et les gneiss du Sapey. Le Permo-Trias et des quartzites infra-triasiques ne forment que quelques affleurements disjoints. L'étude minéralogique des granophyres, notamment en cathodoluminescence et à la microsonde électronique, a permis de préciser les relations entre le stade magmatique, un stade tardi-magmatique affecté par une circulation de fluides et la surimpression du métamorphisme alpin. Du point de vue géochimique (majeurs, traces et terres rares), les roches vertes du complexe bimodal possèdent une affinité de basaltes de type NMORB ou MORB légèrement enrichis. Les anomalies en Nb et P de certaines d'entre elles suggèreraient un contexte d'arrière arc. Les roches basiques des schistes noirs sont de type NMORB. Les roches acides et les granophyres possèdent des caractéristiques de granites de type A. Cette étude confirme le caractère monométamorphique des formations du socle de Vanoise. Si un âge cambro-ordovicien est retenu pour au moins une partie d'entre elles, ceci entraîne soit une position supracrustale durant toute l'orogenèse varisque soit une appartenance à un domaine situé au sud des orogènes varisques.

Mots-clés: Alpes, Paléozoïque, Pennique, magmatisme, orogenèse varisque.

1. INTRODUCTION

1.1. Cadre géologique

Les contreforts du Mont Pourri se situent à l'extrême nord du massif de la Vanoise, en Savoie. La zone étudiée (fig. 1, BEUCLER 1995) est comprise entre les communes de Villaroger au NE et de Pesey Nancroix au SW. Elle inclut, en particulier, le massif de l'Aiguille Rouge (3227 m), au nord du Mont Pourri. D'un point de vue géologique, le secteur appartient au domaine pennique moyen. Il inclut la subdivision classique du domaine briançonnais aux latitudes de la Vanoise, à savoir:

- à l'ouest, la zone houillère briançonnaise ou Briançonnais externe;
- à l'est, la zone Vanoise - Ambin ou Briançonnais interne.

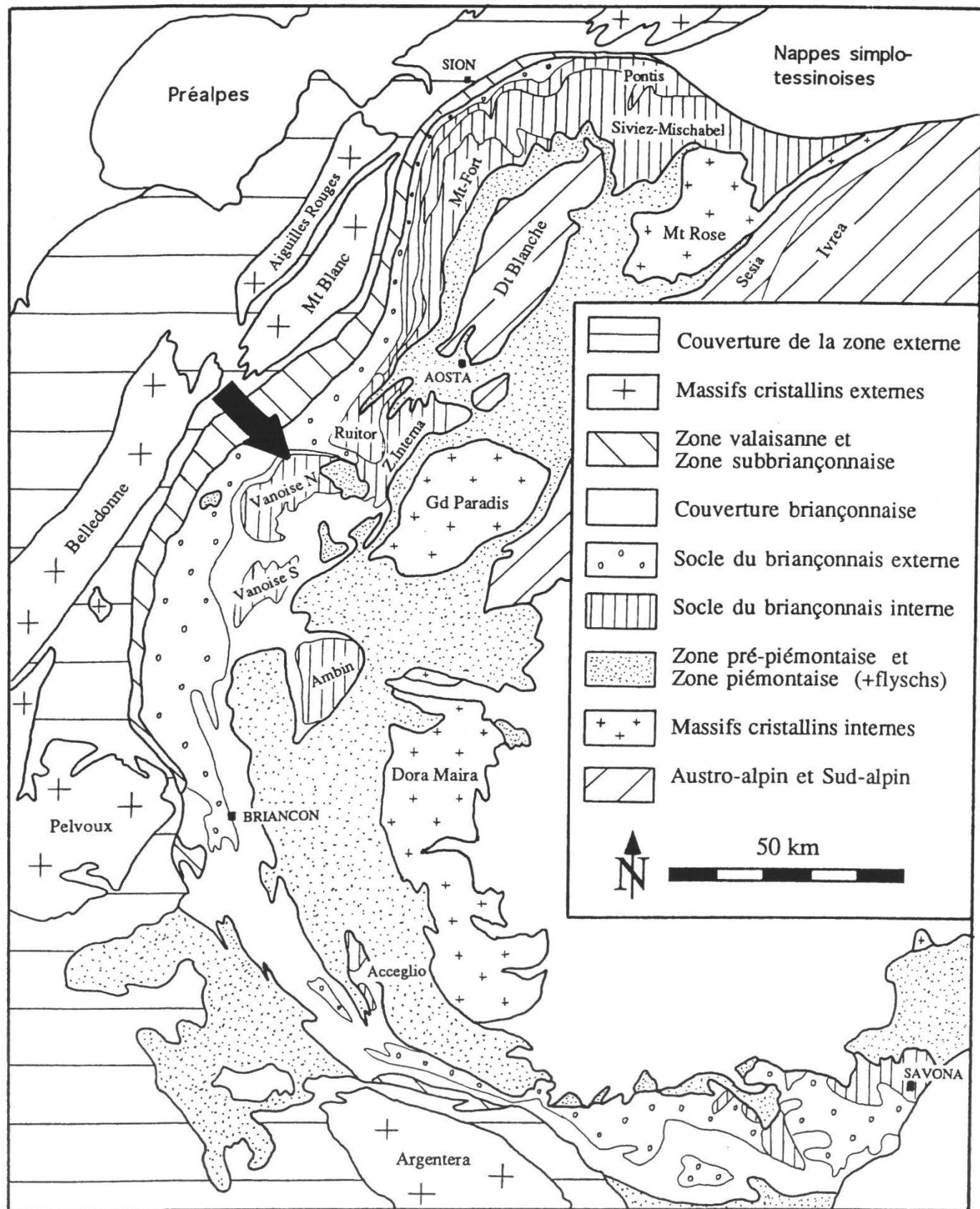


Figure 1.—Carte structurale des Alpes (modifiée d'après DESMONS 1992). La flèche indique la position du secteur étudié.

Notre zone d'intérêt est située sur la frontière entre ces deux zones qui diffèrent tant d'un point de vue lithostratigraphique que tectonométamorphique et sont séparées par «l'accident intrabriançonnais» (RICOU 1984). L'ensemble est chevauché par la nappe des schistes lustrés (klippe du Mont Jovet) dont la semelle tectonique est formée par la «nappe des gypses».

Afin de situer les problématiques liées à ce domaine, nous rappellerons brièvement la géologie de ces deux grandes zones alpines.

1.2. La zone houillère

FABRE (1961) a été l'artisan majeur de l'établissement de la stratigraphie dans cette zone et les formations paléozoïques de la zone houillère ont été rassemblées en deux mégaséquences:

–une mégaséquence inférieure (Namurien à Stéphanien inf.), de plus de 2500 m de puissance, productive, formée de grès et pélites;

–une mégaséquence supérieure, stérile et composée de deux complexes séparés par une discordance régionale. Le complexe inférieur, conglomératique, est d'âge stéphanien moyen à éopermien. Le complexe supérieur permotriasique est formé essentiellement par des séricitoschistes et des quartzites phylliteux. Ils passent graduellement aux quartzites infratriasiques.

Une couverture carbonatée, allant du Trias moyen (comportant des fossiles de l'Anisien; ELLENBERGER 1958) à l'Eocène, le plus souvent décollée, surmonte cet ensemble.

Une mention spéciale sera faite des gneiss du Sapey, qui apparaissent dans la zone d'étude. Ce terme, créé par ELLENBERGER (1958), désigne un ensemble hétérogène (gneiss œillés, leptynites, métadiorites...) affleurant uniquement sur le bord interne de la Zone Houillère. Ils longent de manière discontinue la limite Zone Houillère-Vanoise depuis la vallée de l'Arc jusqu'au Ruitor et des équivalents sont décrits dans le Val d'Aoste (CABY 1974) et en Suisse (BURRI 1983, THÉLIN et AYRTON 1983). A partir des travaux d'ELLENBERGER (1958), BOCQUET (1974), DEBELMAS (1980), DÉTRAZ et LOUBAT (1984), SALIOT (1978), on sait que ces gneiss représentent les éléments d'un socle anténamurien, juxtaposé tectoniquement à la série houillère, avant le dépôt du Permo-Trias. L'origine de ce socle est encore discutée (DÉTRAZ 1984, GUILLOT 1987, BERTRAND *et al.* 1998). On y connaît depuis peu deux âges à 450 et 470 Ma, respectivement sur un granite et un orthogneiss, qui semblent montrer qu'il s'agirait, pour l'essentiel, de matériel magmatique et métamorphique ordovicien (GUILLOT *et al.* 1998). Sa mise en place au sommet du Houiller pourrait dater d'une phase tectonique alpine précoce, dont la nature reste à préciser mais en tout cas antérieure à la schistosité régionale, pentée à l'ouest.

1.3. La zone Vanoise-Ambin

C'est à ELLENBERGER (1958) que l'on doit la première synthèse sur la zone Vanoise-Ambin, qui se prolonge vers le nord dans la *Zona Interna* italienne et jusqu'en Valais, et vers le sud jusque dans les massifs ligures occidentaux. Sur la base des travaux d'ELLENBERGER (1958) on distingue dans cette zone deux types de socle paléozoïque et trois types de couverture mésozoïque.

Les socles paléozoïques

Tous les auteurs admettent l'existence d'une série permienne monométamorphique, caractérisée par des schistes bleus (Permien) et des schistes argentés (Permo-Trias) surmontée par des quartzites blancs antérieurs au Trias moyen daté. Cette série repose en discordance sur un substratum antépermien dont la nature varie fortement entre la Vanoise méridionale et septentrionale. Dans cette dernière, qui nous intéresse plus particulièrement (massifs de Bellecôte et du Mont Pourri), GUILLOT *et al.* (1986), GUILLOT (1987) et GUILLOT *et al.* (1993) ont distingué, de bas en haut:

- des micaschistes gris à grenat;
- un ensemble bimodal (acide-basique), de plus de 1000 m, de métavolcanites dont, en particulier, un granophyre subvolcanique (dit du Mont Pourri ou de l'Aiguille Rouge);
- environ 1000 m de schistes noirs à composante volcanique, contenant des sills basiques de composition tholéitique.

Si les micaschistes de base présentent des analogies certaines avec les schistes polymétamorphiques de Vanoise méridionale (GUILLOT 1987, DESMONS et FABRE 1988, DESMONS et MERCIER 1993, GUILLOT *et al.* 1993), l'ensemble bimodal paraît monocyclique, présentant uniquement un métamorphisme alpin. Pour GUILLOT *et al.* (1986), GUILLOT (1987), DESMONS et FABRE (1988), DESMONS et PLOQUIN (1989), les caractéristiques lithologiques et chimiques suggéraient pour l'ensemble un âge plus ancien que le Carbonifère. GUILLOT *et al.* (1991) en apportant un âge cambrien (507 ± 9 Ma) pour les granophyres, confirment ces présomptions, *uniquement* pour les séries antérieures aux schistes noirs. Nous verrons que nos travaux confirment que le granophyre n'est pas intrusif dans les schistes noirs. Pour DESMONS (1992), DESMONS et PLOQUIN (1989), DESMONS et MERCIER (1993), le substratum de Vanoise septentrionale appartiendrait au type «younger basement» monocyclique dont l'âge irait du Cambrien au Dévonien. Pour une relation plus complète de l'évolution des idées dans ce domaine on se référera à BEUCLER (1995).

La répartition de ces formations, dans notre zone d'étude est précisée dans la figure 2 et sa légende.

Compte tenu de ce qui précède, l'objet de ce travail était une étude détaillée des granophyres et de leurs roches «vertes» encaissantes, afin:

- de préciser leur position stratigraphique, c'est à dire leurs relations avec la série antépermienne et les schistes noirs;
- de préciser leur nature géochimique et leur affinité magmatique;
- de vérifier leurs caractéristiques métamorphiques et notamment leur caractère monocyclique.

