



Stratigraphie et évolution structurale de la zone de Furgg, au front de la nappe du Mont-Rose

par

Michel JABOYEDOFF¹, Pierre BÉGLÉ² et Susanne LOBRINUS³

Abstract.—JABOYEDOFF M., BÉGLÉ P., LOBRINUS S., 1966. Stratigraphy and structural evolution of the Furgg zone, in the front part of the Monte Rosa nappe. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 84.2: 191-210.

The Furgg zone consists of three units. The first one, the lower Furgg zone, is made of gneiss, the second one, the middle Furgg zone, is a Mesozoic series crosscut by mafic dikes and the third one, the upper Furgg zone, consists of gneiss and meta-arkose hosting numerous boudins of mafic rocks. This last unit has been assigned a Middle Jurassic age.

The studied area is strongly affected by backfolding. These folds are associated to the classical E-W dextral shear zone. The value of the direction of shear is around 280°/40°. This interpretation is compatible with the reorientation of the older structures.

Key words: Furgg zone, stratigraphy, basic dikes, shear direction, backfolding, Monte Rosa.

Résumé.—JABOYEDOFF M., BÉGLÉ P., LOBRINUS S., 1966. Stratigraphie et évolution structurale de la zone de Furgg, au front de la nappe du Mont-Rose. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 84.2: 191-210.

La zone de Furgg est subdivisée en trois unités. La première, la zone de Furgg inférieure, est constituée de gneiss, la seconde, la zone de Furgg moyenne, est une série mésozoïque traversée de filons basaltiques et la troisième, la zone de Furgg supérieure, est une formation constituée de méta-arkose et gneiss contenant une grande quantité de boudins de roches mafiques. Cette dernière est supposée d'âge jurassique moyen.

La région étudiée est fortement affectée par des rétroplis. On montre que ces derniers sont associés aux classiques mouvements décrochants dextres E-W dont la direction de cisaillement moyenne est de ~280°/40°. Cette interprétation est compatible avec les réorientations des structures plus anciennes.

Mots-clés: Zone de Furgg, stratigraphie, filons basiques, direction de cisaillement, rétroplissement, Mont-Rose.

¹Institut de minéralogie et de pétrographie, Université de Lausanne, BFSH2, CH-1015 Lausanne.

²Avenue de Lavaux 12, CH-1009 Pully.

³Rue du 31-Décembre 13, CH-1207 Genève.

1. INTRODUCTION

La zone de Furgg s.s. (WETZEL 1972) est constituée de roches métasédimentaires intensément déformées. Elle représente vraisemblablement une partie de la couverture de la nappe du Mont-Rose et se situe à cheval sur la frontière italo-suisse au sud du col du Simplon. Dans la région étudiée, la zone de Furgg présente deux aspects particuliers qui seront développés ici. L'un a trait à la lithostratigraphie: nous subdivisons en effet cette zone en trois unités (zone de Furgg inférieure partie de la zone de Stelli, zone de Furgg moyenne ou série carbonatée mésozoïque de Furgg, zone de Furgg supérieure). L'autre aspect concerne l'histoire tectonique, car la composition complexe des trois unités a favorisé les déformations, notamment lors des rétro-plissements où elles ont été prises dans une zone de cisaillement dextre d'orientation E-W. La nappe du Mont-Rose et la zone de Furgg proviennent des terrains continentaux bordiers de l'océan piémontais représenté ici par les zones d'Antrona et de Zermatt-Saas Fee. On trouve une description générale de la paléogéographie et de l'histoire tectonique de ces régions dans TRÜMPY (1980), DEBELMAS *et al.* (1983), ESCHER *et al.* (1988) et STECK (1987).

1.1. Situation géologique

L'étude a été effectuée à l'extrémité nord-est du pli frontal de la nappe du Mont-Rose, à cheval sur trois unités principales (fig. 1): la zone d'Antrona, la zone du Portjengrat et la nappe du Mont-Rose (ESCHER *et al.* 1988 et 1993, STECK *et al.* 1989). La zone du Portjengrat, qui se situe au nord de la zone d'étude, est constituée essentiellement de gneiss et se rattache à la nappe de Siviez-Mischabel (ESCHER 1988). Les zones d'Antrona et de Zermatt-Saas Fee enveloppent la nappe du Mont-Rose; ce sont des ophiolites, vestiges du segment piémontais de la Téthys. Dans la zone étudiée, le front du grand pli couché à cœur de gneiss de la nappe du Mont-Rose possède apparemment une couverture mésozoïque dont une partie est représentée par la zone de Furgg.

