

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 90 (1997)
Heft: 1

Artikel: Les nappes des Pontis, de Siviez-Mischabel et du Mont Fort dans les vallées de Bagnes, d'Entremont (Valais, Suisse) et d'Aoste (Italie)
Autor: Gouffon, Yves / Burri, Marcel
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-168143>

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: 28.01.2026

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

Les nappes des Pontis, de Siviez-Mischabel et du Mont Fort dans les vallées de Bagnes, d'Entremont (Valais, Suisse) et d'Aoste (Italie)

YVES GOUFFON¹ & MARCEL BURRI²

Key words: Middle Penninic zone, pennine Alps, Pontis nappe, Siviez-Mischabel nappe, Mont Fort Nappe, Aosta valley, Wallis

RÉSUMÉ

Dans la région du Grand Saint-Bernard, de part et d'autre de la frontière italo-suisse, la nappe des Pontis possède un coeur important de gneiss, micaschistes et roches vertes polycycliques, dans lesquels de petites intrusions granitiques se sont mises en place. La nappe de Siviez-Mischabel est ici peu développée, mais son coeur polycyclique est toutefois reconnaissable à ses gneiss et schistes oeilés à porphyroblastes d'albite (SOPA). Les enveloppes permo-carbonifères de ces deux nappes se confondent en une seule unité cartographiable, constituée surtout par des métasédiments semi-pélitiques à quartzo-feldspathiques; la présence d'un banc rhyolitique traduit une influence volcanique. La nappe du Mont Fort se distingue des deux précédentes par un coeur uniquement monocyclique fait de schistes, gneiss et roches vertes albitiques; elle est, de plus, la seule à présenter des roches mésozoïques, bien que le contact entre «socle» et «couverture» montre le plus souvent des critères d'allochtonie.

L'étude de la déformation, ici plus géométrique que dynamique, permet de définir plusieurs phases: D₁ et D₂ sont caractérisées par la formation de la schistosité principale et de plis similaires; D₃ est la phase classique des plis en retour et D₄ donne naissance à des plis ouverts à surfaces axiales subverticales. A la suite de ces phases plicatives, des déformations cassantes ont produit plusieurs types de failles. L'une d'elle se suit sur plus de 30 km dans la partie haute du val de Bagnes et au sud du Grand Combin, tandis qu'une autre marque une coupure importante dans la vallée d'Aoste: l'accident du col de Bard. Celui-ci peut être corrélé et relié à d'autres accidents tardifs affectant cette portion de l'arc alpin, comme les décrochements dextres de la vallée du Rhône, l'accident du Simplon, la ligne des Centovalli, la faille du val d'Aoste et même la ligne du Canavese. Ces accidents tardi-alpins délimiteraient un «bloc des Alpes pennines» qui soit se serait déplacé vers l'ouest, soit s'intégrerait dans un contexte général d'extension.

ABSTRACT

In the Grand Saint Bernard area on both sides of the Italian-Swiss border, the Pontis nappe has a major core, consisting of polycyclic gneisses, micaschists and greenstones, into which small bodies of granite intruded. The Siviez-Mischabel nappe is rather indistinctly developed in this area; its polycyclic core is composed of gneisses and augen schists with albite porphyroblasts (SOPA). The Permo-Carboniferous envelopes of these two nappes are indistinguishable and blend into a single mappable unit that consists mainly of pelitic to quartzo-feldspathic metasediments; some volcanic influence is indicated by a rhyolite horizon. In contrast to the first two nappes, the Mont Fort nappe has only a monocyclic core composed of albitic schists, gneisses and greenstones; furthermore it is the only nappe featuring Mesozoic rocks; the «basement - cover» contact is mostly allochthonous.

The deformation study presented here follows a geometric rather than a dynamic approach. Several phases are observed: D₁ and D₂ are characterized by the formation of the main schistosity and similar folds, D₃ is the classical phase of the «plis en retour» (backfold) and D₄ generated open folds with sub-vertical axial planes. A subsequent brittle deformation phase led to the formation of several types of faults. One of these faults may be followed over a distance of more than 30 km in the upper part of the Bagnes valley and south of the Grand Combin, while another one, the «accident du col de Bard», marks an important displacement in the Aosta valley. The latter thrust fault may be correlated and linked to other late tectonic lineaments in this sector of the Alpine arc, such as the dextral transverse faults in the Rhône valley, the Simplon line, the Centovalli line, the Aosta line and even the Canavese line. These tectonic lineaments possibly delimit a block within the Pennine Alps which moved westward in a late phase of the Alpine orogeny; they also might be integrated in an overall extensional setting.

Introduction

Cette étude porte sur les unités penniques moyennes situées entre le Rhône et la Doire Baltée, de part et d'autre de la frontière italo-suisse. Depuis un article de 1983 portant sur cette même région (Burri 1983 b, où se trouvent les références antérieures à cette date), de nombreuses études sont venues compléter nos connaissances. Leurs résultats sont actuellement dispersés dans des descriptions locales (Krings 1984, Huchant 1984, Allmann & Gouffon 1984, Gouffon 1993, Burri &

Marro 1993, Derron & Jacquod 1994), dans des travaux spécialisés (Thélin 1992, Thélin et al. 1994, Bussy et al. 1996), voire dans de grandes synthèses régionales (Thélin et al. 1993). Le but de la présente note est de combler une lacune, celle d'une description géologique à une échelle intermédiaire.

Une comparaison de la carte actuelle (fig. 1) avec la précédente (Burri 1983 b) révèle d'importantes modifications sur territoire italien. Les gneiss de la zone de Siviez ne prennent

¹ Service hydrologique et géologique national, CH-3003 Berne

² Le Châtel, CH-1880 Bex

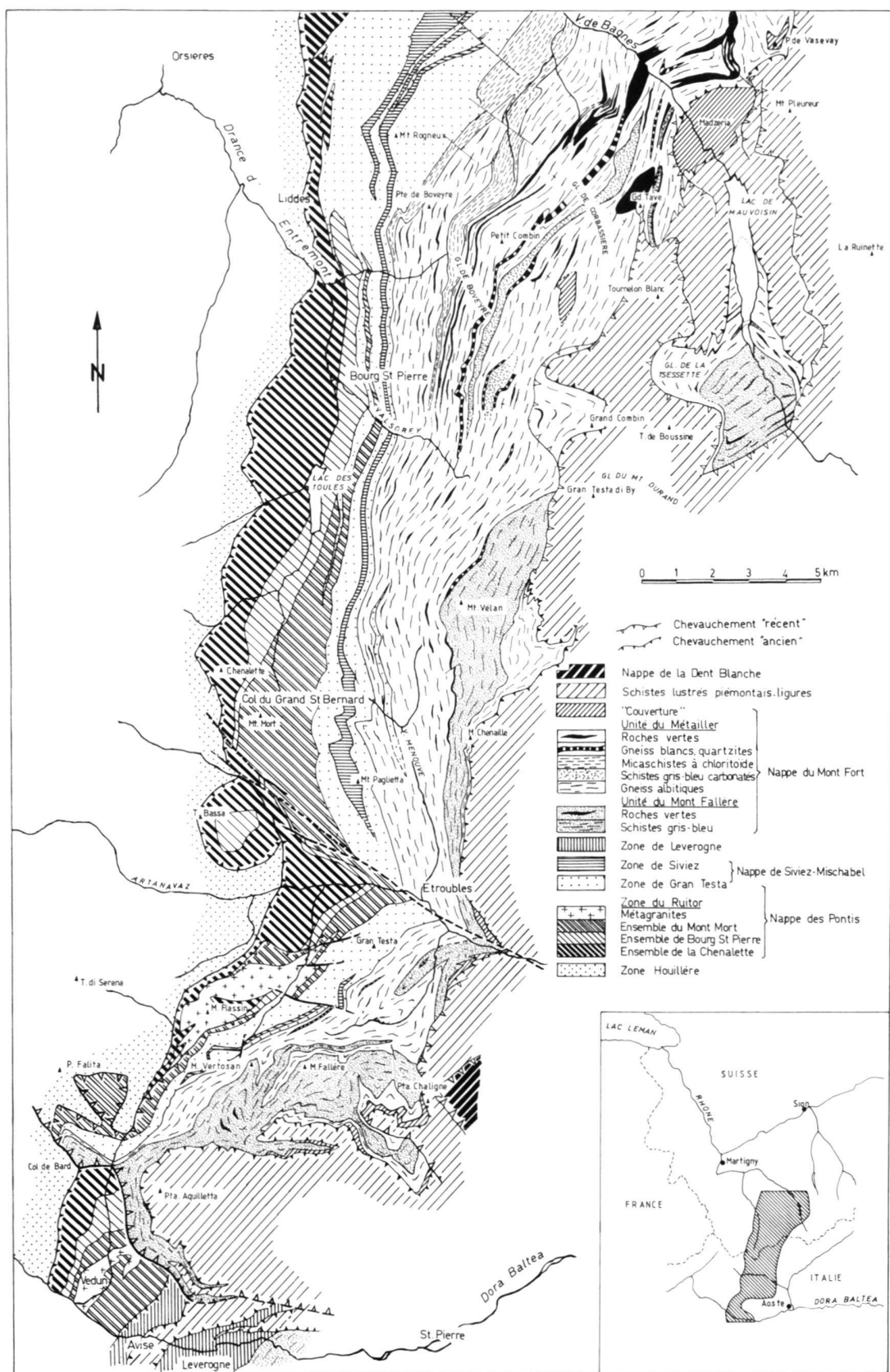


Fig. 1. Carte géologique des nappes des Pontis, de Siviez-Mischabel et du Mont Fort entre les vallées de Bagnes et d'Aoste.

pas l'importance suggérée par les anciens travaux, mais, tout au contraire, disparaissent vers le sud. Structuralement dans la même position relative, mais au sud d'un accident tardif (l'accident du col de Bard), une zone nouvelle apparaît, la zone de Leverogne.