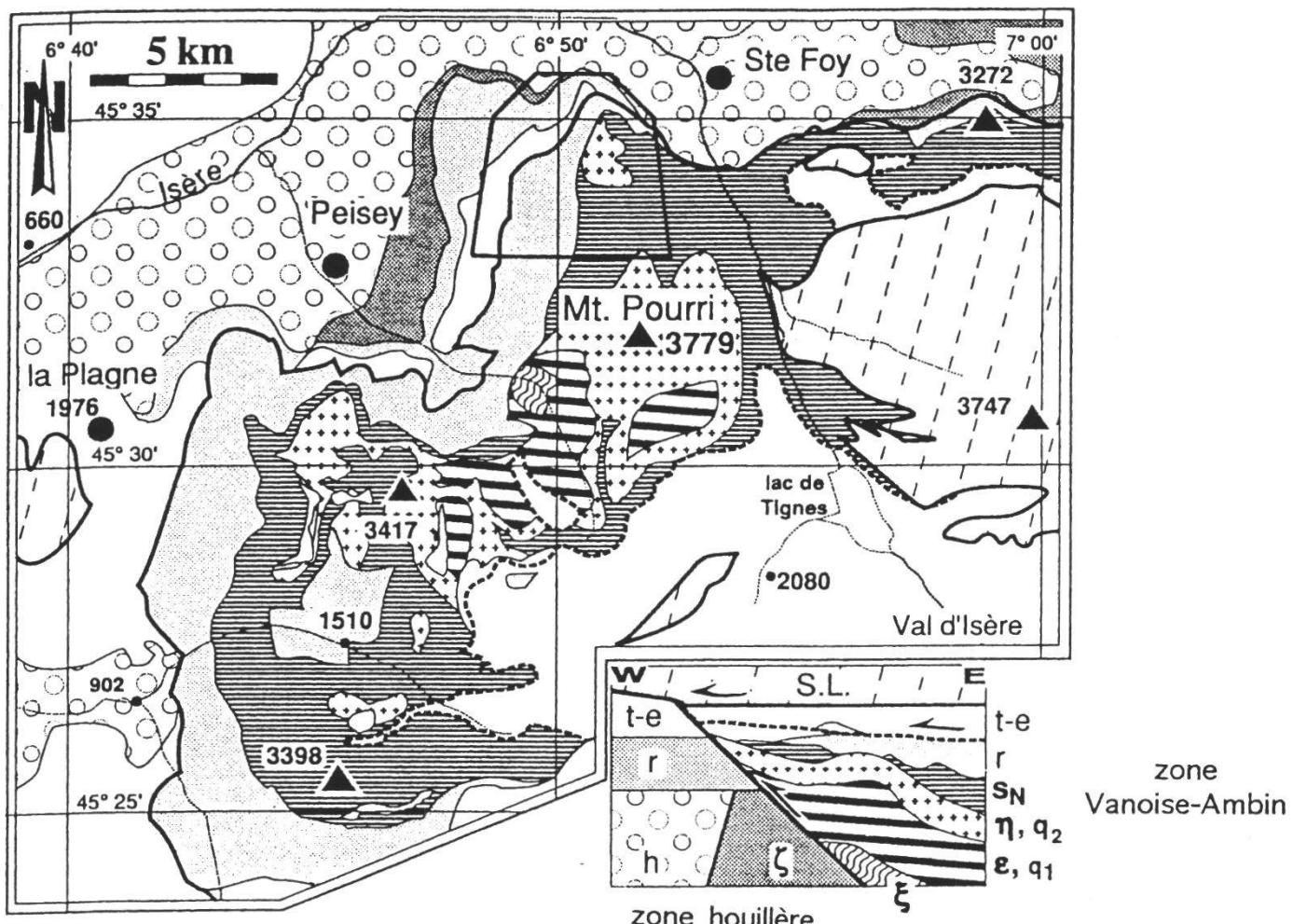


Figure 2.—Carte géologique schématique de la Vanoise septentrionale et de ses alentours. Coupe montrant la situation structurale lors des premiers mouvements alpins (GUILLOT *et al.* 1993). Le terrain étudié est encadré (partie Nord). Explications dans le texte.

2. LITHOSTRATIGRAPHIE

2.1. Zone Vanoise-Ambin

2.1.1. Substratum antépermien

Les travaux de GUILLOT *et al.* (1993) permettent de proposer pour le socle de Vanoise septentrionale la succession présentée dans la figure 3. Celle-ci représente, à plus petite échelle, la lithostratigraphie du secteur de l'Aiguille Rouge

concernant plus strictement cette étude. Sur la base d'une cartographie au 1/10'000 de la zone et d'un ensemble de coupes lithostratigraphiques, on peut subdiviser les formations en trois grands groupes:

–un groupe inférieur, homogène, ayant sur le terrain un aspect de microgneiss, formé par des granophyres avec des intercalations locales de biotitites;

–un groupe médian, rubané formé par un empilement de roches à grain fin dans lesquelles alternent des faciès mafiques et felsiques lui valant le terme de Complexe Bimodal. Quelques lentilles chlorito-carbonatées sont incluses dans cet ensemble;

–un groupe supérieur portant le nom de son faciès dominant, les Schistes Noirs, sur lequel le Permien serait discordant.

Une description détaillée des assemblages minéralogiques peut être trouvée dans BEUCLER (1995). Nous ne nous attarderons ici que sur les caractéristiques principales des divers types lithologiques et leur interprétation.

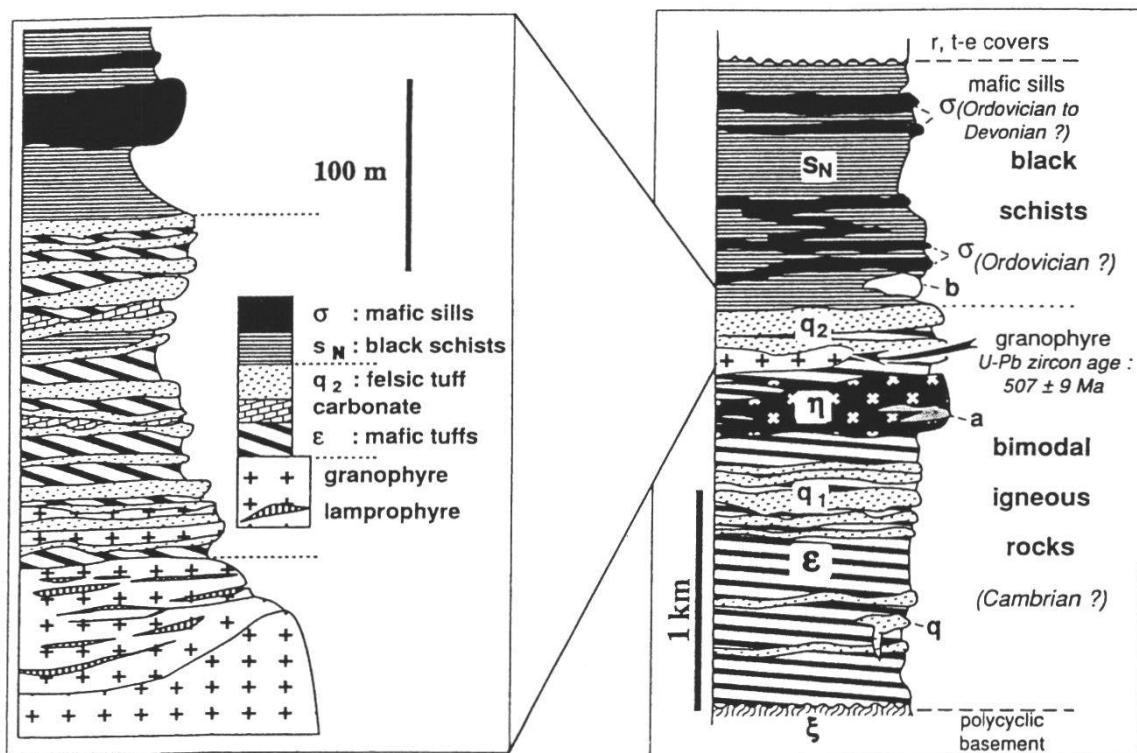


Figure 3.–Lithostratigraphie du socle antétriasique de la zone Vanoise-Ambin en Vanoise Septentrionale (GUILLOT *et al.* 1993). A: coupe synthétique; SN: schistes noirs; σ: sills mafiques; b: stock mafique; q2: tufs felsiques; η: métabasalte en laccolithe; a: albitite; q1: tufs felsiques inférieurs; ε: tufs mafiques; q: stock felsique; ξ: micaschiste à grenat. B: partie du substratum antépermien affleurant dans le secteur d'étude.

Granophyres et biotitites

Ces roches, dont l'épaisseur initiale a été estimée à 200-400 m, pourraient selon les données cartographiques former le cœur d'un anticlinal déversé vers l'ouest (fig. 4). La partie inférieure est uniforme, massive et peu foliée alors

que la partie supérieure est litée, en bancs métriques à plurimétriques. Une foliation fruste centimétrique se développe parallèlement au litage. Des passes schisteuses sombres à biotite verte forment des veines de 10 à 50 cm d'épaisseur et d'une extension de quelques mètres.

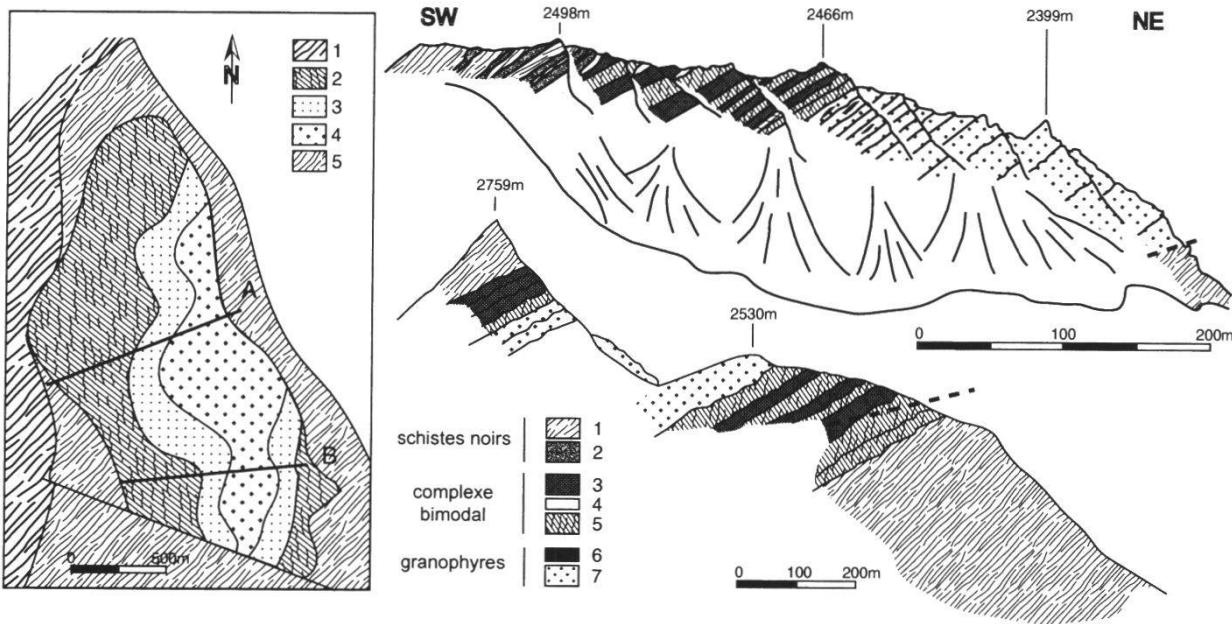


Figure 4.–Schéma géologique des granophyres du Mont Pourri, d'après GUILLOT *et al.* (1991): 1- schistes noirs, 2- granophyre massif, 3- granophyre lité, 4- complexe bimodal, 5- schistes bleus attribués au Permien. A et B, emplacement des coupes et coupes montrant la position des granophyres dans le substratum antépermien.