La zone de Furgg («Furgg Mulde»), définie pour la première fois par BEARTH (1952), regroupait presque toutes les roches situées entre les paragneiss du Mont-Rose et ceux de la zone du Portjengrat (dont certaines serpentinites), excepté la majorité des roches de la zone d'Antrona. Elle apparaissait comme un mélange fortement écaillé de gneiss, métasédiments et roches vertes. ARGAND (1911) utilisait les termes de «cuillère de Bognanco» pour la zone d'Antrona actuelle, et de «synclinal de Furggen» pour la zone de Furgg s.s. WETZEL (1972) a étudié la pétrographie de cette zone et en a étendu le sens (zone de Furgg s.l.) en y englobant des roches similaires affleurant à l'interface des unités de Macugnaga et du Mont-Rose s.s. (fig. 1). Ces deux unités constituent la nappe du Mont-Rose s.l. (MILNES 1974). La zone de Furgg s.s. reste à peu près définie comme l'avait fait Bearth. MARTIN (1982) la reconnaît jusqu'à la racine du Mont-Rose s.l.

ARGAND (1911) et TRÜMPY (1980) attribuent un âge mésozoïque à la zone de Furgg, alors que BEARTH (1952) et WETZEL (1972) y voient une couverture permo-carbonifère du socle Mont-Rose. FREY *et al.* (1976) datent des roches de cette zone (zone de Stelli?) par des méthodes radiométriques (Rb-Sr sur roche totale) et obtiennent un âge permo-carbonifère (275 Ma). KLEIN (1978)