Tout ce qui est sur territoire italien a été le sujet d'une thèse (Gouffon 1993) faisant suite à un travail de diplôme (Allimann & Gouffon 1984); l'unité du Métailler, levée sur territoire suisse, il y a une vingtaine d'années (M. B. non publié) a été révisée (Y. G.) à des fins d'adaptation à la nouvelle nomenclature géostratigraphique, dans le cadre de la publication de la feuille Chanrion de l'Atlas géologique de la Suisse au 1: 25 000 par le Service hydrologique et géologique national. Celui-ci nous a autorisés à utiliser pour le présent article les observations accumulées au cours des campagnes de terrain.

Description des unités

Les premières définitions des grandes unités datent des travaux d'Elter (1960, 1972), de Bearth (1961), de Dal Piaz & Govi (1965), de Caby (1968, 1974) et de Govi (1975). En Valais central, après Schaer (1959), Escher (1988) a établi les nouvelles subdivisions de la nappe du Grand St-Bernard. Pour la partie externe, les corrélations entre les travaux de nos collègues étrangers et la partie suisse remontent à un peu plus de 12 ans (Burri 1983 b). Pour la partie interne, la mise au point est plus récente encore (Gouffon 1993).

Entre la Drance de Bagnes et la Doire Baltée, l'ancienne nappe du Grand St-Bernard est formée de l'empilement des unités suivantes, d'ouest en est (voir Fig. 1):

- La zone Houillère.
- La zone du Rutor qui est le coeur polymétamorphique de la nappe des Pontis.
- La zone de Siviez, coeur polymétamorphique de la nappe de Siviez-Mischabel.
- La zone de Gran Testa qui contient les enveloppes permocarbonifères des nappes des Pontis et de Siviez-Mischabel confondues.
- Les unités du Métailler et du Mont Fallère, coeur de la nappe du Mont Fort, qui est la seule nappe décrite ici à posséder une «couverture» mésozoïque parautochtone, voire allochtone.

1. La zone du Rutor

Cette unité a été subdivisée, au nord, en trois ensembles cartographiques distincts (Burri 1983 a et b). Elle s'amincit vers le sud pour ne plus mesurer que quelques mètres au contact de l'accident du col de Bard. Mais, au-delà de cet accident, la zone du Rutor retrouve une puissance comparable à celle qu'elle avait à la frontière italo-suisse, et les subdivisions septentrionales y sont toujours possibles.

Les mêmes roches se retrouvent dans les différents ensembles de cette zone, mais dans des proportions variables. On en

lira des descriptions plus détaillées dans Burri (1983 a), Thélín (1992), Gouffon (1993). Cependant chacun des ensembles peut être caractérisé par une lithologie dominante:

- gneiss relativement fins pour l'ensemble de la Chenalette,
- orthogneiss et roches vertes pour celui de Bourg-St-Pierre,
- micaschistes pour celui du Mont Mort.

1. *Les gneiss* sont compacts, fins, gris, à patine brun rouille. Les surfaces de schistosité sont soyeuses, à reflets argentés, localement porteuses de grandes paillettes de mica blanc dont la fréquence diminue en direction du sud. Dans ces gneiss, les porphyroblastes d'albite sont généralement petits, mais ils deviennent localement très grands: la roche ressemble alors aux «schistes oeillés à porphyroblastes d'albite» (les SOPA de Sartori & Thelin 1987) de la nappe de Siviez-Mischabel. De l'amphibole bleue a été localement observée dans ces gneiss, mais elle est rarement repérable à l'oeil nu. Ces gneiss ont une composition de métasédiments semi-pélitiques à pélitiques (Thélín & Ayrton 1983).

2. *Les micaschistes* sont assez sombres, gris à gris-noir, à schistosité bien développée et soulignée par de grandes paillettes de mica blanc, à la surface de laquelle les minéraux les plus typiques font localement saillie: chloritoïde, reliques de grenat ou de staurotite ou leurs pseudomorphoses. Le mica blanc, composant ubiquiste et souvent principal de ces micaschistes, peut se présenter soit en grandes paillettes disposées en lentilles, en rubans ou comme matrice de la roche, soit en feutrage séricitique provenant de l'altération d'autres minéraux. Sont ubiquistes également le quartz et une chlorite très pâle. Les grenats peuvent dépasser 1 cm et être parfaitement conservés, mais le plus souvent ils sont altérés en chlorite, séricite et albite. La staurotite est presque toujours et totalement remplacée par des baguettes de chloritoïde entremêlées dans une masse séricitique, mais du chloritoïde apparaît également au sein de la roche. Nous n'avons pas retrouvé le disthène signalé par Oulianoff (Oulianoff & Trümpy 1958), ni le béryl que Lugeon (1944) a décrit dans une pegmatite.

3. *Les roches vertes*, surtout présentes dans l'ensemble de Bourg-St-Pierre, sont disposées en bancs de quelques décimètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur, alternant avec des assises claires plus acides. Très généralement il s'agit de prasinites massives, compactes, gris-vert à vert sombre. De texture porphyroblastique, elles montrent des cristaux de pistachite millimétriques, xénomorphes à subautomorphes, se détachant sur un fond de chlorite magnésienne, d'albite, de deux amphiboles vertes de pléochroïsmes différents, d'un peu de quartz et de stilpnomélane. Les amphiboles sont parfois plus grossières et plus abondantes, au point de donner naissance à une véritable amphibolite à albite.

4. *Les orthogneiss* forment deux petits massifs magmatiques: celui du Mont Flassin et celui de Vedun, dominant la Doire Baltée, découverts par Caby (1974).

- Le massif du Mont Flassin, riche de nombreuses variétés de gneiss, recoupe les trois ensembles de la zone du Rutor et

semble même remplacer localement celui de Bourg-St-Pierre. Dans la partie moyenne, soit proche du Mont Flassin lui-même, des gneiss clairs, gris, homogènes et compacts, parfois à patine rouille, sans schistosité nette, sont essentiellement composés de quartz et d'albite parfois en échiquier. Vers le sud apparaît de la chlorite qui, avec de la séricite, forme une sorte de filet enserrant les grains de quartz, ce qui donne un aspect plus grossier à cette roche leucocrate. Vers la terminaison sud-ouest du massif, ces gneiss contiennent du microcline en grains souvent perthitiques. A partir du Mont Flassin en direction du nord, la roche, tout en restant assez grossière, devient plus sombre, ce qui est dû en partie à la présence d'épidote et d'un peu de chlorite. Une analyse chimique de cette dernière roche montre une composition granodioritique. Sur toute la périphérie du massif, les gneiss sont plus friables, très micacés, avec une quantité non négligeable de carbonate et d'abondantes baguettes de tourmaline; il s'agit probablement de faciès mylonitiques des orthogneiss, tout comme les séricito-schistes qui alternent avec des gneiss gris à porphyroblastes d'albite sur l'arête entre le col Flassin et le Mont Flassin. Ce complexe magmatique, parcouru par un filon prasinitique actuellement parallèle à la schistosité, contient une lentille d'amphibolite à amphiboles bleues sodiques fortement pléochroïques, gros grenats et quartz. Cette dernière roche rappelle les élogites alpines décrites par Caby & Kienast (1989), plus au sud, sur la rive droite de la Dora Baltea.

- Le massif de Vedun est intrusif dans les micaschistes de l'ensemble du Mont Mort, dans lesquels s'enfilent quelques apophyses. Il est fait d'un gneiss leucocrate à grain moyen, plus fin que celui du Mont Flassin, dont la patine claire passe au beige ou au verdâtre lorsque les micas blancs deviennent abondants. Microcline et albite y constituent de petits porphyroclastes, le microcline étant plus abondant que dans le massif du Mont Flassin; l'albite y apparaît également sous forme de porphyroblastes.