Dans la partie inférieure, les granophyres présentent un aspect granitogneissique. Des feldspaths blancs ou rosés millimétriques, légèrement aplatis, sont inclus dans une matrice phylliteuse vert pâle à vert sombre. La foliation est très irrégulière, on soupçonne parfois un litage fruste, plurimétrique. Dans la partie supérieure, la taille des feldspaths diminue, leur étirement est plus marqué et la foliation est mieux réglée. Un litage parallèle à la foliation alpine, à pendage ouest, s'affirme vers le haut, décimétrique à semi-métrique.

Les granophyres de la partie inférieure massive, comme ceux de la partie supérieure sont caractérisés par la présence d'une intercroissance de quartz et de feldspath potassique (SMITH et BROWN 1988). Le quartz et une albite granoblastique forment le reste de la matrice. Le microcline reste subordonné. Deux types de porphyroblastes magmatiques ont été distingués; les premiers sont formés par des cristaux de feldspath potassique légèrement perthitisés et les seconds par des feldspaths composites formés d'un cœur d'albite et d'un bordure de feldspath perthitique. Une frange de microcline forme fréquemment la bordure des deux types de cristaux. Des porphyroblastes d'albite et de microcline à lamelles de quartz sont également présents. Cette autre génération de feldspaths, associée à une cataclase des phénocristaux magmatiques et le

rubannement du quartz sont les témoins du métamorphisme alpin dans ces roches. L'étude de la typologie du zircon (GUILLOT *et al.* 1991) permet d'associer ces granophyres à des magmas granitiques de type A (= granites post-orogéniques) et ceci a été confirmé par leur géochimie.

Les passées de biotites au sein des granophyres constituent de petits filons, parfois sécants sur le litage des granophyres, que nous interprétons comme des filons péné-contemporains de la mise en place des granophyres. Ils sont essentiellement formés par de la biotite verte titanifère (jusqu'à 1.5% de TiO₂ - GUILLOT *et al.* 1993) parfois associée à du mica blanc. Ces roches pourraient représenter des méta-lamprophyres. Leur composition chimique les distingue clairement des lamprophyres calco-alcalins associés au cycle varisque, alors que leur spectre de terres rares est analogue à celui des lamprophyres (GUILLOT *et al.* 1993).

Complexe bimodal

Ce complexe dont la puissance varie entre 50 et 200 m forme une sorte d'enveloppe autour des granophyres. Il est composé de divers types pétrographiques parmi lesquels deux catégories de roches dominent, toutes métamorphisées dans le faciès des schistes verts:

- des roches vertes de composition basique à intermédiaire;
- des roches quartzo-albitiques acides, à grain fin.

Une disposition en niveaux stratiformes d'épaisseur décimétrique à décamétrique leur confère un aspect rubané dont la continuité latérale est difficile à apprécier. La schistosité principale se développe parallèlement aux contacts des bancs.

Précisons d'emblée que ces roches ont toutes une empreinte métamorphique alpine forte et qu'il est difficile parfois de retrouver les textures originales; néanmoins, dans la plupart des cas une origine magmatique semble probable, comme le montrera leur géochimie.

Le faciès type des roches quartzo-albitiques est une roche leucocrate massive, montrant des lames quartzo-feldspathiques séparées par des filets phylliteux sombres. Leur texture est granoblastique fine. Les lits leucocrates sont formés de quartz, albite et microcline alors que les niveaux phylliteux comprennent séricite phengitique, chlorite, biotite verte et mica blanc. Du stilpnomélane, sécant à la foliation apparaît parfois.

Les roches vertes incluent principalement des roches rubanées à épidote, des prasinites, des ovardites et une roche verte sombre dont la composition évoque un ferrogabbro. Toutes ces roches possèdent des paragenèses du faciès schiste vert. Les roches vertes rubanées constituent des passées de quelques mètres. Elles présentent de fortes similitudes avec les faciès «ε» décrits par GUILLOT *et al.* (1993), interprétés par ces derniers comme des pyroclastites ou des coulées basaltiques peu profondes (en raison d'ocelles d'épi-

dotes pouvant représenter des remplissages d'anciennes vésicules). Les prasinites se présentent sous deux faciès fin ou à porphyroblastes d'amphibole. Les roches vertes rubanées passent progressivement, par diminution de la proportion d'épidote, au faciès fin, dans des alternances fines, centimétriques à pluri-métriques. Cette filiation est également attestée par leur similitude géochimique. Les faciès à porphyroblastes d'amphibole, bien que proches des roches précédentes, ont des textures doléritiques les apparentant à des roches filonniennes. Ces roches sont comparables au faciès « η » de GUILLOT *et al.* (1993) qui apparaît dans la même position sur leur coupe de référence mais avec une épaisseur plus importante (50 à 200 m). Les ovardites, composées uniquement d'albite et de chlorite, représentent des roches de composition intermédiaire. Elles sont localisées dans les parties supérieures du Complexe Bimodal, dans la zone de transition vers les schistes noirs.

Schistes noirs

Cette dénomination inclut à la fois des schistes noirs à gris, à patine rouille, mais également des passées de roches vertes en sills ou en intercalations dans les schistes. Cette formation a été largement décrite en Vanoise septentrionale par ELLENBERGER (1958), PERRUCIO-PARISON (1984) et GUILLOT (1987). Dans notre zone d'étude, leur épaisseur cartographique au niveau de l'Aiguille Rouge est de l'ordre du kilomètre, épaisseur réduite à moitié au niveau du Plan des Violettes. Si des redoublements liés à la tectonique alpine sont probables, l'absence de tectonique cassante impliquerait cependant que cette réduction relèverait d'une érosion préalable à une éventuelle discordance du Permien. Mais il pourrait aussi s'agir d'une tectonique alpine tardive qui semble avoir mis en contact la Vanoise avec la Zone Houillère. A l'intérieur des schistes noirs apparaissent régulièrement des passées vert pâle, centimétriques à métriques, plus massives composées d'un assemblage fin à chlorite, albite et quartz qui pourraient être l'équivalent des métacinérites décrites au sein des schistes noirs de Bellecôte par GUILLOT (1987). Des sills mafiques sombres, de un à cinq mètres d'épaisseur sont également inclus dans les schistes noirs, ils sont en général parallèles à la stratification. Ces roches sont, là encore, l'équivalent de celles signalées dans le massif de Bellecôte (GUILLOT 1987, 1993, PERRUCIO-PARISON 1984).

Du point de vue de leurs relations réciproques, ces trois ensembles semblent constituer une série dont la polarité est celle que nous venons d'exposer. En effet, partout où les relations sont visibles, les granophyres sont enveloppés par les roches du complexe bimodal et les schistes noirs en contact discordant avec le Permien. Les contacts entre granophyres et complexe bimodal sont progressifs. Ils sont essentiellement visibles au microscope par la disparition des textures micropegmatitiques. Cependant ce caractère progressif suggère

un origine commune pour l'ensemble des roches leucocrates. Le passage entre le complexe bimodal et les schistes noirs est, lui aussi, progressif, avec des récurrences décroissantes, du complexe bimodal et du faciès vert pâle de transition.

2.1.2. SÉRIE «PERMIENNE»

La série permienne est discordante cartographiquement sur la série précédente. Sa puissance est variable et dans notre secteur elle n'est plus que de quelques centaines de mètres au plan des Violettes alors qu'elle est d'ordre kilométrique plus au sud (Col de Chal). Il n'est pas possible de dire si cette réduction d'épaisseur est originelle ou due à la déformation alpine: tout le Trias faisant suite à l'ouest au Permien est en effet broyé (quartzites) ou à l'état de cargneule (brèches tectoniques de dolomies)

La coupe du Lac des Moutons est la plus représentative des formations permianes dans notre zone d'étude car c'est la plus éloignée du contact tectonique majeur avec le Trias broyé. On peut y distinguer trois formations: un niveau basal de schistes à passées carbonatées, voire calcaires, des quartzites feuilletés et une épaisse masse de schistes bleutés.

–Les niveaux carbonatés forment une mince bande de 1 à 10 mètres. Ils s'agit d'alternances entre un pôle micritique massif, parfois ankéritique, et un faciès plus schisteux comprenant un tissu phylliteux verdâtre. Ces niveaux sont connus en divers endroits de la Vanoise (Roche de Mio, face N de Bellecôte) (GUILLOT et RAOULT 1985).

–Au-dessus des calcaires, une barre de 20 à 80 mètres d'épaisseur de quartzites clairs ankéritiques, phengitiques et feuilletés, forme un niveau continu, intensément laminé parallèlement à S2. De tels quartzites feuilletés ankéritiques sont connus, à des niveaux divers, dans d'autres coupes de Vanoise (ELLENBERGER 1958, 1966; GUILLOT et RAOULT 1985).

–Les quartzites passent progressivement aux schistes bleus, formation caractéristique, formant l'essentiel du Permien présumé. Un faciès schisteux, bleuté, dominant passe, ou est associé localement, à des faciès conglomératiques plus massifs. Il s'agit de schistes métapélitiques, séricito-albitiques, fortement plissés, à passées carbonatées (soulignant peut-être la stratification originelle). Les paragenèses de ces roches ont été acquises au cours du métamorphisme alpin. Associés aux schistes bleus, on rencontre des niveaux ou lentilles microconglomératiques polygéniques dont les galets de quelques millimètres à 2 cm sont formés par du quartz et du feldspath.

Par rapport au substratum antépermien précédent, cette série permienne présumée est caractérisée par sa couleur, généralement plus claire. D'un point de vue sédimentologique, les carbonates, en raison de leur faible épaisseur, représentent vraisemblablement des boues carbonatées ou des calcaires algaires d'un faciès continental lacustre. Les quartzites feuilletés auraient été

des sédiments détritiques relativement matures et enfin, les schistes bleus évoquent une sédimentation calme alternant avec des venues gréso-conglomératiques remaniant un matériel plus ancien qui ne correspond pas à celui du substratum antépermien. Dans le faciès des schistes bleutés, un problème reste entier c'est celui de l'existence d'une composante détritique magmatique ou non. Fondées sur l'abondance de l'albite et l'omniprésence de tourmaline microscopique dans ces roches, les hypothèses impliquent un remaniement de roches permianes disparues et légèrement plus anciennes (GUILLOT et RAOULT, 1985), issues d'un volcanisme sodique proche, comme pour les schistes noirs sous-jacents (PERRUCIO-PARISON 1984, AINARDI 1976). AINARDI (1976) suggère également une origine sédimentaire, par diagenèse albitisante de dépôts continentaux de plaine d'inondation.

Le problème de la couverture permo-triasique

Les faciès décrits sont fréquents à tous niveaux dans la série (kilométrique) considérée comme permienne, qui ceinture le massif de Bellecôte à l'ouest. Cartographiquement en continuité avec celle-ci, cette série bordière du Mont Pourri est analogue par la présence des niveaux carbonatés de base. On a donc là une série adhérente au socle relatif de schistes noirs et de Complexe Bimodal. Mais son sommet est difficile à assurer. Il est impossible d'apprécier quelle proportion en est préservée, et en position encore stratigraphique, au-dessus des niveaux de base, car ce matériel est très fissile, fréquemment glissé et en affleurements discontinus. Ici, on sait, de plus, qu'à son sommet actuel apparent, vers l'ouest, n'apparaissent que des matériaux broyés, à l'origine probablement triasiques. Le changement d'épaisseur apparente du Permien pourrait donc être dû au découpage tectonique, tranchant ici obliquement la série initiale. Au point de vue des âges, aucun élément de datation n'est connu en Vanoise, mis à part le passage progressif observé dans la série de la Roche de Mio, aux quartzites blancs lités, considérés habituellement (mais sans preuve) comme du Trias inférieur. Il serait par conséquent inopportun d'user ici de termes tels que «Permo-Trias», l'attribution au Permien ne demeurant qu'une hypothèse de travail.

2.2. Zone houillère

2.2.1. Lithostratigraphie de la Zone houillère dans le secteur du Mont Pourri

A partir de nos observations et des travaux de FABRE (1961), ELLENBERGER (1966) et GUILLOT (1987), nous proposons la lithostratigraphie schématique suivante:

–Houiller productif

Il est représenté dans les pentes descendant vers l'Isère, au nord-ouest, au nord

et à l'est, des granophyres. Il s'agit d'un faciès schisto-gréseux variant du gris au noir en fonction de la proportion de matière charbonneuse. Les faciès clairs contiennent quelques paillettes de mica blanc.