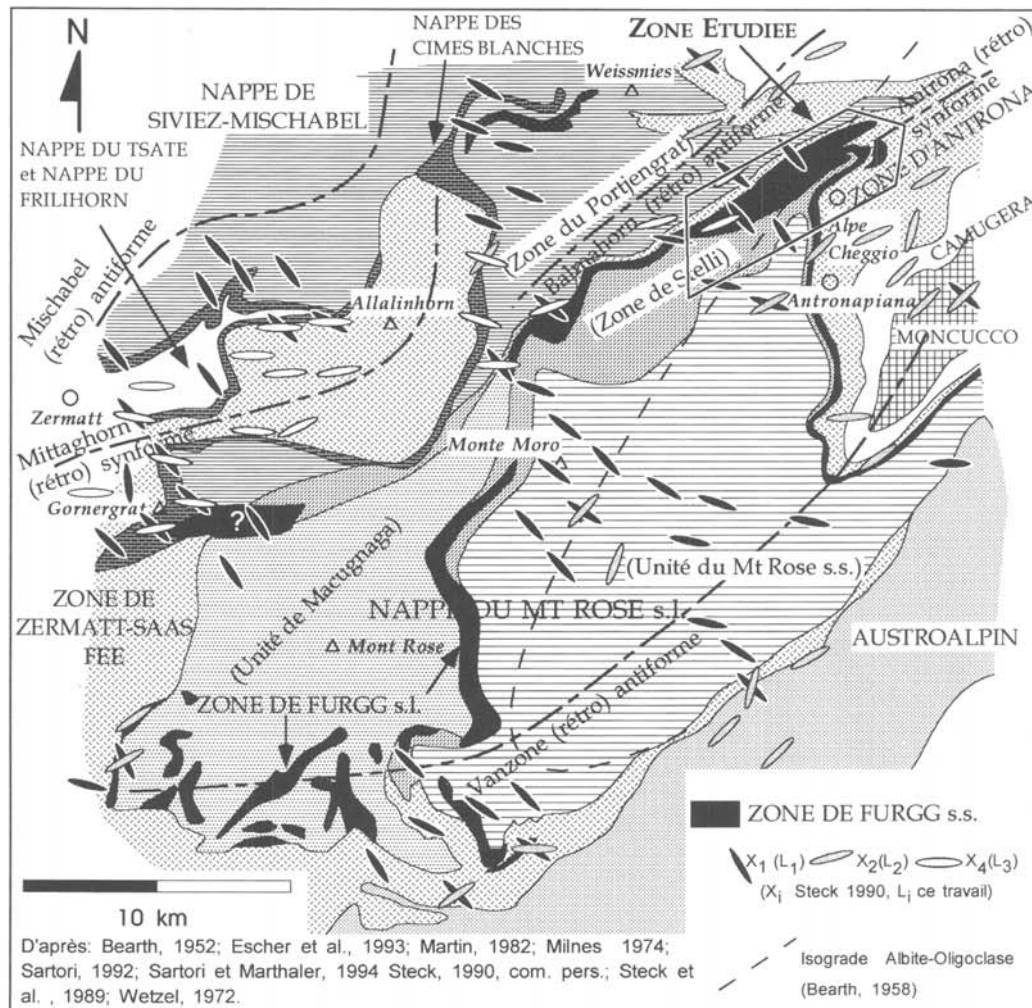


Figure 1.—Ecorché tectonique de la région de la nappe du Mont-Rose. Les deux unités du Mont-Rose s.l., l'unité de Macugnaga et celle du Mont-Rose s.s. sont séparées par les zones de Furgg s.l. et de Stelli (BEARTH 1952). Le polygone souligne la zone étudiée. Les étirements représentés sont ceux de STECK (1990), il s'agit du rabattement sur l'horizontale des grands axes X_1 de l'ellipsoïde de la déformation finie. Une petite partie de la zone de Furgg s.s. (WETZEL 1972) est assimilée à la zone de Stelli (zone de Furgg inférieure, voir texte).

voit dans les roches carbonatées la couverture mésozoïque de la nappe du Mont-Rose, alors que MARTIN (1982) pense qu'il s'agit d'un mélange tectonique.

2. LITHOSTRATIGRAPHIE

2.1. Définition et description des principales unités

Au nord, la zone du Portjengrat est en contact avec les roches métabasiques de la zone d'Antrona (fig. 2 et 3), un marbre les séparant localement (C4).

Au sud, les roches rencontrées, en partant des roches métabasiques de la zone d'Antrona jusqu'aux gneiss de la zone de Stelli de la nappe du Mont-