5. *Les gneiss ocellés* se suivent de part et d'autre de la frontière italo-suisse. Il s'agit généralement d'un gneiss à matrice très fine et sombre dans laquelle les yeux feldspathiques, contournés par la schistosité, peuvent atteindre 10 cm; ce sont soit des monocristaux de microcline, soit des monocristaux d'albite en échiquier, tous plus ou moins déformés. Vers le nord, ils sont localisés dans les ensembles de la Chenalette et de Bourg-St-Pierre, alors que plus au sud, sous l'accident du col de Bard, ils sont mêlés aux micaschistes de l'ensemble du Mont Mort et semblent en continuité avec les gneiss du complexe de Vedun. En Valais central, Thélin (1983) a reconnu dans de tels gneiss des paragenèses anté-alpines (plagioclase, biotite brune, grenat zoné, muscovite) et les considère donc comme des granitoïdes porphyriques d'âge Carbonifère inférieur ou plus ancien. Nous n'avons pas retrouvé de telles paragenèses dans cette région.

2. La zone de Gran Testa

Sur territoire suisse, la présence continue des gneiss de la zone de Siviez permet de distinguer cartographiquement les assises permo-carbonifères qui surmontent ces gneiss de celles qui se trouvent au-dessous (respectivement les zones de la Ly et de Mille, Burri 1983 a et b). De plus, la déformation, relativement faible dans la région du Mont Rognieux, a respecté nombre de caractéristiques sédimentologiques et stratigraphiques qui viennent d'être analysées en détail (Derron & Jacquod 1994). En direction du sud, avec l'augmentation de la déformation et la disparition de la zone de Siviez, toutes ces lames de Permo-Carbonifère se confondent en une seule zone, baptisée zone de Gran Testa.

Une coupe synthétique de cette zone est la seule donnée objective possible (fig. 2):

1. Les premiers niveaux schisteux sont assez difficilement discernables des micaschistes de l'ensemble du Mont Mort qu'ils surmontent. Sur quelques mètres ou dizaines de mètres, ces schistes sont très quartzeux, mais dépourvus des grandes paillettes de mica blanc, des grenats, des staurolites et des chloritoïdes caractéristiques des gneiss sous-jacents. En revanche, ces schistes quartzeux contiennent passablement de carbonate et d'albite. Localement ils deviennent chlorito-albitiques, ou assez riches en matière organique pour mériter l'appellation de schistes noirs.
2. Puis vient une série d'une centaine de mètres d'épaisseur où alternent des métaconglomérats, des méta-arkoses et des schistes chlorito-albitiques. Métaconglomérats et méta-arkoses dominent d'abord, en bancs métriques ou plurimétriques, séparés par des lits de schistes de quelques centimètres. Les galets, de taille centimétrique, sont faits de quartz, d'un gneiss aplitique clair à grain très fin, exceptionnellement de granite. Les méta-arkoses sont blanches, nuancées de gris ou de vert pâle à la cassure, et de patine brunâtre. Elles sont essentiellement constituées de quartz, d'albite, de mica blanc, de chlorite et de carbonate. Vers le haut les rapports d'épaisseur s'inversent tandis que les roches chlorito-albitiques perdent leurs caractères et deviennent plus quartzeuses, passant progressivement à la formation suivante.
3. Une alternance de schistes micacés verdâtres et de méta-arkoses. Le passage des arkoses aux schistes est souvent progressif, l'un n'étant que la variété fine de l'autre. Un banc particulier, d'une trentaine de centimètres d'épaisseur, se distingue des autres par sa très grande compacité et sa texture: des grains arrondis (corrodés?) de quartz et des cristaux automorphes d'albite flottent dans une matrice très fine. Cette texture pourrait bien être celle d'une rhyolite. Tous les termes de passage existent entre ces métarhyolites et les méta-arkoses, ce qui suggère la présence de tufs volcaniques, ou, pour le moins, de roches volcano-sédimentaires.
4. La partie interne de la zone est faite d'une importante masse de gneiss chlorito-albitiques carbonatés. La chlorite

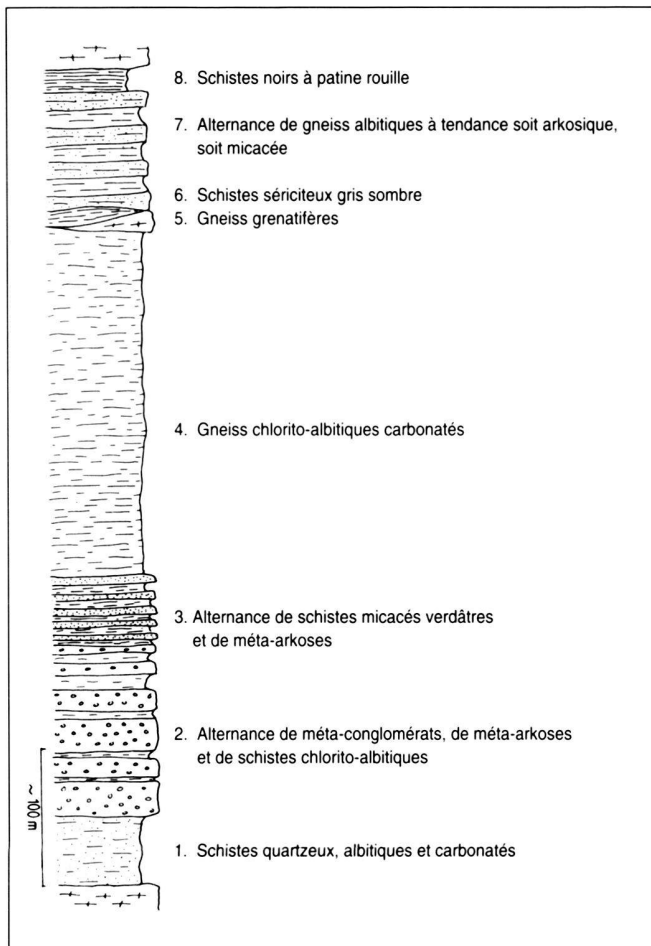


Fig. 2. Profil lithologique synthétique semi-schématique de la zone de Gran Testa aux alentours du Mont Fallère; description détaillée dans le texte.

donne à ces roches une teinte verdâtre à la cassure, alors que la patine est d'un brun plutôt sombre; les surfaces altérées sont percées de nombreuses caries dues à la dissolution des carbonates; les petites ponctuations blanches des albites caractérisent les cassures fraîches. Le microscope montre les grains relativement gros d'albite et de quartz ensermés dans un tissu de phengite incolore ou légèrement verte et de chlorite. Le carbonate omniprésent remplit les interstices de calcite ou cristallise en petits rhomboèdres ankéritiques. Par ordre de fréquence décroissante, les minéraux accessoires sont les opaques, la tourmaline, le zircon, l'apatite, le sphène, l'épidote et le rutile.

5. Pour être complet il faut signaler la présence sporadique de gneiss gris-bleu et grenatifères, ultime traces de la zone de Siviez (voir ci-dessous).
6. Toujours sporadiquement affleurent des schistes sériciteux gris sombre, fins et très friables contenant des ocelles millimétriques d'albite et de petites veines de quartz. Faciès mylonitique de l'assise précédente?

7. Par-dessus vient une alternance de plusieurs dizaines de mètres de niveaux blancs et gris d'épaisseur variable (de quelques centimètres à plusieurs mètres) de gneiss albitiques plutôt arkosiques pour les premiers, plus micacés pour les seconds. Leur pétrographie est identique à celle des gneiss albitiques et des méta-arkoses des niveaux précédents.
8. A la bordure interne de la zone, une bande de schistes noirs à patine rouille détermine souvent une légère dépression. Ils ressemblent, au débit près, aux schistes gris-bleu de l'unité du Mont Fallère, et contiennent des grenats et des pseudomorphoses d'amphibole bleue, ce qui est exceptionnel dans cette zone.

3. La zone de Siviez

Au voisinage de la frontière suisse, la zone de Siviez possède une puissance qu'elle n'a pas plus au nord, et qu'elle va rapidement perdre vers le sud. Au Mont Paglietta, elle a plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, mais elle se réduit rapidement vers le sud. Passé l'Artanavaz, la zone de Siviez n'apparaît plus que sous la forme d'une étroite bande de gneiss visible dans la partie sud-est de la combe Flassin, entre le col d'Arsey et la crête reliant le Mont Flassin au Mont Vertosan. Ensuite, elle disparaît. Elle est constituée de gneiss grenatifères et de schistes ocellés à porphyroblastes d'albite.

Les gneiss sont gris bleuté, à grain fin, avec des paillettes millimétriques de mica blanc plaquées sur les surfaces de schistosité. Albite et quartz sont pris dans un feutrage de mica blanc qui contient également des plages de chlorite. Le grenat y est en gros grains altérés ou en petits cristaux parfois automorphes. De fines paillettes de chlorite associées à de l'albite en amas losangiques représentent des rétro-morphoses d'amphibole bleue.

Les schistes ocellés à porphyroblastes d'albite (SOPA) sont très abondants dans la région du Mont Paglietta. Ils sont un peu plus clairs que les gneiss, leurs surfaces de schistosité sont bosselées, alors que les cassures qui coupent ces surfaces montrent de petits yeux d'albite pouvant dépasser le centimètre. Au microscope, gneiss et SOPA sont identiques, aux porphyroblastes d'albite près. Ces albites sont riches en inclusions, en particulier de petits grenats automorphes souvent alignés suivant une direction différente de la schistosité principale. Ces schistes sont l'équivalent des schistes ocellés à porphyroblastes d'albite (SOPA) du Valais central (Sartori & Thelin 1987).