Par analogie avec les descriptions de FABRE (1961) pour la mine de Pesey (assise de Tarentaise) et bien que ces terrains n'aient pas fourni de fossiles, nous les attribuons au Westphalien D.

—Stéphano-Permien

Il s'agit de conglomérats polygéniques, occupant les pentes au nord du téléski de Comborcière. Leur épaisseur atteint là plusieurs centaines de mètres et semble devenir nulle vers l'est (mais la forêt empêche toute observation). Ils sont composés, à la base de galets centimétriques à matrice arénacée et évoluent vers des conglomérats à galets décimétriques dans une matrice silteuse. Les galets sont formés pour les plus petits par du quartz et des feldspaths et pour les plus gros par des schistes, des granitoïdes et des gneiss identiques à ceux du complexe du Sapey. Par analogie avec l'assise de Courchevel décrite par FABRE (1961) et suivant les propositions de ELLENBERGER (1958, 1966) pour ces assises transgressives sur le Houiller productif, nous leur attribuons provisoirement un âge stéphano-permien.

—Gneiss du Sapey

Quelques affleurements de roches gneissiques, plus ou moins mylonitisées existent, notamment sur la route allant de Pré St Esprit au Planay. Ces roches correspondent à des gneiss oeillés leucocrates à texture granoblastique et possédant deux schistosités bien visibles. L'analogie de faciès et surtout de position avec les gneiss du Sapey connus à Pesey nous fait considérer ces affleurements comme leur prolongement septentrional. Leur rapport avec les assises stéphano-permien n'a pu être déterminé, faute de contact visible.

—Permo-Trias

Nous l'avons identifié, là encore, par analogie avec les descriptions de ELLENBERGER (1966) et FABRE (1961), sous la forme de quelques affleurements décamétriques, formés par des schistes sériciteux nacrés, incluant des galets de quartz étirés (2 cm) et de lits felsiques irréguliers millimétriques. Ils semblent former une combe continue au pied des escarpements de quartzites (Comborcière).

—Quartzites (infra-triasiques)

Situés dans la partie ouest de notre zone, suivant une arête N-S entre la pointe Petit Fond Blanc et l'Aiguille Drive, ces quartzites purs, compacts, fortement diaclasés et sédimentologiquement complexes dans le détail, appartiennent sans doute possible à la série des quartzites infra-triasiques, connus dans toute

la zone houillère briançonnaise. Sont également assimilées aux quartzites les «kakirites» affleurant sous la station d'Arc 2000, entrecoupées de masses de cargneules. On y retrouve par places des bancs intacts sur quelques mètres mais la plupart du temps seulement un gravier centimétrique enrobé dans des esquilles de quartzites.

3. MINÉRALOGIE DES GRANOPHYRES

La première mention des granophyres de Vanoise a été faite par ELLENBERGER (1958) qui note leur ressemblance avec les orthogneiss de Thyon en Valais. Par la suite, les travaux de BOCQUET (1974), CABY (1974), SALIOT (1978), MARION (1984) vont permettre de préciser la composition et la position stratigraphique de ces roches, de reconnaître leur caractère magmatique et intrusif. La mise en place, la pétrographie et la composition de ces roches ont été étudiées partiellement par GUILLOT *et al.* (1993) qui suggèrent une nature hypovolcanique de l'ensemble des granophyres et leur contemporanéité avec le complexe bimodal. Outre un âge radiométrique de 507 ± 9 Ma, déjà mentionné, correspondant à l'âge de cristallisation de ces roches, la typologie des zircons montre une cristallisation à température élevée dans un milieu alcalin (GUILLOT *et al.* 1991).

Notre étude confirme les conclusions de ces auteurs pour ce qui concerne la mise en place des granophyres et leur relations avec la série bimodale. Nous avons complété leurs données par une approche minéralogique des ces roches, par une étude en cathodoluminescence optique et à la microsonde électronique, réalisée à l'Institut de Géologie et Paléontologie et à l'Institut de Minéralogie et Pétrographie de l'Université de Lausanne.

Ces roches contiennent dans leur matrice les intercroissances caractéristiques des textures granophyriques (SMITH et BROWN 1988) mais aucune texture de type myrmékitique n'a été observée, contrairement aux descriptions de GUILLOT *et al.* (1993).

3.1. *Porphyrocrystaux*

Ce sont uniquement des feldspaths mais présents en plusieurs générations¹
–Feldspaths perthitiques

Subidiomorphes et de taille variant entre 0,5 et 2 mm, ces feldspaths perthitiques montrent une phase potassique de luminescence beige à jaune ocre et des perthites de remplacement de composition albitique de teinte rouge bordeaux.

¹Les planches en couleur concernant l'étude en cathodoluminescence optique n'ont pas été incluses dans cette publication mais sont disponibles sur demande à J. Hernandez.

–Feldspaths composites

Ces cristaux, de taille variable (1 à 4 mm) se composent d'un cœur d'albite et d'une bordure de feldspath potassique, plus ou moins perthitique et semblable aux cristaux précédents. Il est à noter que la teinte de luminescence des cœur albitiques est la même que celle des phases contenues dans les perthites bien qu'elles appartiennent à des générations différentes.

–Bordures néoformées

Autour des feldspaths précédents se développe une frange limpide de microcline dont la luminescence bleu ciel à blanc contraste fortement avec les couleurs des autres feldspaths.

–Microcline à lamelles de quartz

Ce microcline subidiomorphe, reconnaissable optiquement à ses macles, contient des lamelles de quartz, d'orientation optique homogène dans un cristal. Les bordures de ces lamelles sont parfois diffuses. La luminescence du microcline est bleu ciel à blanc alors que celle du quartz est brun mauve sombre.

–Albites 2

De rares cristaux d'albite à luminescence rouge vif, sont visibles soit en cristaux de petite taille (0.5 à 1 mm) isolés soit en surcroissance autour des cristaux perthitiques ou composites.

3.2. Matrice

Les principaux minéraux sont le quartz et l'albite. Le premier est xénomorphe, granoblastique. Des sous-grains polygonaux peuvent se développer dans quelques rubans quartzeux et on le trouve également dans des ombres de pression de porphyrocristaux. L'albite a le même habitus xénomorphe et la même taille. Elle ne se distingue de ce dernier que par sa teinte de luminescence rouge vif contrastant avec la teinte brun mauve sombre du quartz.

D'autres minéraux apparaissent plus sporadiquement dans la matrice:

–microcline, associé au quartz et à l'albite, et dans lequel des macles sont parfois visibles. Sa luminescence bleu ciel le différencie nettement des autres phases feldspathiques;

–mica blanc marquant la foliation et formant un lacis autour des porphyrocristaux, légèrement pléochroïque; il forme de fines lamelles parfois plus trapues lorsqu'il est associé à des biotites vertes;

–mica noir, constitué de petits cristaux de biotite verte (0.1 à 0.3 mm) sans orientation préférentielle tous ces micas sont sans luminescence visible ;

–amas flous de mica brun vert à jaune, de composition phengitique ferrifère, associés à du sphène et des oxydes très fins. Des analyses qualitatives à la microsonde électronique ont également révélé la présence, dans ces amas

micacés, de phases riches en terres rares et en éléments traces. Il s'agit d'euxénite (oxyde de Y-Nb-Ti), de carbonates riches en uranium et de minéraux riches en terres rares.

–chlorite, en taches ou en altération de la biotite verte.

Enfin certains minéraux sont accessoires:

–le zircon, avec une teinte de luminescence blanc vif, apparaît sous deux formes. En petits individus trapus de taille inférieure à 50 mm, au sein des plages à micas noir. En individus plus grands (0.15 mm), isolés, possédant deux ou trois zones concentriques;

–l'apatite, rare mais localement abondante dans les amas de biotite verte, en chapelets de petits cristaux difficilement identifiables en microscopie optique et décelable à sa teinte de luminescence vert clair fluorescent;

–le sphène, en trainées ou en minuscules cristaux dans les amas micacés;

–des oxydes, vraisemblablement de l'hématite et de l'ilménite et plus rarement de la pyrite;

–de fines rosettes rousses évoquent du stilpnomélane;

–enfin des carbonates, à luminescence jaune orangée vive, dont l'abondance est variable d'une lame à l'autre. Ils se présentent en petits rhombes calcitiques ou en granulation rousse pouvant traduire un caractère manganésifère.

3.3. Intercroissances granophyriques

Elles sont toujours constituées de quartz et de feldspath potassique, comme le veut la définition (SMITH et BROWN 1988). Leur aspect varie assez largement et nous avons ainsi distingué plusieurs types d'intercroissances regroupées en deux teintes de cathodoluminescence:

–beige à jaune ocre, correspondant à des intercroissances matricielles ou interstitielles entre des porphyrocristaux cunéiformes ou vermiculaires;

–bleu ciel à blanc, correspondant aux cristaux de microcline à quartz lamellaire, et formant des franges autour des porphyrocristaux, à texture vermiculaire.

3.4. Interprétation des granophyres

On peut distinguer dans ces roches trois stades d'évolution:

–un stade magmatique vraisemblable représenté par les cœurs albitiques des porphyrocristaux;

–un stade tardi-magmatique correspondant à l'essentiel des textures visibles, obtenues à partie d'un liquide de composition coticte ou eutectique (SMITH et BROWN 1988). Certaines intercroissances en sablier témoigneraient d'un cristallisation rapide (BARKER 1970). La circulation de fluides tar-

difs serait à l'origine de la formation des auréoles de feldspath potassique et/ou de l'albitisation de certaines phases perthitiques;

–le stade métamorphique alpin se traduit par l'apparition des franges de microcline et de microcristaux d'albite, des micas mais aussi par la polygonisation de certains quartz et de leur recristallisation dans les fractures des porphyrocrystaux.

On peut noter que globalement les feldspaths d'origine métamorphique semblent associés à des teintes de luminescence bleu ciel à blanc différentes des phases magmatiques ou tardi-magmatiques. Cependant certaines albites rouge vif pourraient également avoir une origine métamorphique.

4. GÉOCHIMIE DES ROCHES MAGMATIQUES

Comme mentionné au début de ce travail, l'un des enjeux était la caractérisation géochimique de l'ensemble granophyres-complexe rubané, ceci dans le but de préciser leur filiation magmatique mais également leur contexte géodynamique. Nous avons utilisé pour cela 40 analyses (tableaux 1 à 4, p. 56-59) d'éléments majeurs et traces (analyses CAM - UNIL), 8 échantillons (tableau 5, p. 60) ont été sélectionnés pour analyses de Terres Rares (analyses XRAL - Canada). Toutes ces roches ont été prélevées dans une zone NNW-SSE allant du plan des Violettes à l'Aiguille Rouge (fig. 2). Deux roches vertes situées au sein des schistes noirs ont été analysées pour comparaison.

4.1. *Roches vertes*

Un test de mobilité montre que la plupart des «Large Ion Lithophile Elements» (LILE) (Na, K, Sr, Rb, Ca) ont été mobilisés durant le métamorphisme alpin ou l'altération de ces roches et nous ne les utiliserons pas dans cette caractérisation. Certaines roches présentent des caractères spilitiques, mais cette caractéristique n'est pas systématique ce qui a conduit GUILLOT (1987) à considérer que ce phénomène était lié à leur mise en place en milieu sous-marin et non à un métamorphisme régional.

Si l'origine magmatique des granophyres est claire, celle des roches du complexe bimodal et des roches vertes dans les schistes noirs l'est moins. Nous avons appliqué à ces roches le diagramme de discrimination de WINCHESTER et MAX (1982) fondé sur des éléments réputés immobiles (fig. 5) Toutes les roches vertes du complexe bimodal et des schistes noirs se placent dans le domaine des roches ignées.