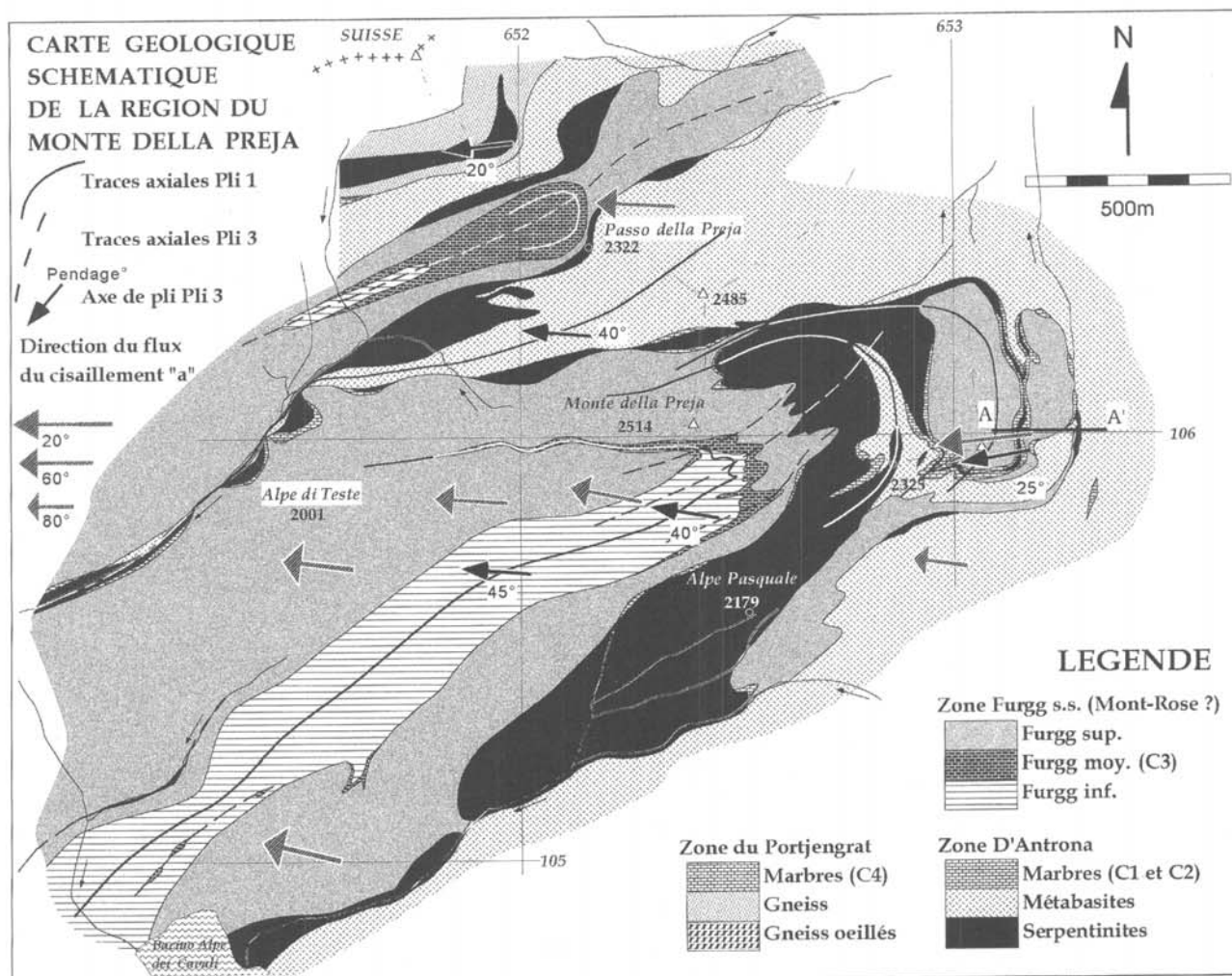


Figure 2.—Carte géologique schématique de la partie est de la région levée. A-A' représente le tracé du profil de la figure 4.

Rose, s'ordonnent comme suit (fig. 2): une bande de marbres (C1) sépare au sein de la zone d'Antrona les roches métabasiques des serpentinites. En contact avec les serpentinites on trouve la zone de Furgg supérieure, qui est une formation chaotique composée de gneiss et de roches métabasiques. La limite de ces deux formations est jalonnée de marbres (C2). Puis, vient une série carbonatée, la zone de Furgg moyenne, (C3), qui est essentiellement présente dans les charnières de plis, traversée par des filons de roches métabasiques. A ces marbres, succèdent les gneiss et micaschistes de la zone de Stelli.

Malgré la superposition d'écaillages et de plusieurs phases de plissement (fig. 2 et 4), la continuité latérale des formations et la présence des roches carbonatées permettent de reconstituer une lithostratigraphie des diverses unités:

—La zone d'Antrona: les roches mafiques du substratum océanique sont représentées par des amphibolites, des rétroamphibolites et des métaéclogites. Les amphibolites prédominent largement. Des analyses géochimiques mon-