4. La zone de Leverogne

La zone de Leverogne (= Rutor interne des auteurs français) occupe la même position structurale que celle de Siviez dont elle est peut-être un équivalent méridional; elle affleure au sud de l'accident du col de Bard. Un synclinal de Schistes lustrés (synclinal d'Avise) se ferme dans cette zone. On y trouve la lithologie suivante:

1. Gneiss et micaschistes. Le faciès le plus répandu cor-

respond à des gneiss grossiers, verdâtres, souvent passablement hétérogènes, avec des zones millimétriques à centimétriques tantôt claires, tantôt sombres ou argentées, les premières riches en quartz et en albite, les secondes en chlorite et en mica blanc. De grandes paillettes de mica blanc tapissent les surfaces de schistosité. Le grenat est fréquent, en cristaux de 1 à 10 mm et les petites mouchetures blanches de l'albite sont souvent visibles sur les cassures recoupant la schistosité.

Les constituants majeurs de ces roches sont le quartz et le mica blanc; puis viennent l'albite, la chlorite et l'épidote. Le grenat peut aussi bien être parfaitement frais que réduit en un amas chloriteux de la forme du cristal initial. L'amphibole bleue sodique se trouve en inclusion dans le grenat, plus rarement dans le reste de la roche.

Les micaschistes sont un faciès moins fréquent: plus riches en minéraux phylliteux, dépourvus d'albite, ils contiennent généralement du chloritoïde. Les grenats y sont toujours de grande taille. Ces micaschistes sont localement riches en matière organique. Dans quelques affleurements, des concentrations locales d'un minéral débouchent sur des roches presque monominérales comme des quartzites ou des albitites.

2. *Les roches vertes* affleurent dans toute la zone de Leve-rogne, en minces niveaux décimétriques pris dans les gneiss et les micaschistes, ou en masses plus importantes. La plus grande partie d'entre elles est toutefois concentrée dans une bande de 100 à 200 m d'épaisseur qui traverse la Doire Baltée au droit du tunnel de Leve-rogne, où affleurent des intercalations lenticulaires décimétriques de grands cristaux d'épidote vert pistache accompagnés parfois de grenats.

Ces roches sont des prasinites. Des grains porphyro-pociloblastiques d'épidote (clinozoïsité-pistachite) et d'albite sont disséminés dans une fine matrice de chlorite, amphibole verte et mica brun (stilpnomélane?). Ces trois minéraux sont parfois microcristallins et, associés à de l'albite, ils représentent le produit de rétro-morphose de l'amphibole bleue qui subsiste parfois en relique. Grenat, carbonate, sphène, rutile et divers opaques accompagnent ces minéraux principaux. La plupart de ces prasinites sont des glaucophanites rétro-morphosées.

5. La nappe du Mont Fort

L'unité du Métailler a été définie par Schaer (1959) en Valais central. Aucune relique de métamorphisme anté-alpin n'a été trouvée dans ces roches qui sont considérées comme formant le coeur de la nappe du Mont Fort depuis Escher (1988). Dès 1974, Caby décrit, en territoire italien, et en position structurale identique, une vaste zone sous le vocable de «Carbonifère interne»; cette attribution est reprise par Elter (1987). On sait maintenant (Gouffon 1993) comment, vers le sud, l'unité du Métailler est relayée par cette zone, désignée ici comme unité du Mont Fallère. Les couvertures de cette nappe se réduisent à de petits synclinaux de roches carbonatées, pincés dans les gneiss et les micaschistes; ces couvertures ne sont pas autochtones.

A. L'unité du Mont Fallère

L'unité du Mont Fallère, bien présente dans le Val de Rhêmes et dans le Val Savaranche au sud de la Doire Baltée, traverse le secteur étudié ici dans sa partie orientale. Vers le nord, elle est coupée par deux chevauchements tardifs, l'un en rive gauche de la Doire Baltée (accident du col de Bard) et l'autre au sud du Grand Combin. Les témoins les plus septentrionaux de cette unité apparaissent dans la partie profonde de la fenêtre de Boussine. Elle est constituée de schistes, de gneiss et de roches vertes.

Les schistes gris-bleu sont la roche dominante. Ils sont repérables de loin à leur patine rouille, d'où quelques toponymes, comme le Monte Rosso. Les surfaces de schistosité sont gris foncé avec des zones argentées dues à la présence des micas, ou mordorées grâce à l'oxydation des pyrites. Les cassures fraîches qui ne suivent pas les surfaces de schistosité sont gris-bleu, ponctuées des porphyroblastes blancs à noirs des albitites. Les surfaces altérées montrent souvent un rubanement millimétrique de lits gris-bleu et de lits plus blancs. Ces schistes sont assez friables et se débitent facilement en «crayons», donnant naissance à des éboulis fins.

Ces roches sont constituées de quartz, d'albite, de mica blanc et de chlorite. Elles contiennent systématiquement des traînées noires de matière organique. Les grenats sont fréquents, en gros cristaux fracturés et plus ou moins chloritisés, ou en chapelets de petits individus automorphes. Quelques échantillons contiennent de l'amphibole bleue très pâle, presque entièrement rétro-morphosée en chlorite et albite, parfois accompagnées de stilpnomélane, séricite et actinote.

Certaines différences locales des proportions des divers minéraux entraînent l'apparition de roches particulières: micaschistes à chloritoïde, gneiss albitiques, gneiss à stilpnomélane, quartzites; elles n'ont jamais montré de continuité cartographique significative.

Les roches vertes forment ici des bancs discontinus de quelques centimètres à quelques mètres d'épaisseur, et d'extension décamétrique à hectométrique, intercalés dans les schistes gris-bleu, ou alternant avec les autres types de roches. Comme elles sont semblables à celles de l'unité du Métailler, elles seront décrites sous ce titre.

B. L'unité du Métailler

Contrairement à la précédente, l'unité du Métailler perd de la puissance en direction du sud, pour disparaître presque complètement avant d'atteindre l'accident du col de Bard. Dans la partie nord, elle a plusieurs milliers de mètres d'épaisseur apparente et quelques assises bien différenciées ont été suivies sur plusieurs kilomètres (voir fig. 1).

Un gneiss albitique plus ou moins chloriteux est la roche la plus courante de cette unité. C'est une roche à grain moyen, gris verdâtre, avec des surfaces de schistosité argentées, des cassures presque saccharoïdes vu l'abondance des porphyroblastes d'albite. La patine est légèrement brunâtre à bronze.

quelques fois cariée par la dissolution des carbonates. De fréquentes veines de quartz altèrent à peine l'homogénéité de la roche. Les aiguilles bleu sombre d'amphibole sodique (glaucophane-crossite), quand elles sont présentes, ressortent bien sur le fond clair de ces gneiss. Le microscope permet d'inventorier les albites porphyro- ou pœciloclastiques, aux bords parfois flous à cause de l'interpénétration des paillettes de mica blanc, souvent mélangées à de la chlorite, le quartz, qui tend à se grouper en petits amas lenticulaires, l'amphibole bleue très pléochroïque, partiellement ou totalement rétrotransformée, l'épidote en petits fuseaux, les grenats peu abondants et les opaques déterminés par Huchant (1984) comme étant de l'hématite, de la magnétite et de la pyrite.

Deux bandes de schistes carbonatés gris bleuté de plus de 100 m d'épaisseur apparaissent dans le versant de la vallée de Bagnes, se suivent dans la région de Corbassière et du Petit Combin et s'amincissent progressivement vers le sud. Ces schistes rappellent les schistes gris-bleu de l'unité du Mont Fallère, mais sont plus carbonatés. Les constituants sont les mêmes que pour les gneiss albitiques, mais avec une chlorite et une amphibole bleue très pâles. La calcite est accompagnée de nombreux sphères et de quelques traînées de matière organique.

Toute la partie nord-occidentale de cette zone est occupée par une épaisse série de micaschistes à chloritoïde (qui n'est pas ici, rappelons-le, né de la rétrotransformation de la staurotite). Ce sont des roches très riches en micas blancs, à surfaces de schistosité soyeuses sur lesquelles se détachent des chloritoïdes millimétriques verts, presque noirs. La cassure est gris verdâtre et de gros grenats y apparaissent parfois. Ces roches affleurent également au sein des gneiss albitiques en bandes de quelques dizaines de mètres, trop minces pour avoir été reportées sur la carte, à l'exception de celle du val de Bagnes qui contient un gisement de pierre olivine. Le mica blanc est le composant principal, suivi par le quartz. Le chloritoïde est moyennement à fortement pléochroïque, en bâtonnets maclés polysynthétiquement; l'épidote, presque toujours présente, est peu abondante. Les grenats rosés, en général automorphes, contiennent des inclusions de chloritoïde, hématite, apatite et quartz. L'amphibole bleue est fortement pléochroïque.