Les roches basiques et intermédiaires du complexe bimodal et des schistes noirs ont des rapport $Nb/Y < 0.7$ qui les placent sans ambiguïté dans le domaine subalcalin (WINCHESTER et FLOYD 1977). Leurs teneurs en SiO_2 (47.20 à

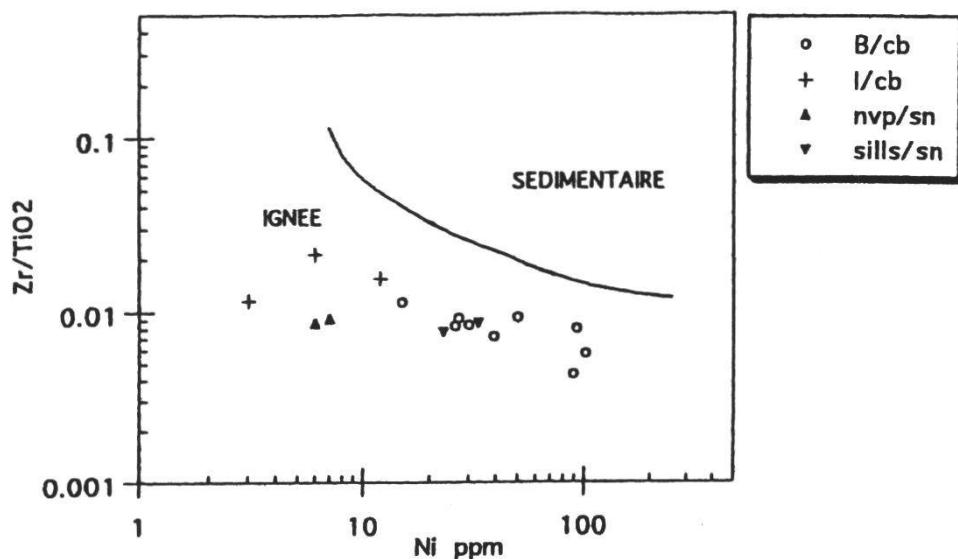


Figure 5.—Diagramme Zr/TiO₂ vs Ni (WINCHESTER et MAX 1982) discriminant les roches ignées des roches sédimentaires, appliqué aux roches vertes de l'Aiguille Rouge.

58.29) et leur rapport Zr/TiO₂ en font des roches de composition basaltique ou andésitique. Il n'existe aucune différence fondamentale entre les roches du complexe bimodal et celles des schistes noirs. Dans les diagrammes Nb/Y vs Zr/P₂O₅ (WINCHESTER et FLOYD 1976) Ti/Y vs Nb/Y (PEARCE 1982) ou (Fe²⁺+Ti) - Al - Mg (JENSEN et PIKE 1982) toutes ces roches se placent dans le domaine des roches tholéitiques basaltiques ou andésitiques et l'un des échantillons a une composition de ferro-gabbro.

Les spectres de normalisation aux MORB (fig. 6) des roches basiques sont sensiblement similaires; les roches montrent des enrichissements forts en K, Rb et Sr mais les éléments plus lourds ont des rapports de normalisation de 0.5 à 2 fois les valeurs des MORB. Les niveaux vert pâle des schistes noirs ont le même type de profil, riche en K, Rb et Ba, avec un déficit de Cr marqué, par contre les sills des mêmes schistes noirs ne possèdent pas cet enrichissement en éléments légers. Bien que ceci ne soit pas systématique, certaines roches du complexe bimodal ont une légère anomalie en Nb, P et parfois en Ti.

Les spectres de terres rares (fig. 7) normalisés aux MORB montrent un léger enrichissement en terres rares légères (La/La_N = 16.22-16.25) et des profils plats pour les terres rares lourdes, témoignant de l'absence de grenat dans la source. Les laves intermédiaires possèdent une légère anomalie en Eu, vraisemblablement liée à un fractionnement du plagioclase.

En ce qui concerne leur contexte géodynamique, selon les diagrammes de PEARCE et CANN (1973), MESCHÉDE (1986) et SHERVAIS (1982), toutes ces roches se placent dans le domaine des N-MORB.

Toutes ces caractéristiques nous permettent de proposer pour les roches basiques et intermédiaires du Complexe Bimodal une affinité de N-MORB ou de MORB légèrement enrichis. Elles ont toutes subi un début de différen-

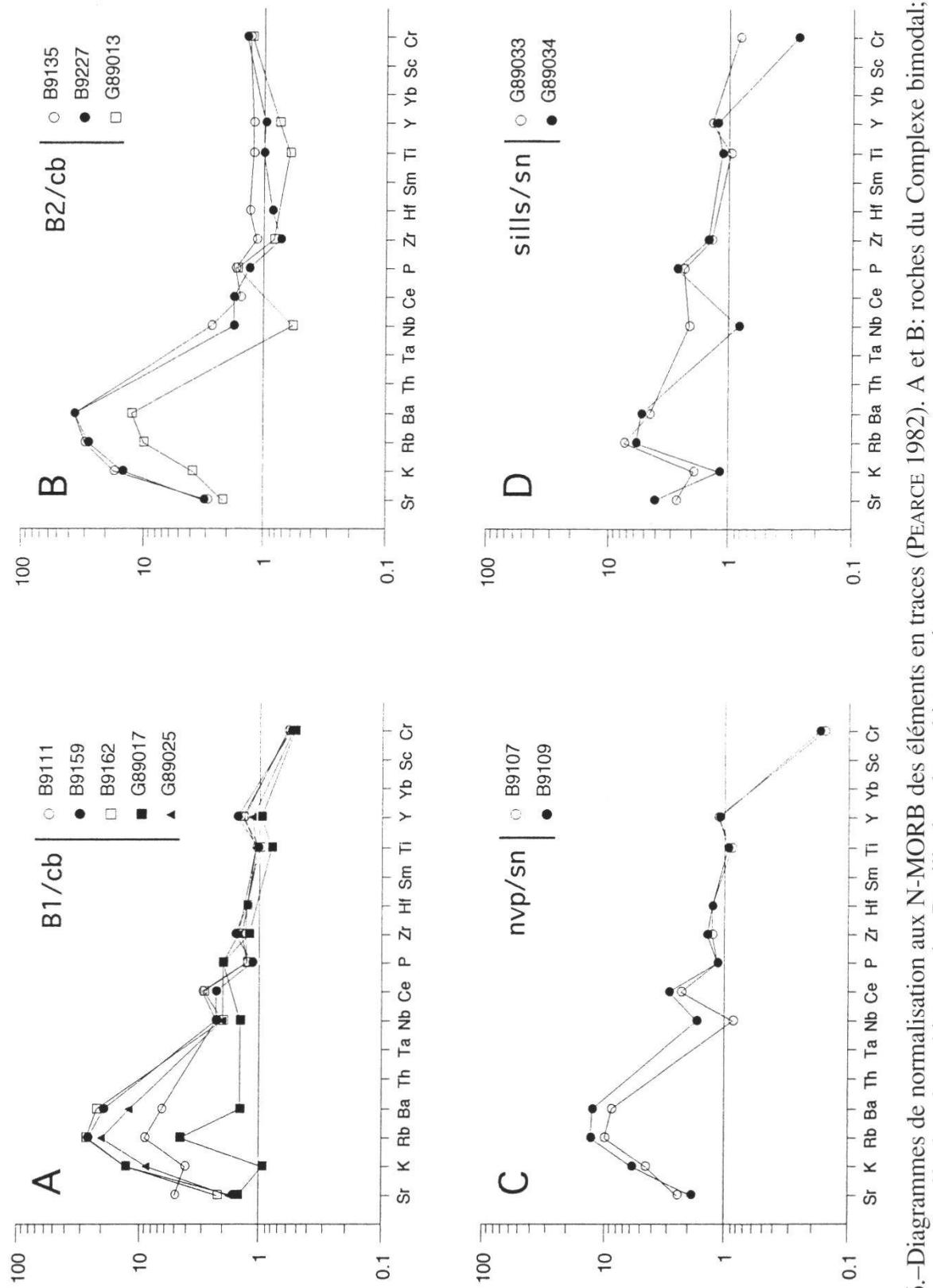


Figure 6.—Diagrammes de normalisation aux N-MORB des éléments en traces (PEARCE 1982). A et B: roches du Complexe bimodal; C: niveaux verts pâle dans les schistes noirs; D: sills dans les schistes noirs.

tion comme le prouvent les teneurs en Ti, Cr ou leur légère anomalie en Eu et la présence de roches à composition de ferro-gabbros. Les anomalies en Nb et P constatées dans certaines d'entre elles pourraient suggérer un contexte d'arrière arc. Les roches basiques des schistes noirs ont, elles, une affinité N-MORB plus marquée.

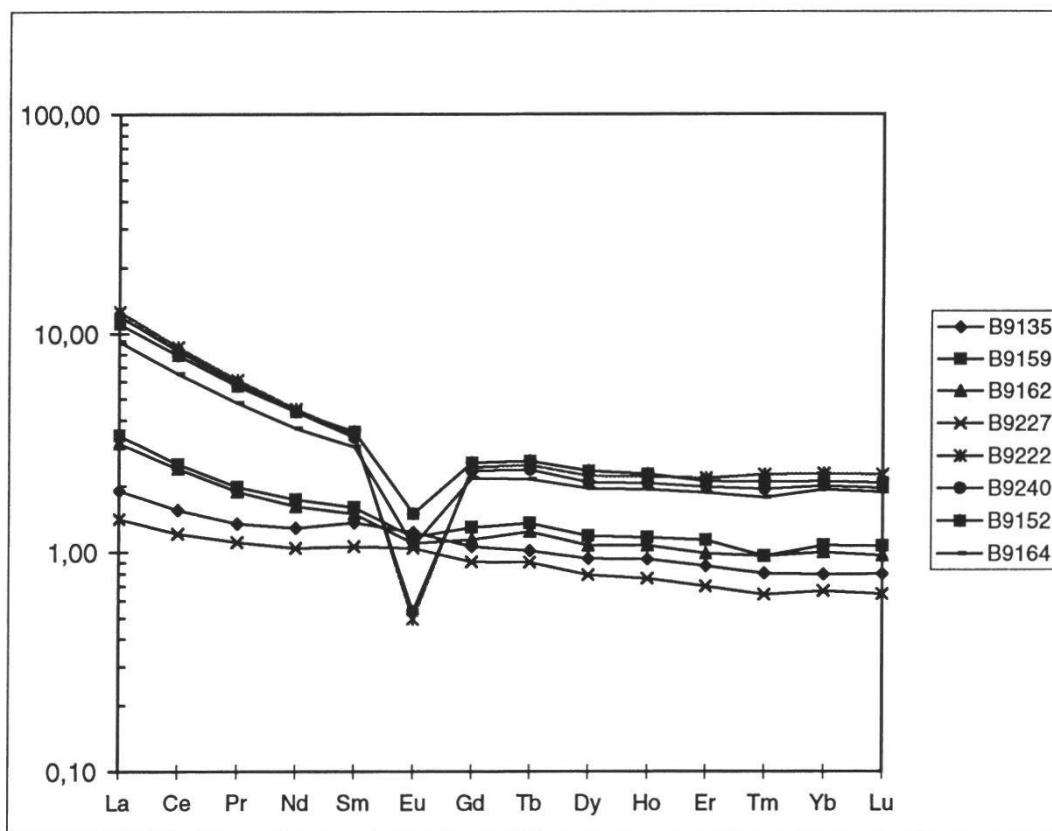


Figure 7.-Diagrammes de normalisation des Terres rares aux N-MORB (valeurs de normalisation, HOFFMAN 1988).

4.2. Roches acides

Pour tenter de les caractériser, nous avons appliqué la même approche que précédemment en utilisant les diagrammes discriminants Zr/TiO_2 - Ni (WINCHESTER et MAX 1982), corrigé par IMEOKPARIA et EMOFURIETA (1991) et Al_2O_3 - MgO (FONTEILLES 1976). Toutes les roches analysées (granophyres et fraction claire du complexe bimodal) se projettent dans le domaine des roches ignées rhyolitiques, à l'exception d'un échantillon se plaçant dans le domaines des dacites et de trois autres (un granophyre ! et deux roches acides atypiques) dans le domaine des arkoses.