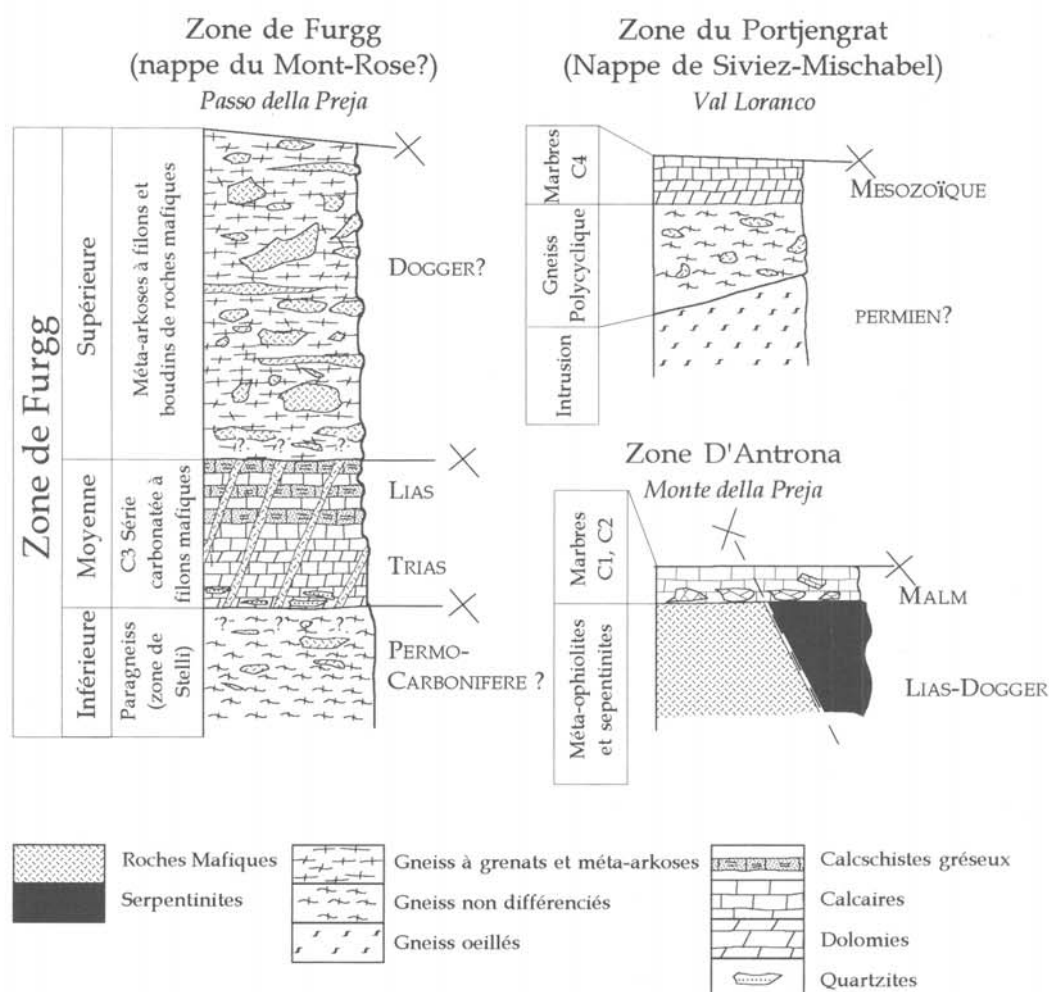


Figure 3.—Tentative de reconstitution des colonnes stratigraphiques des unités de la zone étudiée. La série de la zone de Furgg moyenne est la plus complète dans les affleurements nord des roches carbonatées (fig. 2). Les âges sont hypothétiques.

trent qu'il s'agit essentiellement de reliques de basaltes et de gabbros (LOBRINUS et BÉGLÉ 1985). Les roches ultramafiques sont des serpentinites composées principalement d'antigorite. La couverture est constituée des marbres C1 et C2 dont l'épaisseur ne dépasse pas 10 m. Leur composition est dolomitique et calcitique avec quelques passées quartzo-feldspathiques micacées. Le niveau C2 contient quelques boudins de roches mafiques.

—La zone de Furgg (nappe du Mont-Rose?): celle-ci commence par la zone de Furgg inférieure, constituée de paragneiss à grenats et de micaschistes contenant quelques boudins de roches métabasiques. Au-dessus repose la zone de Furgg moyenne, une série carbonatée (C3) qui est surtout développée au nord du *Passo della Preja* (fig. 2). Elle débute par des dolomies jaunes, dans lesquelles se rencontrent quelques bancs pluridécimétriques de quartzites. Puis viennent des calcaires bleutés auxquels succèdent des calcschistes gréseux. Ces roches carbonatées sont traversées par des filons de rétroamphibolites (fig. 5 et 6) dont des analyses chimiques (Centre d'Analyse Minérale de l'Université de Lausanne) ont montré qu'il devrait s'agir de protolithes basaltiques.