Des schistes mordorés accompagnent souvent ces micaschistes: leur cassure est grise ou noire et leur patine rouille à des reflets mordorés. Leur couleur sombre provient de l'abondance de matière organique. Le pléochroïsme des minéraux colorés est toujours très faible.

Une proportion élevée de quartz donne naissance à divers types de quartzites disposés en niveaux de quelques mètres mais qui se suivent, au sein des gneiss albitiques, sur plusieurs centaines de mètres, voire des kilomètres. Au sens strict du terme, il s'agit de roches blanches, compactes, à grain fin, qui ne contiennent pas plus de 5% de mica blanc. Mais il existe des termes de passage aux gneiss albitiques: quartzites micacées, quartzites porphyriques qui pourraient être d'anciens tufs volcaniques, gneiss albitiques blanc laiteux, albitites chlorito-micacées. Si toutes ces roches ont pu être suivies, c'est qu'elles se reconnaissent de loin, même en paroi, grâce à leur teinte plus claire.

Dans la partie nord de la fenêtre de Boussine, de part et d'autre du lac de Mauvoisin, juste sous le contact discordant des Schistes lustrés, affleurent des gneiss grossiers, carbonatés, localement riches en lentilles décimétriques de prasinites et contenant des dolomies jaunes en filonets ou en amas lenticulaires de quelques centimètres.

Les roches vertes voient leur fréquence et la puissance de leurs gisements augmenter en direction du nord. Vertes à petites mouchetures blanches d'albite, elles peuvent être très massives, compactes ou, au contraire, plus carbonatées, tendres et friables. Elles sont intercalées dans les divers types de gneiss et de schistes en niveaux de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres. Certains niveaux importants ont pu être suivis sur plusieurs kilomètres. Ces roches vertes forment également quelques masses importantes, notamment sous le Grand Tavé et au front du glacier de Corbassière.

La composition minéralogique de ces roches varie beaucoup, même à l'intérieur d'un gisement. Certaines doivent être appelées ovardites, composées d'albite porphyro-pœciloclastique sur un fond de chlorite avec, selon les cas, de l'épidote, du carbonate, du quartz et du mica blanc. D'autres sont de véritables prasinites avec une albite en plus petits cristaux et une matrice de chlorite et amphibole verte, d'assez gros grains d'épidote, du sphène et du grenat. Des aiguilles d'amphibole bleue peuvent constituer une part importante de la roche et montrer divers stades d'altération: simple bordure d'amphibole verte ou transformation totale en un mélange de chlorite et d'albite. Il a même été trouvé quelques échantillons constitués presque uniquement d'amphibole bleue sodique, avec parfois du chloritoïde ou de l'épidote.

On peut donc encore conclure avec Schaer (1959): «La série du Métailler est formée d'un ensemble de roches qui se laissent difficilement classer avec précision, tant les transitions sont fréquentes. Des apports volcaniques importants (tufs, agglomérats, laves, sills) se sont mêlés en quantité variable à une sédimentation détritique variable. À l'origine, le gros de la série devait déjà être peu différencié. Les actions tectoniques, le métamorphisme complexe, ont renforcé l'impression de désordre.» Selon Chessex (dans Thélin et al. 1993), tant la géochimie des roches vertes que le type de sédiments qui ont pu donner les roches décrites semblent parler en faveur d'un paléoenvironnement d'îles volcaniques en milieu marin non océanique (croûte continentale amincie) probablement proche d'un continent émergé.

C. Les «couvertures»

Les gneiss du Métailler enserrent des écailles ou lames de quartzites et de roches carbonatées épaisses de quelques mètres (fenêtre de Boussine, col des Otannes), d'une centaine de mètres (glacier de Corbassière, Pointe de Vasevay), ou de près de 1000 m dans un cas (Madzeria). Elles ont en commun de montrer des faciès conglomératiques et des assises triasiques et permotriasiques qui permettent de dire que ces couvertures ne reposent pas toujours sur leur soubassement en position normale.

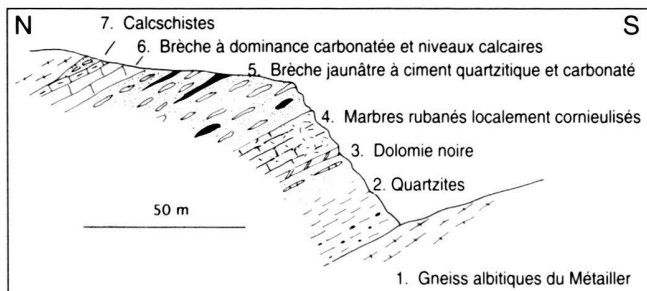


Fig. 3. Profil lithologique de la Pointe de Vasevay; description détaillée dans le texte.

L'écaïlle de la Pointe de Vasevay peut servir à illustrer la perplexité de ceux qui visitent ces formations. La coupe de la Pointe de Vasevay a été relevée une première fois par Witzig (1948), puis par chacun de nous indépendamment l'un de l'autre. On pourrait presque croire que nous avons visité des affleurements différents! Il a fallu quelques discussions pour synthétiser la coupe suivante (fig. 3):

1. Au col de Vasevay affleurent les gneiss albitiques du Métailler, ici très riches en prasinites.
2. Les séries de couverture débutent par 30 m de quartzites de type Permo-Trias. Ils sont conglomératiques à galets de quartz à la base, puis feuilletés dans la partie moyenne avant de passer à des quartzites plus massifs, verdâtres, qui contiennent des passées carbonatées tout au sommet.
3. Puis vient un banc de 2 m de dolomies noires, qui pourrait bien n'être qu'un bloc.
4. Il est surmonté par 20 m de marbres rubanés qui semblent passer latéralement, en terrain relativement plat, à des cornieules. Ces dernières sont bien visibles dans la pente qui domine le col. Il pourrait s'agir d'une formation épigénétique localisée à la crête suivant un des nombreux processus décrits par Jeanbourquin (1988).
5. La région sommitale est occupée par une série bréchique de coloration jaune qui a fait prendre cette formation pour du Trias (Argand 1911). Le ciment de cette brèche est quartzitique avec localement un fin rubanement carbonaté et même de petits bancs de marbre jaune. Les galets, qui parfois dépassent le mètre, sont soit des quartzites, soit des calcaires, dont certains sont jaunes et pulvérulents, ou, plus rarement, des gneiss albitiques ou des prasinites. Des bancs microbréchiques fortement déformés possèdent une patine particulièrement rugueuse par dissolution des fragments calcaires. Enfin, dans certains niveaux, les carbonates manquent: on a alors affaire à des quartzites très semblables à ceux de la base du Trias. Dans ces brèches, deux niveaux de prasinites tranchent par leur teinte très sombre; l'inférieur est épais de plusieurs mètres. Il s'agit probablement de blocs.
6. La coupe se poursuit avec des brèches où le carbonate se

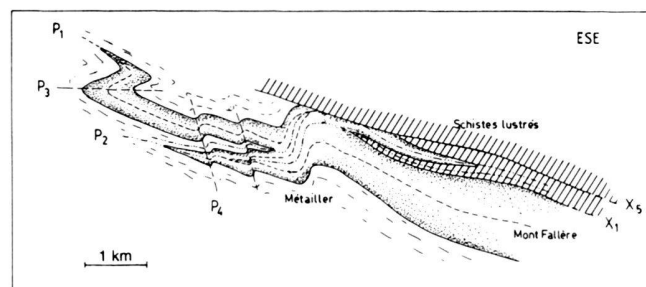


Fig. 4. Coupe schématique de la région du Mont Fallère. X1: plan de chevauchement lié à la première phase de déformation; X5: plan de chevauchement tardif.

met à dominer, formant à son tour le ciment de la roche. Les éléments sont des quartzites massifs de la taille d'un ballon de football. En absence d'éléments, les calcaires forment des bancs rubanés et massifs: ils dessinent deux petits plis visibles dans la paroi qui prolonge la Pointe de Vasevay vers le sud-ouest, mais ils n'atteignent pas la crête sommitale.

7. Sous les derniers niveaux bréchiques, qui sont d'ailleurs lenticulaires, 10 m de calcschistes sont très semblables aux Schistes lustrés piémontais géographiquement très proches.

Quelles conclusions tirer d'une telle coupe? Le chaos qui règne au sein de ces formations est la cause des différences relevées par les divers observateurs. Et puis, partout où il serait tentant d'attribuer au Trias des assises quartzitiques ou carbonatées, il y a lieu de rester prudent. La série semble ici normale; on verra qu'elle est visiblement renversée à Madzeria. Ces couvertures sont parautochtones ou allochtones.

Déformations

La simplicité apparente de l'arrangement des grandes zones cache une histoire compliquée de la déformation. Une bonne chronologie a été établie dans la partie valdôtaine (Gouffon 1993). Dans la région du col du Grand St-Bernard et dans le val d'Entremont, la réduction d'épaisseur des assises et les conditions d'affleurement ne permettent pas un tel exercice, de nouveau possible dans la vallée de Bagnes grâce à une coupe presque perpendiculaire aux structures et à quelques niveaux-repères.