Il semble donc que l'origine orthodérivée des roches acides du Complexe Bimodal soit démontrée dans la majorité des cas.

Dans le diagramme Zr/TiO₂ - Nb/Y (WINCHESTER et FLOYD 1977), les granophyres sont remarquablement groupés dans le domaine des rhyolites. Bien que plus dispersé, l'essentiel des roches du complexe bimodal se place aussi dans ce domaine, à l'exception de deux échantillons qui entrent dans le champ des dacites. La dispersion des compositions dans les roches du complexe bimodal, par rapport aux granophyres est également connue dans le massif voisin de Bellecôte (GUILLOT 1987). Cet auteur a proposé l'influence d'une altération hydrothermale sur les roches acides pyroclastiques du complexe bimodal; l'action du métamorphisme alpin aurait aussi modifié l'ensemble des compositions des roches acides de l'Aiguille Rouge.

Les roches acides du complexe bimodal ont des teneurs en SiO₂ plus variables (72-78%) que celles des granophyres (75-76%). Leur rapport A/CNK (0.90 - 1.24) indique une caractère légèrement alumineux, comme celui des granophyres (1.03 à 1.22). Les roches acides du complexe bimodal sont surtout caractérisées par des teneurs en FeO* plus élevées que celles des granophyres.

Dans les diagrammes de normalisation pour les roches granitiques de PEARCE *et al.* (1984) (fig. 8), les granophyres montrent des teneurs en éléments traces extrêmement homogènes et, comparées aux moyennes de WHALEN *et al.* (1987) proches des granites de type A. Les roches acides du Complexe Bimodal diffèrent essentiellement des granophyres par une hétérogénéité des compositions chimiques plus marquée, par des teneurs en Zr plus élevées et des teneurs en Th légèrement plus faibles.

Leurs spectres de terres rares, normalisées au MORB (fig. 7) sont extrêmement proches. Leur enrichissement en LREE est fort (autour de 10) et les terres rares moyennes et lourdes offrent des spectres plats. Ils montrent tous une anomalie variable mais forte en Eu, en particulier dans les granophyres. Il existe donc là encore une parenté entre toutes les roches acides de cette zone.

Nous avons vu que les diagrammes de normalisation montraient une affinité intraplaque probable pour les roches acides de l'Aiguille Rouge. Cette appartenance est sans ambiguïté dans l'ensemble des diagrammes de WHALEN *et al.* (1987) (fig. 9) et tous les granophyres de même que les roches acides du complexe bimodal s'inscrivent dans ce domaine. Par rapport aux critères proposés par EBY (1990) pour l'identification des granites intraplaque de type A, les roches acides de l'Aiguille Rouge n'en diffèrent que par de plus faibles teneurs en Nb, des teneurs en Ba plus élevées et surtout une tendance hyperalumineuse.

En résumé, les granophyres et les roches acides du complexe bimodal montrent une affinité géochimique avec les granites de type A, alcalins et anorogéniques.

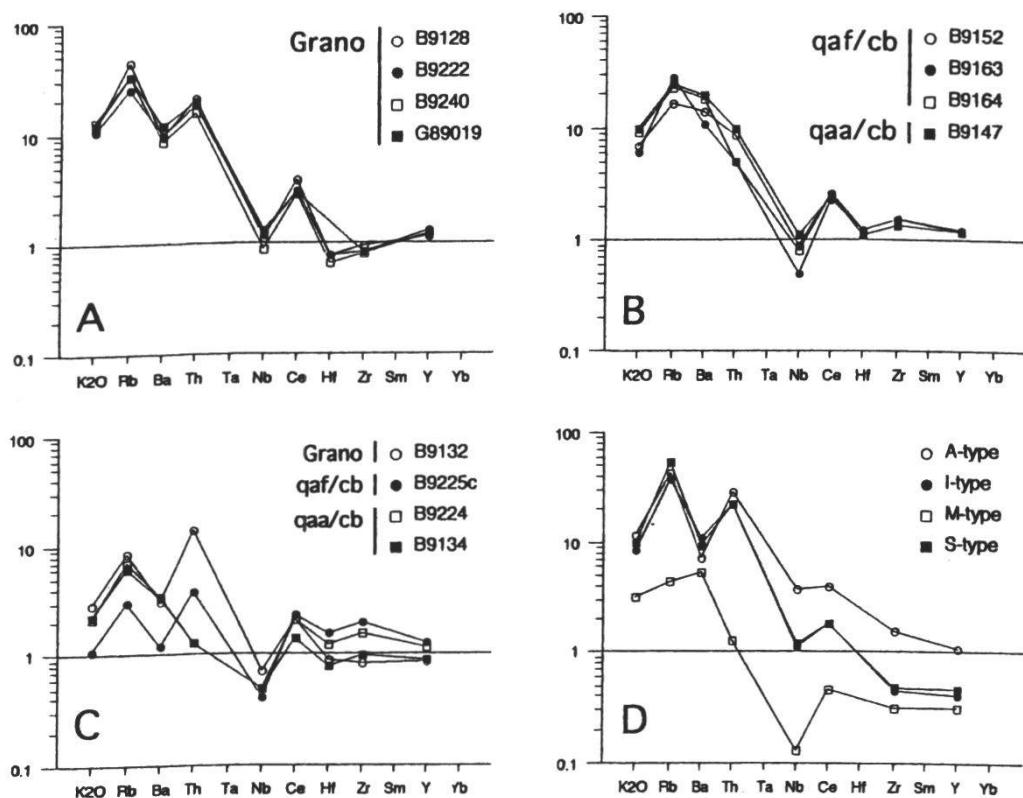


Figure 8.–Diagrammes de normalisation aux granites orogéniques (ORG) (PEARCE *et al.* 1984). A: granophyres; B: roches acides non altérées du Complexe bimodal; C: roches acides altérées ($\text{Na}_2\text{O} >> \text{K}_2\text{O}$) ; D. Granites moyens de type I, S, M et A (WHALEN *et al.* 1987).

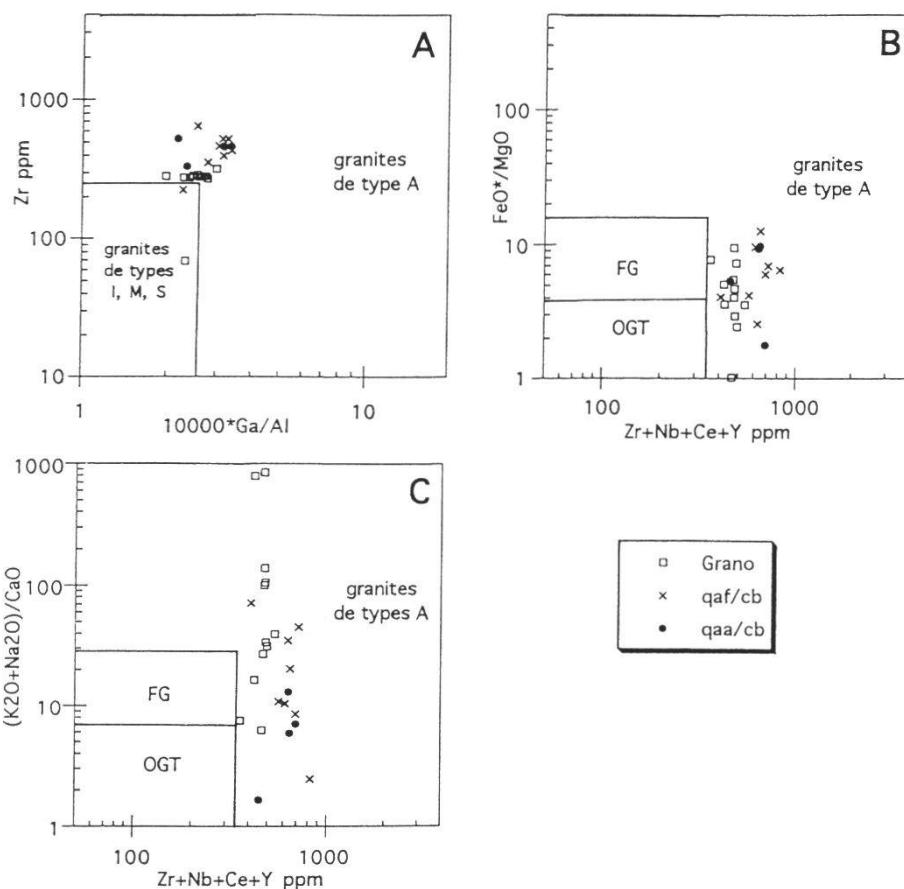


Figure 9.–Diagrammes discriminants pour les granites de type A, d'après WHALEN *et al.* (1987). FG: granites felsiques fractionnés; OGT: granites de type I, S et M. Grano: granophyres; qaf/cb: roches non altérées du complexe bimodal; qaa/cb: roches altérées du Complexe bimodal.

5. DISCUSSION ET CONCLUSION

Le levé géologique détaillé de la région de l’Aiguille Rouge a permis de mieux définir l’extension des granophyres du Mont Pourri, leurs relations avec les formations environnantes et leur appartenance géochimique.

La zone Vanoise est composée dans le secteur de l’Aiguille Rouge d’un socle antépermien à dominante volcanique et d’une couverture d’âge permien à éocène, tous deux déformés et métamorphisés au cours de l’orogenèse alpine. L’étude lithostratigraphique a permis de montrer que les granophyres formaient des corps laccolithiques soit à la base de la série antépermienne soit insérés dans le complexe bimodal. Ce dernier est essentiellement composé de roches éruptives basiques, acides et de quelques niveaux volcano-sédimentaires. Ces roches sont vraisemblablement pénécontemporaines des granophyres et il existe une affinité chimique certaine entre ces derniers et les niveaux acides du complexe bimodal. Un ensemble de schistes noirs volcano-sédimentaires, d’âge inconnu, surmontent ces formations. Enfin, une série supposée permienne, franchement continentale, succède à ces schistes océaniques. Cette série supposée permienne, car passant ailleurs en continuité aux quartzites infratriasiques, est présente dans toute la Vanoise.

La zone houillère (Briançonnais externe) présente une succession lithologique type pour les latitudes de la Vanoise: houiller, conglomérats «stéphano-permiens», séricito-schistes «permo-triasiques» et quartzites infra-triasiques. Des affleurements d’un métagranite porphyroïde, situé au dessus d’un conglomérat à galets de gneiss du Sapey, posent le problème de la mise en place de ces gneiss. En effet, sur la base de nos observations, nous avons identifié ce métagranite comme une extension des gneiss du Sapey, le fait que des galets du même gneiss soit contenus dans les formations situées stratigraphiquement plus bas suggère une mise en place tectonosédimentaire de cette formation, à la limite Houiller-Permien ou au Tertiaire, hypothèse dans laquelle le «Stéphano-Permien» serait une sorte de faciès résidimenté mimant du Houiller clair. Une datation sur des faciès équivalents de la région de Modane indiquerait un âge entre 450 et 480 Ma (GUILLOT *et al.* 1998). Les travaux structuraux en cours (Barféty, Bertrand comm. orale) tendent à privilégier l’idée que les gneiss seraient le socle d’une sous-zone briançonnaise, intercalée entre la Zone Houillère et la Zone Vanoise-Mont Pourri.

Reste le problème majeur posé en introduction qui est celui du mono-métamorphisme du socle de la Vanoise, pourtant daté à 507 Ma. Toutes les roches examinées durant cette étude ne présentent aucune trace de métamorphisme anté-alpin ou de phases ayant subi une rétromorphose alpine. Les paragenèses observées sont toutes caractéristiques du faciès schistes verts. Dans les roches basiques, s’est développée une paragenèse à albite, epidote, chlorite, actinote. La présence sporadique d’amphibole verte, proche de la hornblende, et d’une

biotite verte matérialiseraient le passage vers un faciès schiste vert plus élevé (MYASHIRO 1973). Dans les granophyres, quartz, albite, microcline et mica phengitique forment une paragenèse constante et le fait qu'un seul plagioclase soit présent indiquerait soit que le haut du faciès schistes verts n'a pas été atteint, soit qu'il n'a pas été enregistré. Compte tenu de ce que nous avons observé dans les roches vertes, cette seconde hypothèse nous semble la plus probable. Les roches de la séquence pélitique (schistes bleutés) présentent elles aussi un assemblage commun du faciès schistes verts. Une étude de l'évolution de la matière organique dans les schistes noirs (SCHADE *in* GUILLOT 1987) montrerait que ces roches n'ont pas dépassé une température de 250 à 300°C, ce qui est conforme à nos observations.