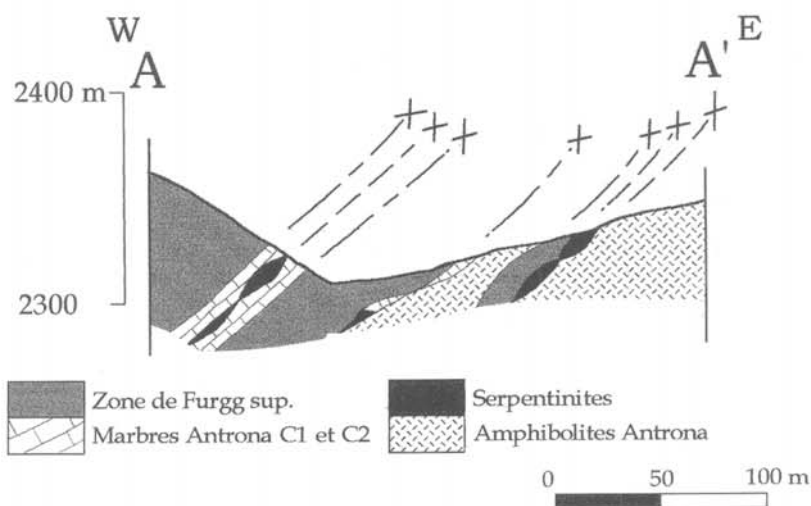


Figure 4.—Profil aux confins est de la zone de Furgg sup. (fig. 2), qui montre les chevauchements précoces et les écaillages anté-D1. L'antériorité est démontrée par le plissement des chevauchements par les plis 1.

Sur les roches carbonatées repose la zone de Furgg supérieure (fig. 7). Il s'agit de paragneiss à grenats et de roches «aplitiques» contenant de 30-70% de bouclins de roches mafiques, de composition comparable à celle des roches basiques formant la zone d'Antrona (LOBRINUS et BÉGLÉ 1985). Ces roches aplitiques étant considérées comme sédimentaires dans l'interprétation qui suit, il est donc préférable de les appeler méta-arkoses.

—*La zone du Portjengrat (nappe de Siviez-Mischabel)*: elle est composée de gneiss et micaschistes contenant des enclaves de roches mafiques. Un gneiss œillé forme une intrusion dans cet ensemble. Il s'agit vraisemblablement d'un équivalent du gneiss œillé de Randa (270 Ma, Permien) intrusif dans le socle polycyclique de la nappe de Siviez-Mischabel (THÉLIN et AYRTON 1983, THÉLIN 1989). Le marbre discontinu qui repose sur cet ensemble est calcitique et dolomitique, d'un âge mésozoïque probable.

2.2. Corrélations probables et tentative d'interprétations

Les roches mafiques de la zone d'Antrona représentent une partie de la croûte océanique mise en place à partir du Jurassique moyen (LEMOINE et TRÜMPY 1987, PFEIFER *et al.* 1989, STAMPFLI 1993). Les serpentinites, elles, pouvaient déjà constituer un substratum pour les sédiments, ce que l'on observe dans la marge ibérique (BOILLOT *et al.* 1980), et dans les Alpes comme l'ont montré LAGABRIELLE *et al.* (1984). Ces derniers auteurs ont aussi démontré qu'un niveau carbonaté, dont les marbres C1 et C2 seraient l'expression (fig. 3), s'est déposé de façon ubiquiste sur les ophiolites piémontaises ou sur leur couverture. Le dédoublement de ce niveau carbonaté serait le résultat d'un chevauchement précoce des serpentinites sur les roches mafiques. La composante dolomitique de ce niveau pourrait avoir en partie une origine détritique comme le suggère ELTER (1972) dans la région du Grand Paradis.

Même si les interfaces entre les unités ont certainement été le siège de mouvements assez importants, nous proposons ici que les trois unités de la zone de