1. Géométrie et chronologie des déformations

A. Vallée d'Aoste

Les plis et chevauchements d'âge alpin repérables cartographiquement s'organisent selon la succession résumée dans la figure 4 qui est une coupe semi-schématique dans la région du Mont Fallère:

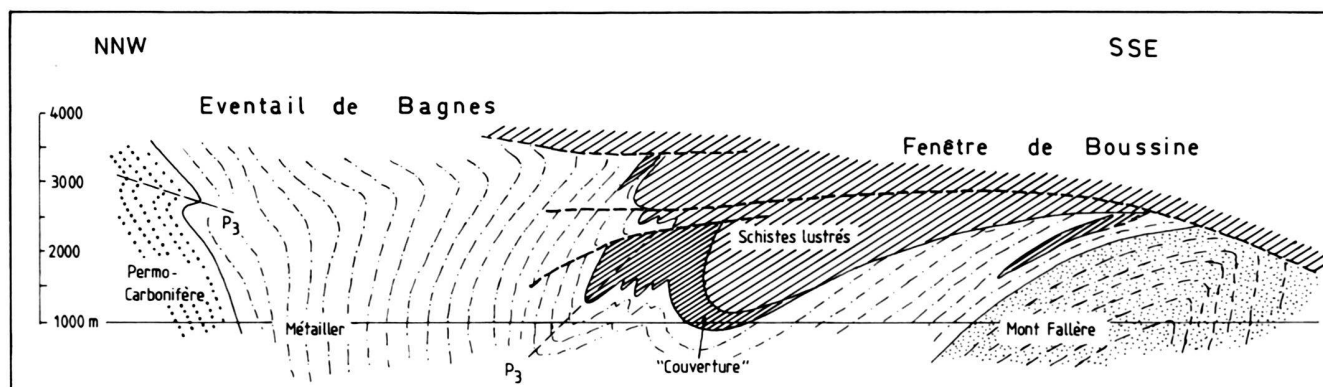


Fig. 5. Coupe générale des grandes structures de la vallée de Bagnes.

1. Les premières phases sont celles de la mise en place des nappes. Les plis similaires qui prirent naissance sont accompagnés d'une schistosité pénétrative importante. Il s'agirait classiquement d'un mouvement des nappes en direction du NW. C'est sans doute lors des mêmes stades que la masse des Schistes lustrés piémontais chevauche les unités plus externes.
2. Ce chevauchement est en effet déformé selon des plis similaires de seconde phase. La schistosité qui accompagne cette phase de déformation est parallèle à la précédente. Elles forment ensemble la schistosité principale (S_p). Les synclinaux de Schistes lustrés se ferment vers le NW et sont ouverts en direction du SE. Cette géométrie indique que le mouvement est celui d'un rétrocharriage vers le SE.
3. Commencent ensuite les phases plus tardives qui déforment la schistosité principale et qui sont accompagnées de la naissance de clivages axiaux plus grossiers. Au cours de la première de ces phases (D_3) naissent de grands plis déversés vers le SE, qui sont les plis les plus facilement visibles dans toute la région. C'est donc encore une déformation de type pli en retour.
4. La dernière phase plicative déforme les géométries précédentes en plis subconcentriques très ouverts légèrement déversés vers le NW, à plans axiaux presque verticaux. Seule une cartographie détaillée permet de localiser ces plis qui peuvent cependant développer un grossier clivage axial si la lithologie s'y prête.
5. Le sommet du plus important de ces plis est tronqué par un accident récent qui met en contact les Schistes lustrés piémontais avec les schistes de l'unité du Mont Fallère. L'accident du col de Bard appartient à cette famille de déformations; il ne se contente pas d'affecter le contact entre socle et couverture de Schistes lustrés, mais prend en écharpe toutes les unités jusqu'à la zone Houillère. Des failles E-W à SE-NW passent dans le vallon de l'Artanavaz et déplacent toutes les unités de façon senestre, avec une composante normale souvent non négligeable.

B. Vallée de Bagnes

Les fortes variations de pendage des structures ont permis très tôt (Argand 1911) d'introduire des termes structuraux maintenant classiques: l'éventail de Bagnes et la fenêtre de Boussine (fig. 5).

L'éventail de Bagnes voit la schistosité (et les grandes structures), inclinées au SE dans la partie aval de la vallée, se redresser progressivement à la verticale, puis plonger vers le NW, dans sa partie amont. Là se dessine une vaste synforme qui permet aux unités du Métailler et du Mont Fallère de réapparaître sous forme d'une grande coupole en antiforme: c'est la fenêtre de Boussine. Le coeur de la synforme est occupé par les Schistes lustrés piémontais (fig. 5).

Il n'y a pas lieu de s'attarder sur les plis similaires de la partie frontale déjà décrits (Burri 1983). Ils se rattachent aux deux premières phases inventoriées ci-dessus, indiscernables l'une de l'autre. Localement la schistosité est oblique sur les limites entre les grandes unités; cette obliquité serait apparue lors de la deuxième phase de déformation, la première étant celle de la mise en place de ces unités. Dans la région du Mont Rognieux, ces schistosités sont déformées par un pli ouvert, déversé au SE, dont le plan axial est souligné par un clivage de crénulation particulièrement bien développé dans les quartzites feuilletés du Permien.

Dans la partie amont, les contacts entre socle et «couvertures» permettent quelques détails. La coupe la plus instructive se situe dans la région de Madzeria, entre le dernier tunnel que franchit la route et le verrou de l'hôtel de Mauvoisin. La route chemine parfois dans la moraine et les éboulis, mais les affleurements dominant de peu le thalweg. Le profil de la figure 6 est schématique en ce sens qu'il synthétise les structures assez différentes des deux versants. Il montre, de manière générale, une antiforme et une synforme déversées vers le SE et coupées, vers le haut, par plusieurs accidents tectoniques. Ces plis affectent deux unités différentes:

- une série très différenciée: quartzites plus ou moins feuil-

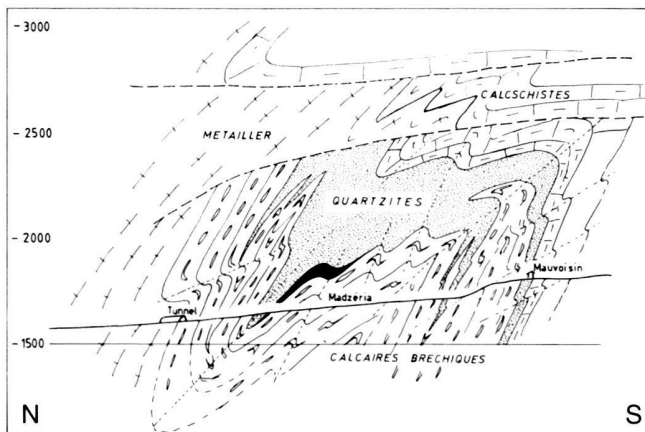


Fig. 6. Coupe schématique des structures en aval de Mauvoisin.

letés, Trias carbonaté (en noir sur le dessin) et brèches calcaires;

- une série plus mince de calcschistes.

Les forts contrastes entre quartzites et brèches carbonatées permettent de constater la présence de plis similaires extrêmement étirés qui provoquent la répétition de ces deux lithologies en «niveaux» de quelques mètres qui se suivent sur des hectomètres. Il est donc probable que la déformation soit tout aussi intense au sein des brèches carbonatées, mais non évidente, faute de niveau-repère. D'une façon générale, l'unité est en position inverse, les quartzites se trouvant au-dessus des brèches, avec, localement, un liseré de Trias carbonaté dolomitique intercalé. Lorsque ce Trias manque, comme près de la station même de Mauvoisin, les brèches débutent par un niveau extrêmement riche en blocs de quartzites qui peuvent dépasser le mètre.

Le contact des quartzites et des calcschistes est affecté par les mêmes plis similaires, bien visibles le long du sentier qui, au-dessus de Mauvoisin, grimpe vers la cabane de Panossière. On peut donc légitimement conclure que ces plis similaires sont postérieurs à la mise en place des Schistes lustrés (calcschistes) sur les unités plus externes. En revanche, ces calcschistes sont chevauchés par des unités plus internes de Schistes lustrés et ce contact-là n'est affecté que par le grand pli P_3 déversé au SE.

Un accident tardif, peut-être contemporain de l'accident du col de Bard, passe en rive gauche le long de la cote 3000 m et déplace les Schistes lustrés plissés sur les gneiss suivant un plan presque horizontal dont le témoin le plus septentrional est le Grand Tavé. La géométrie de tous les petits plis indique un transport vers le NW.

Finalement la succession serait la suivante:

1. Première(s) phase(s): naissance des lames parautochtones, voire allochtones, dans les gneiss de l'unité du Métailler,

chevauchement des unités, fermeture des plis anticlinaux vers l'avant (zone du Rutor, p. ex.), naissance de la schistosité principale. Chevauchement des Schistes lustrés.