Ces conclusions entraînent que ce domaine n'aurait pas été atteint par le métamorphisme varisque de haute température tel celui qui est omniprésent dans les zones internes alpines.

Si l'âge cambro-ordovicien des granophyres est admis, au moins pour la partie anté-schistes noirs des formations antépermien, deux possibilités pourraient expliquer cette absence de traces du métamorphisme varisque:

—ces unités auraient toujours été en position supracrustale n'ayant pas dépassé le faciès des schistes verts;

—elles constituaient des éléments de socle situés plus au sud que les unités impliquées dans la collision varisque.

Notons, par ailleurs, qu'il existe une analogie frappante entre les granophyres du Mont Pourri et les gneiss de Thyon du point de vue de leur âge et de leur composition chimique (BUSSY *et al.* 1995). Cependant ces derniers, au front de la nappe de Siviez-Mischabel, sont certes dans une position structurale proche de celle des granophyres mais dans une enveloppe ayant subi le métamorphisme varisque (THÉLIN *et al.* 1993).

Nous avons montré que les granophyres (comme les gneiss de Thyon) possèdent une composition de granite alcalin anorogénique et que ces roches sont associées à des roches vertes à affinité MORB normal ou légèrement enrichis, c'est à dire caractéristiques d'un contexte de croûte océanique ou de bassin d'arrière arc. Bien que les relations entre ces deux contextes ne soient pas claires, ils confirment l'existence d'un magmatisme d'extension, au Cambro-Ordovicien, au sein de la zone briançonnaise.

En conclusion, cette étude détaillée des contreforts nords du Mont Pourri a permis de clarifier, outre la lithostratigraphie de cette partie de la Vanoise, les relations entre les granophyres et le complexe bimodal acide-basique, la nature pétrographique et géochimique de ces divers ensembles. Nos résultats confirment certaines hypothèses de GUILLOT *et al.* (1993) sans pour autant en assurer l'ensemble. Des points d'interrogations subsistent quant à l'âge des schistes noirs par exemple ou la relation entre les roches acides et basiques dans un contexte géodynamique extensif comme celui que nous avons défini. Des tra-

vaux géochronologiques et en géochimie isotopique en cours, dans le secteur de Bellecôte (L. Cosma, S. Cannic, F. Bussy, Y. Gouffon, travaux en cours), apporteront vraisemblablement des informations complémentaires.

REMERCIEMENTS

Nous remercions très vivement J.-L. Epard pour sa lecture critique et constructive du manuscrit, F. Bussy pour les discussions stimulantes sur les problèmes varisques et anté-varisques alpins et son aide à la microsonde électronique, J. von Raumer grâce à l'enthousiasme duquel l'un des signataires (JH) a fini par s'intéresser à ce magmatisme ancien. Nous remercions également P.O.B. Baumgartner et Claudia Baumgartner pour leur assistance pour tout ce qui concerne la cathodoluminescence optique et en microscopie électronique, une partie importante des données acquises. Enfin ce travail doit également beaucoup au jugement rigoureux de A. Escher et à sa connaissance de la géologie alpine.

BIBLIOGRAPHIE

- AINARDI J.L., 1976. Le Permo-Trias épimétamorphique de la région de la Plagne-Champagny en Vanoise (Alpes occidentales françaises). Caractères pétrographiques et géochimiques des minéralisations uranifères et de leur environnement. Thèse Univ. Nancy. 118 p.
- BARKER, S.D., 1970. Composition of granophyres, myrmekites and graphic granite, *Geol. Soc. Am. Bull.* 81: 3339-3350.
- BERTRAND J.-M., GUILLOT F., LETERRIER J., PERRUCHOT M.-P., AILLERES L. et MACAUDIERE J., 1998. Granitoïdes de la zone houillère briançonnaise en Savoie et en Val d'Aoste (Alpes occidentales): géologie et géochronologie U-Pb sur zircon. *Geodinamica Acta* 11/1: 33-49.
- BERTRAND J.M. et LETERRIER J., 1997. Granitoïdes d'âge Paléozoïque inférieur dans le socle de Vanoise méridionale: géochronologie U-Pb du métagranite de l'Arpont (Alpes de Savoie, France). *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. IIA*, 325: 839-844.
- BEUCLER M., 1995. Les granophyres du Mont Pourri: position lithostratigraphique et pétrologie. Dipl. Uni. Lausanne. 141 p.
- BOCQUET [DESMONS] J., 1974. Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse Univ. Grenoble. 490 p.
- 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* 278, sér. D: 2601-2604.
- BURRI M., 1983. Le front du Grand Saint Bernard du Val d'Hérens au Val d'Aoste. *Eclogae geol. Helv.* 76/3: 469-490.
- BUSSY F., DERRON M.H., JACQUOD J., SARTORI M. and THELIN Ph., 1995. The 500 Ma-old Thyon metagranite: a new A-type granite occurrence in the penninic realm (Western Alps, Wallis, Switzerland). *Eur. J. Mineral.* 8: 565-575.
- CABY R., 1974. Gneiss permocarbonifères d'origine granitique dans la Zone houillère et la Zone du Grand St Bernard en val d'Aoste (Italie). *Géol. Alpine* 50: 39-44
- DEBELMAS J., 1980. Feuille Annecy, Carte géol. France, 1/250'000, BRGM éd. Orléans 30, carte et notice.
- DESMONS J., 1992. The Briançon basement (Pennine Western Alps): mineral composition and polymetamorphic evolution. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.* 72: 35-55.
- DESMONS J. et FABRE J., 1988. Contribution à la connaissance pétrographique du Mont Pourri (Savoie, France); conséquences structurales. *Géol. Alpine* 64: 13-26.

- DESMONS J. et MERCIER D., 1993. Passing through the Briançon zone (Briançonnais, France), in von Raumer J. and Neubauer, F. (Eds). The pre-Mesozoic geology in the Alps. Springer-Verlag, Berlin: 277-293.
- DESMONS J. et PLOQUIN A., 1989. Chimisme du Briançonnais – Grand St. Bernard anté-mésozoïque (Alpes occidentales): une vue synoptique. *Géol. Alpine* 65: 1-31.
- DÉTRAZ G., 1984. Etudes géologique du bord interne de la zone houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Péclet-Polset (Alpes de Savoie). Thèse Univ. Grenoble. 176 p.
- DÉTRAZ G. et LOUBAT H., 1984. Faciès à disthène, staurotide et grenat dans un micaschiste appartenant à l'unité des «gneiss du Sapey» (Vanoise, Alpes françaises). *Géol. Alpine* 60 : 5-12.
- EBY G.N., 1990. The A-type granitoids : a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26: 115-134.
- ELLENBERGER F., 1958. Etude géologique du pays de Vanoise. Mém. Carte géol. France. 561 p.
- ELLENBERGER F., 1966. Le Permien du pays de Vanoise. Atti del Symposium sul Verrucano. *Soc. tosc. Sci. nat. Pisa*: 170-211.
- FABRE J., 1961. Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et Tarentaise (Alpes de Savoie), Mémoire B.R.G.M. 2. 315 p.
- FONTEILLES M., 1976. Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origine métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales), Thèse Univ. Paris VI. 685 p.
- 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. et 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. Sci. Paris* 303, sér. II: 1141-1146.
- GUILLOT F., LIEGEOIS J.P. et FABRE J., 1991. Des granophyres du Cambrien terminal dans le Mont Pourri (Vanoise, zone briançonnaise): première datation U-Pb sur zircon d'un socle des zones internes des Alpes françaises. *C. R. Acad. Sci. Paris* 312, sér. II: 239-244.
- GUILLOT F., DESMONS J. and PLOQUIN A., 1993. Lithostratigraphy and geochemical composition of the Mt. Pourri volcanic basement, Middle Penninic W-Alpine zone, France. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 73: 319-334.
- GUILLOT F., BERTRAND J.M., PIDGEON R.T., LETERRIER J. et GATTIGLIO M., 1998. Géochronologie U-Pb SHRIMP et IDTIMS de zircons des zones internes des Alpes occidentales.—17^e Réun. Sci. Terre Brest. Soc. Géol. Fr. (Ed.): 124.
- GUILLOT F. et RAOULT J.F., 1984. Permien et base du Trias en Vanoise septentrionale (zone briançonnaise interne, Alpes françaises). *Ann. Soc. géol. Nord* 104: 183-192.
- IMEOKPARIA E.G. and EMOFURIETA W.O., 1991. Protoliths and petrogenesis of Precambrian gneisses from Igbedi area, SW Nigeria. *Chem. Erde* 51/ 1: 39-54.
- JENSEN L.S. and PIKE D.R., 1982. Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt, in Arndt N.T. and Nisbet E.G. (Eds.). Komatiites. G. Allen & Unwin, London: 147-157.
- MARION R., 1984. Contribution à l'étude géologique de la Vanoise, Alpes occidentales. Le massif de la Grande Chassière et la région de Tignes-Val d'Isère. Thèse Univ. Chambéry. 172 p.
- MESCHEDE M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.* 56: 207-218.
- MYASHIRO A., 1973. Metamorphism and metamorphic belts. George Allen and Unwin, London. 492 p.

- PEARCE J.A. and CANN J.R., 1973. Tectonic setting of basic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19: 290-300.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W. and TINDLE A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25/4: 956-983.
- PERRUCIO-PARISON M.D., 1984. Problèmes pétrochimiques et structuraux en Vanoise septentrionale. Thèse Univ. Paris-Orsay. 358 p.
- RICOU L.E., 1984. Les Alpes occidentales : chaîne de décrochement. *Bull. Soc. géol. France* 26/5: 861-874.
- SALIOT P., 1978. Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse Univ. Paris-Orsay. 190 p.
- SHERVAIS J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 59: 101-118.
- SMITH J.W. and BROWN W.L., 1988. Feldspar minerals. Springer Verlag, Heidelberg. 774 p.
- THÉLIN Ph. et AYRTON S., 1983. Cadre évolutif des événements magmatico-métamorphiques du socle antétriasique dans le domaine pennique (Valais). Données récentes, synthèse chronologique et suggestions de recherches ultérieures. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69: 193-204.
- THÉLIN P., SARTORI M., BURRI M., GOUFFON Y. and CHESSEX R. 1993. The pre-Alpine basement of the Briançonnais (Wallis, Switzerland). In von RAUMER J.F and NEUBAUER F., 1993. Pre-Mesozoic geology of the Alps. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg: 297-315.
- WHALEN J.B., CURRIE K.L. and CHAPPELL B.W., 1987. A type granites: chemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95: 407-419.
- WINCHESTER J.A. and FLOYD P.A., 1976. Geochemical magma type discrimination : application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 28: 459-469.
- WINCHESTER J.A. and FLOYD P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* 20: 325-343.
- WINCHESTER J.A. and MAX M.D., 1982. The geochemistry and origins of the Precambrian rocks of the Rosslare complex, SE Ireland. *J. geol. Soc. London* 139: 309-319.

Manuscrit reçu le 9 mai 2000

Tableau 1.—Composition chimique (majeurs et traces) des roches vertes du Complexe Bimodal. 1 à 4, 6, 7, 8, 9: prasinites – 5, 10 à 12: ovardites.

Note pour les tableaux d'analyses.

Analyses sans astérisque: analyses Fluorescence X - CAM - Lausanne, J.-Cl. Lavanchy.

Analyses avec astérisque: analyses CRPG – Nancy. FeO et CO₂ non dosés

Dans tous les tableaux d'analyses qui suivent, les valeurs absentes dans les tableaux d'éléments en traces signifient que l'élément est en teneur inférieure au seuil de détection.