2. Plis similaires affectant les contacts des calcschistes sur leur soubassement. Dans la partie externe, où il n'y a pas de plis observables, la schistosité qui prend naissance est localement oblique sur les limites entre unités.
3. Naissance de l'éventail de Bagnes et des plis de la partie amont de la vallée (synforme de Mauvoisin et fenêtre de Boussine); dans la partie frontale, pli ouvert du Mont Rognieux, apparition des premiers accidents qui ne seront que peu affectés par des plissements ultérieurs.
4. Les plans axiaux des plis apparus lors de la phase précédente sont positionnés dans leur géométrie actuelle: plongeant vers le NW à Mauvoisin et vers le SE dans la partie frontale.
5. Derniers accidents vers le NW.

2. Métamorphisme et déformations

Les principaux résultats des études récentes sur le métamorphisme ont déjà été publiés. Nous nous contenterons donc d'en signaler quelques points importants. Thélin (1992) a repris en détail l'histoire du métamorphisme anté-alpin lisible dans ce qu'il a appelé la fenêtre métamorphique du Mont Mort. En 1994, en compagnie de Gouffon & Allmann, le même auteur publiait les résultats d'une étude sur les caractéristiques et la signification des phyllosilicates des unités penniques frontales dans la partie occidentale du Valais et en val d'Aoste. Nous ne reviendrons donc pas sur ces résultats publiés.

Les relations entre les phases de déformation et la croissance des minéraux de métamorphisme sont les mêmes en Valais et en Italie. Le tableau 1 tient compte de la nomenclature des phases de déformation utilisée ici. Les commentaires succins se réduisent aux remarques suivantes:

PHASES DE DEFORMATIONS ALPINES				
	D 1	D 2	D 3	D 4
Glaucophane	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■		
Chloritoïde	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■		
Grenat	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■		
Phengite	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■
Albite	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■
Quartz	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■
Epidote		■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■	
Amphib. bleu-vert		■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■	
Chlorite	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■
Stilpnomélane		■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■
Tourmaline		■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■	

Tab. 1. Relations entre cristallisation et déformation lors du métamorphisme alpin dans la région étudiée. Les traits interrompus indiquent les incertitudes.

- La mise en place des nappes, qui se produit sous forte surcharge (subduction), et les cisaillements induisent la formation de la schistosité principale. La cristallisation de paragenèses à amphiboles sodiques et, parfois, à chloritide, pour autant que la pression totale soit suffisante, traduit ces conditions de pressions élevées.
- Ensuite, la remontée des isothermes modifie les conditions de cristallisation: c'est la phase principale de la naissance du grenat, de l'amphibole vert-bleu et probablement de la série clinozoïsite-pistachite. Les déformations post-schisteuses affectent les minéraux de cette phase.
- Finalement les pressions et les températures baissent et des minéraux comme les grenats et les amphiboles sont déstabilisés.

3. Hypothèses sur les accidents tardifs

A. L'accident du col de Bard

Un accident qui tronque le synclinal d'Avise et s'enfile en arrière de zone du Rutor est connu depuis bien des années (Caby 1974, 1981; Govi 1975, Bigi et al. 1990). La cartographie récente plus détaillée (Gouffon 1993) a montré que cet accident traverse toute la zone du Rutor et se perd dans les schistes de la zone Houillère. Sa trace est jalonnée de roches cataclastiques non recristallisées, les «mylonites» de Vens, déjà décrites dans les articles cités ci-dessus. Dans le compartiment supérieur (nord) toutes les unités sont fortement amincies. Par ailleurs, seules la zone Houillère, celle du Rutor et l'unité du Mont Fallère se retrouvent de part et d'autre de cet accident. De plus, dans le compartiment méridional, les schistosités plongent vers le NW, alors qu'elles s'enfoncent au SE dans le compartiment septentrional.

Cet accident marque donc une coupure structurale importante, tant en ce qui concerne la succession des unités lithologiques que leur orientation générale, ce qui semble être également le cas de la faille du val d'Aoste (Caby et al. 1978, Ballèvre et al. 1986, Elter 1987).

B. Autres accidents tardifs

Entre la frontière italo-suisse et l'accident du col de Bard, donc uniquement dans le compartiment supérieur (nord) de ce dernier, il existe d'autres accidents postérieurs à toutes les structures plicatives décrites ici. Ils sont essentiellement de deux natures différentes:

1. Failles à faible pendage vers l'est, systématiquement responsables d'un amincissement de la pile structurale; elles mettent en contact des unités internes sur d'autres qui sont plus externes, avec disparition d'unités ou de parties d'unités intermédiaires. C'est notamment dans ce secteur que le contact basal occidental de la nappe de la Dent Blanche est le plus proche des gneiss appartenant aux nappes penniques moyennes.

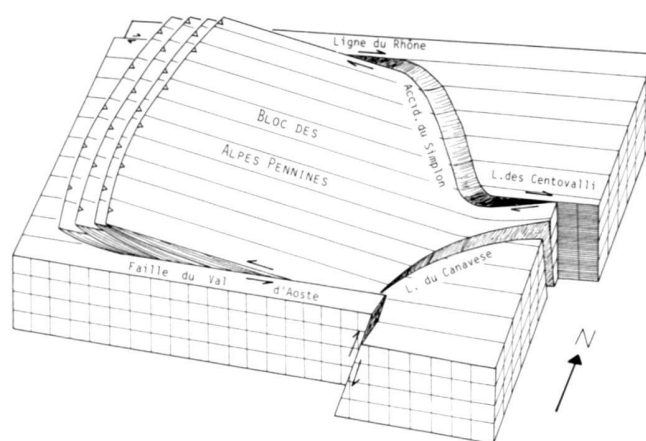


Fig. 7. Schéma du mouvement du «bloc des Alpes pennines».

2. Failles à fort pendage vers le nord ou le nord-est, le long desquelles le mouvement est clairement senestre avec une composante verticale non négligeable indiquée par des stries.

Sur territoire suisse, un accident récent met en contact le large pli du Grand Combin et ses couches peu inclinées avec les assises verticales du gros de l'unité du Métailler. Il se suit vers le nord jusqu'au Grand Tavé et se prolonge au sein des Schistes lustrés dans le versant qui domine le lac de Mauvoisin. Ces importants accidents sont présents dans tout le secteur, et probablement bien plus fréquents que la carte pourrait le laisser croire.

C. Hypothèses

Les critères cinématiques manquent pour l'accident du col de Bard, ainsi que pour les failles à faible pendage vers l'est. Il est, de ce fait, difficile d'élaborer des modèles quant aux mouvements généraux ayant affecté cette portion de l'arc alpin à la fin de l'orogénèse alpine.

En survolant une carte géologique des Alpes occidentales (Bigi et al. 1990), on est frappé par l'individualisation du *bloc des Alpes pennines*, délimité en grande partie par des contacts tectoniques récents:

- Au nord-est par l'accident du Simplon qui a fonctionné en faille normale (Mancktelow 1985), avec abaissement du compartiment occidental par rapport au compartiment oriental (Steck 1984, 1987, Merle 1987), et qui se prolongerait vers l'est par la ligne des Centovalli (Milnes, dans Steck et al. 1979).
- Au nord par le système de décrochements dextres que suit la vallée du Rhône et qui est le prolongement de l'accident du Simplon (Masson 1988), d'abord de direction E-W, puis

NE-SW (Sartori, communication au Groupe suisse de tectonique, Neuchâtel 1994).

- Au sud par la faille subverticale du val d'Aoste («Aosta-Ranzola line») (Caby et al. 1978, Ballèvre et al. 1986, Elter 1987, Bigi et al. 1990).
- Au sud-est par la ligne du Canavese le long de laquelle se produit une remontée tardive de la zone de Sesia par rapport à la zone d'Ivrée (Schmid et al. 1989).

La connection entre la faille du Val d'Aoste et la ligne du Canavese n'est pas démontrée. Il est tentant de prolonger la faille du val d'Aoste par l'accident du col de Bard, comme le suggérait déjà Caby (1974) et de faire relayer cet accident par des chevauchements frontaux, comme le représente le schéma de la figure 7 (Gouffon 1993). L'accident du col de Bard et les failles à faible pendage vers l'est auraient alors fonctionné en chevauchement.

Des études récentes (Seward & Mancktelow 1994, Ring 1994) semblent montrer que la tectonique tardi-alpine dans cette partie de l'arc alpin est plutôt extensive. Nos failles à faible pendage oriental et l'accident du col de Bard seraient, dans ce cas, des failles normales. Cette hypothèse s'intégrerait peut-être mieux dans un contexte régional, où l'extension principale suit une direction NE-SW à N-S.

Remerciements

Toute notre gratitude va à G. V. Dal Piaz et à M. Sartori qui nous ont fait bénéficier de leurs grandes connaissances de la région et de la littérature qui s'y rapporte, à R. Burkhalter pour la traduction anglaise du résumé.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLMANN, M. & GOUFFON, Y. 1984: Les unités penniques entre Grand-St-Bernard et Mont Vêlan (Val d'Aoste - Italie). Travail de diplôme inédit Univ. Lausanne.
- ARGAND, E. 1911: Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. Matér. Carte géol. Suisse 31.
- BALLÈVRE, M., KIENAST, J.-R. & VUICHARD, J.-P. 1986: La «nappe de la Dent-Blanche» (Alpes occidentales): Deux unités austroalpines indépendantes. *Eclogae geol. Helv.* 79, 57-74.
- BEARTH, P. 1961: Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand-St-Bernard dans le Valais (Suisse). Livre à la mémoire du prof. P. Fallot, tome II; *Mém. h. s. Soc. géol. France* 1, 407-418.
- BIGI, G., CASTELLARIN, A., COLI, M., DAL PIAZ, G.V., SARTORI, R., SCANDONE, P. & VAL, G.B. 1990: Structural Model of Italy 1: 500,000, sheet 1. S.E.L.C.A., Firenze.
- BURRI, M. 1983a: Description géologique du front du St-Bernard dans les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne* 270.
- 1983b: Le front du Grand-St-Bernard du val d'Hérens au val d'Aoste. *Eclogae geol. Helv.* 76, 469-490.
- BURRI, M. & MARRO, CH. 1993: Feuille 1345 Orsières, notice explicative. Atlas géol. Suisse, notice expl. 91.
- BUSSY, F., DERRON, M.-H., JACQUOD, J., SARTORI, M. & THÉLIN, PH. (1996): The 500 Ma old Thyon metagranite. New A-type granite occurrence in the penninic realm (Western Alps, Wallis, Switzerland). *Europ. Journ. of Mineralogy* 8, 565-575.

- CABY, R. 1968: Contribution à l'étude des Alpes occidentales: subdivisions stratigraphiques et structures de la Zone du Grand Saint-Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste (Italie). *Géol. alp. (Grenoble)* 44, 95-111.
- 1974: Gneiss permocarbonifères d'origine granitique et volcanique dans la Zone Houillère et la Zone du Grand-St-Bernard en Val d'Aoste (Italie). *Géol. alp. (Grenoble)* 50, 39-44.
- 1981: Le Mésozoïque de la zone du Combin en Val d'Aoste (Alpes Graies): imbrications tectoniques entre séries issues des domaines pennique, austroalpin et océanique. *Géol. alp. (Grenoble)* 57, 5-13.
- CABY, R. & KIENAST, J.-R. 1989: Meso-alpine high-pressure assemblages and excavation of the Rutor briançonnais basement (Savoie, Val d'Aoste, Graie Alps). *Terra Abstracts* 1, 266.
- CABY, R., KIENAST, J.-R. & SALIOT, P. 1978: Structures, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. (2)* 20/4, 307-322.
- COMPAGNONI, R., DAL PIAZ, G.V., HUNZIKER, J. C., GOSSO, G., LOMBARDO, B. & WILLIAMS, P. F. 1975: The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust with alpine high pressure-low temperature assemblages in the western Italian Alps. Italy-USA coop. proj. HP/LT metam. west. Alps, int. rep. 2.
- DAL PIAZ, G.-V. & GOVI, M. 1965: Osservazioni geologiche sulla «Zona del Grand Saint Bernard» nella alta Valle d'Aosta. *Boll. Soc. geol. ital.* 84, 1-27.
- DERRON, M.-H. & JACQUOD, J. 1994: Etude géologique et minéralogique de la région du Mont Rognes, rive gauche du val de Bagnes (Valais). Travail de diplôme inédit, Univ. Lausanne.
- ELTER, G. 1960: La zona penninica dell'alta e media valle d'Aosta e le unità limitrofe. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 22.
- 1972: Contribution à la connaissance du briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes Graies nord-orientales et considération sur les rapports entre les Zones du briançonnais et des schistes lustrés. *Mem. Ist. geol. Univ. Padova* 28.
- 1987: Carte géologique de la Vallée d'Aoste au 1/100 000. S.E.L.C.A., Firenze.
- ESCHER, A. 1988: Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel. *Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. nat.* 7.
- GOUFFON, Y. 1993: Géologie de la «nappe» du Grand St-Bernard entre la Doire Baltée et la frontière suisse (Vallée d'Aoste, Italie). *Mém. Géol. (Lausanne)* 12.
- GOVI, M. 1966: Contributo alla conoscenza della zona mesozoica di Avise (Alta Val d'Aosta). *Boll. Soc. geol. ital.* 85, 705-719.
- 1967: Elementi clastici di «rocce eclogitiche» nella zona mesozoica Avise-Valgrisenche (Alta Valle d'Aosta). *Boll. Soc. geol. ital.* 86, 171-178.
- 1975: Carta del ricoprimento Gran San Bernardo tra il Paramont ed il vallone di Vertosan (alta valle d'Aosta), 1:30 000. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- HUCHANT, D. 1984: La zone du Métailler et la série du Grand Laget au nord du Petit Combin: étude géologique et pétrographique (Valais, Suisse). *Mém. Lic. Géol. Liège*.
- HUNZIKER, J. C., DESMONS, J. & MARTINOTTI, G. 1989: Alpine thermal evolution in the central and western Alps. In: *Alpine tectonics*. *Geol. Soc. spec. Publ.* 45, 353-367.
- JEANBOURQUIN, P. 1988: Nouvelles observations sur les cornéules en Suisse occidentale. *Eclogae geol. Helv.* 81, 511-538.
- KRINGS, J. 1984: Etude pétrographique et structurale de la nappe du Grand St-Bernard dans la fenêtre de Mauvoisin (Alpes penniques). *Mém. Lic. Géol. Liège*.
- LUGEON, M. 1944: Le béryl du Grand-St-Bernard. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 62, 261.
- MANCKTELOW, N. 1985: The Simplon line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. *Eclogae geol. Helv.* 78, 73-96.
- MASSON, H. 1988: Les décrochements de la vallée du Rhône. N. F. P. 20, *Bull. interne* 6 (Sion), 40-41.
- MERLE, O. 1987: Histoire de la déformation dans les Alpes lépontiennes occidentales. *Bull. Soc. géol. France* (8) 2/1, 183-190.
- OULIANOFF, N. & TRUMPY, R. 1958: Feuille 33, Grand Saint-Bernard, notice explicative. Atlas géologique de la Suisse au 1: 25 000. Commission géologique suisse.

- RING, U. 1994: Late Alpine kinematics of the Aosta fault (northwestern Italian Alps). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, H. 7, 434-442.
- SARTORI, M. & THÉLIN, P. 1987: Les schistes ocellés albitiques de Barneza (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais, Suisse). *Bull. suisse minéral. pétrogr.* 67, 229-256.
- SCHAEER, J.-P. 1959: Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes (entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes, Valais, Suisse). *Arch. Sci. (Genève)* 12, 473-620.
- SCHMID, S. M., AEBLI, H. R., HELLER, F. & ZINGG, A. 1989: The role of Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 45, 153-171.
- SEWARD, D. & MANCKTELLOW, N. S. 1994: Neogene kinematics of the central and western Alps: Evidence from fission-track dating. *Geology* 22, 803-806.
- STECK, A. 1984: Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar-Ossola-Simplon). *Eclogae geol. Helv.* 77, 55-100.
- 1987: Le massif du Simplon – Réflexions sur la cinématique des nappes de gneiss. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 67, 27-45.
- STECK, A., RAMSAY, J., MILNES, A. G. & BURRI, M. 1979: Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse et de la Société Suisse de Minéralogie et Pétrographie en Valais et en Italie nord du 2 au 5 octobre 1978. *Eclogae geol. Helv.* 72, 287-311.
- THÉLIN, P. 1983: Les gneiss ocellés de la nappe du Grand Saint-Bernard. Thèse Univ. Lausanne.
- 1989: Essai de chronologie magmatico-métamorphique dans le socle de la nappe du Grand Saint-Bernard: quelques points de repère. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69, 193-204.
- 1992: Les métapélites du Mont-Mort: une fenêtre métamorphique (zone du Rutor, Valais). *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 82/2, 97-116.
- THÉLIN, P. & AYRTON, S. 1983: Cadre évolutif des événements magmatico-métamorphiques du socle antétriasique dans le domaine pennique (Valais). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 63, 393-420.
- THÉLIN, P., GOUFFON, Y. & ALLIMANN, M. 1994: Caractéristiques et métamorphisme des phyllosilicates dans la partie occidentale de la nappe du Grand Saint Bernard (Val d'Aoste et Valais). *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 83/2, 94-145.
- THÉLIN, P., SARTORI, M., BURRI, M., GOUFFON, Y. & CHESSEX, R. 1993: The pre-Alpine basement of the Briançonnais (Wallis, Switzerland). in: RAUMER, J. F. von & NEUBAUER, F. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*. Springer Verlag – Berlin.
- WITZIG, E. 1948: *Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val des Dix (Wallis)*. Dokt. Promotionsarbeit, ETH Zürich.

Manuscrit reçu le 27 février 1996

Révision acceptée le 19 novembre 1996