	1	2	3	4*	5*	6	7	8*	9	10	11	12*
SiO₂	50.07	50.31	51.83	46.98	51.29	46.19	47.36	49.37	47.20	55.77	56.63	58.29
TiO₂	1.62	1.56	1.51	1.20	1.62	1.76	1.47	0.91	3.14	1.46	2.32	1.67
Al₂O₃	16.00	15.71	15.12	16.16	14.91	15.64	15.36	15.89	13.28	15.01	15.38	15.17
Fe₂O₃	5.49	3.75	3.95	9.98	11.51	3.48	3.88	8.83	6.09	3.75	3.22	9.91
FeO	3.68	6.69	6.39			7.42	5.99		8.97	4.76	6.96	
MnO	0.13	0.19	0.16	0.17	0.17	0.16	0.17	0.15	0.27	0.13	0.15	0.16
MgO	4.01	5.99	5.17	5.25	5.22	8.18	7.64	7.69	4.10	3.42	2.34	2.25
CaO	11.74	6.23	8.42	7.88	8.35	8.52	10.44	9.66	7.49	3.91	3.09	5.50
Na₂O	4.10	3.81	1.83	5.37	3.16	1.49	1.75	3.45	1.95	5.22	3.84	4.35
K₂O	0.61	1.93	1.92	0.14	1.29	2.52	2.09	0.56	2.67	1.34	1.55	0.00
P₂O₅	0.15	0.14	0.15	0.24	0.24	0.20	0.15	0.19	0.93	0.20	0.33	0.36
P.F.	1.73	3.20	3.14	6.29	2.04	3.89	3.15	2.94	2.96	2.60	3.24	2.13
CO₂	0.44	0.20	0.14			0.22	0.14		0.17	2.02	0.17	
Total	99.77	99.71	99.73	99.66	99.80	99.67	99.59	99.64	99.22	99.59	99.22	99.79

Éléments traces

Ba	130	394	452	29	239	694	696	241	430	200	1067	2
Co	47	52	51	30	29	60	54	28	60	40	42	17
Cr	149	142	147	132	135	316	339	303	49	62	19	7
Cu				13	13		13	43				19
Ga	18	19	19	21	22	20	16	18	26	20	23	21
Hf	3	3	3			3	2		6	4	5	
Nb	8	8	7	5	7	9	6	2	24	9	9	13
Ni	39	27	26	50	30	101	89	92	15	12	3	6
Pb	16	10	18			17	11		13	6	0	
Rb	18	53	54	9	41	58	54	19	90	42	41	5
S	56		49			50	54		60			
Sr	604	199	264	182	209	330	353	246	245	101	90	418
V	200	275	251	187	267	264	244	212	234	174	233	159
Zn	93	187	138	107	126	138	97	68	212	112	79	111
Zr	117	143	125	111	136	101	63	73	356	227	270	358
Ce	30	23	29			15	17		51	48	39	
La	15	17	15						25	22	22	
Nd	22	18	17			11	9		40	24	23	
Y	41	47	42	29	35	36	28	22	72	54	63	52

Tableau 2.—Composition chimique (majeurs et traces) des roches vertes dans les Schistes Noirs.

SiO₂	49.45	51.62	51.50	50.26
TiO₂	1.35	1.40	0.98	1.18
Al₂O₃	14.11	14.96	14.92	15.08
Fe₂O₃	0.98	1.82	9.78	10.05
FeO	6.99	6.51		
MnO	0.16	0.15	0.16	0.17
MgO	3.90	3.86	6.53	6.27
CaO	8.35	6.45	10.25	10.24
Na₂O	3.76	3.76	3.77	4.17
K₂O	0.68	0.88	0.20	0.12
P₂O₅	0.14	0.14	0.19	0.22
P.F.	3.38	3.43	1.53	2.51
CO₂	5.81	4.19		
Total	99.06	99.17	99.81	100.27

Éléments traces

Ba	172	246	61	71
Co	42	40	37	35
Cr	40	43	141	48
Cu			22	34
Ga	15	17	19	18
Hf	3	3		
Nb	3	6	5	2
Ni	6	7	33	23
Pb	2	2		
Rb	20	26	10	8
S	120	97		
Sr	293	228	220	337
V	215	220	233	250
Zn	116	116	70	78
Zr	116	128	84	90
Ce	23	29		
La	14	16		
Nd	19	13		
Y	35	33	28	26

Tableau 3.—Composition chimique (majeurs et traces) des granophyres.

	17	18	19	20	21	22	23	24*	25*	26*	27*	28*
SiO₂	72.47	74.46	77.29	75.06	75.59	75.49	76.15	75.53	75.39	75.37	75.97	75.10
TiO₂	0.16	0.17	0.16	0.17	0.16	0.16	0.16	0.17	0.17	0.16	0.16	0.15
Al₂O₃	12.33	13.27	12.22	12.57	12.61	12.36	12.14	12.44	12.61	12.41	12.19	12.23
Fe₂O₃	0.70	0.60	0.33	0.65	0.52	0.55	0.39	1.67	1.97	1.93	1.95	1.79
FeO	0.90	1.46	0.85	0.91	0.99	0.88	1.17					
MnO	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00
MgO	1.50	0.56	0.32	0.51	0.60	0.25	0.30	0.32	0.44	0.24	0.41	0.17
CaO	1.19	0.20	0.43	0.08	0.26	0.31	0.01	0.06	0.08	0.25	0.25	0.00
Na₂O	3.13	3.43	5.95	3.67	3.93	3.24	2.64	3.62	4.58	4.20	4.62	3.62
K₂O	4.35	4.49	1.15	4.79	4.25	5.15	5.33	4.77	3.47	4.23	3.08	4.91
P₂O₅	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.12	0.10	0.10	0.10	0.08
P.F.	1.18	1.12	0.53	0.61	0.71	0.54	0.78	0.52	0.54	0.45	0.85	0.42
CO₂	1.14	0.30	0.39	0.16	0.35	0.40	0.18					
Total	99.09	100.10	99.65	99.21	100.00	99.36	99.26	99.22	99.37	99.36	99.58	98.47

Eléments traces

Ba	395	460	152	807	477	422	453	587	393	465	381	548
Co	18	24	28	23	25	23	29	2	2	2	2	2
Cr	7	1	2	2	2	1	1	2	2	2	2	2
Cu								5	7	6	13	8
Ga	17	21	16	17	18	15	17	13	16	18	15	18
Hf	6	7	8	6	7	6	6					
Nb	9	11	7	10	12	9	8	13	13	14	13	14
Ni	5	6	2	4	5	6	6	2	2	2	2	2
Pb					18	2	9					
Rb	158	169	34	122	97	129	176	127	109	144	74	157
S							73					
Sr	18	15	22	16	18	11	5	9	11	14	23	5
Th	13	16	11	12	14	12	12	15	15	16	15	15
V	3	8	1	5	5	4	4	2	2	2	2	2
Zn	39	41	21	40	38	24	57	24	37	54	69	65
Zr	278	320	286	289	283	277	278	282	277	284	268	272
Ce	96	130	73	99	105	98	53	100	99	102		104
La	42	42	38	47	45	51	24	48	51	50		45
Nd	44	35	41	46	49	47	20	48	51	50		45
Y	83	80	61	84	93	86	81	83	86	87	78	82

Tableau 4.–Composition chimique (majeurs et traces) des roches quartzo-albitiques du Complexe Bimodal. 29 à 36: roches leucocrates feuilletées – 37 à 40: roches sombres atypiques.

	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO₂	74.28	69.38	70.90	78.04	72.96	72.72	73.03	70.37	67.76	70.25	71.22	72.04
TiO₂	0.15	0.18	0.20	0.15	0.20	0.27	0.24	0.30	0.65	0.68	0.27	0.26
Al₂O₃	12.92	14.34	13.84	12.48	13.29	13.03	12.86	13.34	12.92	13.06	12.92	12.53
Fe₂O₃	0.47	1.35	2.33	0.35	2.26	2.15	0.74	2.87	3.26	1.15	2.26	1.76
FeO	0.67	1.84	1.57	0.74	0.79	1.34	2.40	1.64	2.44	2.99	1.47	1.77
MnO	0.02	0.03	0.01	0.01	0.03	0.03	0.05	0.10	0.09	0.04	0.07	0.04
MgO	0.26	1.20	0.53	0.26	0.47	0.26	0.32	0.65	1.46	2.28	0.36	0.36
CaO	0.77	0.26	0.19	0.10	0.83	0.40	0.70	2.56	3.49	0.82	1.43	0.67
Na₂O	4.89	4.41	5.78	5.42	4.66	4.42	3.53	5.86	4.95	4.94	4.47	3.17
K₂O	3.47	4.67	2.79	1.72	2.44	3.74	3.74	0.43	0.89	0.86	4.01	5.56
P₂O₅	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.12	0.09	0.03	0.03
P.F.	0.46	1.09	0.79	0.70	0.88	0.60	1.15	0.90	0.97	1.91	0.52	0.58
CO₂	0.76	0.35	0.20	0.18	0.24	0.18	0.36	0.15	0.17	0.16	0.98	0.38
Total	99.13	99.11	99.15	100.17	99.07	99.17	99.15	99.20	99.17	99.23	100.01	99.15

Eléments traces

Ba	715	836	710	473	551	929	1010	60	166	169	968	1085
Co	25	25	25	29	25	28	25	28	31	25	17	23
Cr		3	4	1	3	3	2	5	9	7	4	2
Cu				19				27	13			
Ga	19	24	24	15	22	21	23	18	16	15	23	21
Hf	8	8	11	6	11	10	9	14	7	11	10	9
Nb	9	8	9	4	5	8	10	4	5	5	11	9
Ni	6	9	5	4	6	6	5	5	2	4	7	4
Pb	7	3	1		1	25	6	12	5		9	4
Rb	88	175	67	55	114	93	103	12	24	28	100	127
S											45	
Sr	27	11	17	11	72	53	56	226	189	32	79	56
Th	8	10	7	9	4	4	4	3			8	5
V	1	9	7	6	5	8	11	16	75	17	10	10
Zn	60	278	47	23	57	108	163	36	86	74	131	102
Zr	358	399	524	225	523	466	436	650	335	530	464	460
Ce	107	127	92	105	79	87	87	80	49	73	86	86
La	54	67	44	54	34	43	40	41	29	37	37	36
Nd	59	67	47	49	39	40	43	52	32	45	40	42
Y	93	95	87	73	83	84	76	88	62	81	83	79

Tableau 5.—Teneur en Terres rares de quelques échantillons sélectionnés de la région du Mont Pourri. Les numéros d'analyses renvoient aux Tableaux 1 à 4.

	2	3	6	7	20	21	31	34
La	13.30	12.20	5.50	7.40	49.30	46.80	43.20	35.90
Ce	30.20	28.70	14.60	18.60	104.00	100.00	95.20	78.00
Pr	4.10	3.90	2.30	2.80	12.60	12.30	11.80	9.90
Nd	19.20	17.90	11.60	14.30	49.70	48.30	48.40	40.50
Sm	6.00	5.60	4.00	5.10	12.90	12.50	13.30	11.30
Eu	1.57	1.47	1.40	1.65	0.66	0.72	2.00	1.43
Gd	6.60	5.80	4.60	5.40	12.40	11.90	13.00	11.00
Tb	1.20	1.10	0.80	0.90	2.20	2.10	2.30	1.90
Dy	7.50	6.80	5.00	5.90	14.00	13.10	14.80	12.30
Ho	1.57	1.44	1.02	1.25	2.97	2.76	3.04	2.58
Er	4.70	4.10	2.90	3.60	9.00	8.20	8.70	7.70
Tm	0.60	0.60	0.40	0.50	1.40	1.20	1.30	1.10
Yb	4.20	3.90	2.60	3.10	8.90	7.80	8.20	7.50
Lu	0.63	0.57	0.38	0.47	1.33	1.15	1.22	1.10
Th	3.50	3.20	0.40	0.50	18.50	18.80	13.20	12.10
U	1.30	1.20	0.20	0.20	5.60	4.70	3.20	4.60