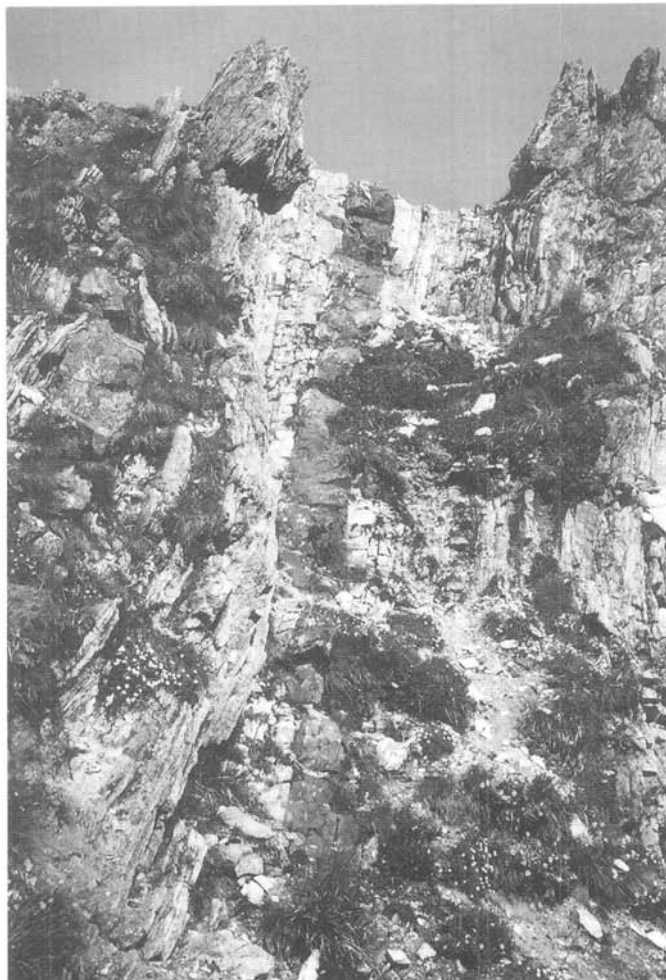


Figure 5.—Filon basaltique dans la série carbonatée de la zone de Furgg moyenne (affleurement des marbres C3 du nord du Passo della Preja).

Furgg représentent un reste de la couverture du socle Mont-Rose. Les roches de la zone de Furgg inférieure qui affleurent dans la région d'étude correspondent partiellement à la zone de STELLI (fig. 1), BEARTH (1952) a défini cette dernière comme une zone fortement tectonisée. Une partie de la zone de Stelli, dont celle étudiée, correspond vraisemblablement à la couverture permo-carbonifère de la nappe du Mont-Rose datée par FREY *et al.* (1976). Dans la série carbonatée de Furgg, en l'absence de fossiles, les seuls repères stratigraphiques dont nous disposons sont les dolomies auxquelles on attribue traditionnellement un âge triasique. Les lentilles de quartzites dans les dolomies sont probablement des écaïlles témoins de l'horizon le plus ancien de la zone de Furgg moyenne, comme c'est le cas dans la couverture du Grand-Paradis (ELTER 1972). A l'est, dans le val Bognanco, CARRUPT et SCHLUPP (1996) ont d'ailleurs trouvé dans le prolongement de la zone de Furgg des quartzites traversés de filons basiques. Pendant le Lias, un apport détritique terrigène et/ou carbonaté a été mis en évidence dans le domaine liguro-piémontais (CORTE-



Figure 6.—Dessin d'après photo de la discordance d'un filon basaltique dans la zone de Furgg moyenne. Il recoupe le contact entre les calcschistes gréseux et les dolomies. Le filon mesure environ 60 cm d'épaisseur (affleurement des marbres C3 du nord du Passo della Preja).

SOGNO *et al.* 1981, ROYANT 1988, LEMOINE et TRÜMPY 1987). Les calcschistes gréseux qui recouvrent les dolomies (fig. 3) seraient donc liasiques. Les méta-arkoses et les paragneiss de la zone de Furgg supérieure se seraient formés à partir du démantèlement d'un haut-fond, soit sous forme de brèches et d'arkoses, soit de turbidites siliciclastiques à la suite du dépôt des calcschistes. Ce genre de dépôts a été inventorié par LEMOINE et TRÜMPY (1987) dans les zones bordières du domaine piémontais. Leur âge pourrait être jurassique moyen. Les arguments qui appuient cette hypothèse proviennent des roches mafiques. Des filons de basaltes et des coulées, d'âge jurassique moyen, dans des arkoses grossières ont été décrits dans l'unité de la Cima Pedani dans le domaine ligure de Corse (RODRIGUEZ 1981). Il y a là une grande analogie avec la zone de Furgg supérieure. D'autre part, une coulée de lave a été mise en évidence en Ligurie dans la série d'Arnasco-Castelbianco. Elle est supposée aussi appartenir au Jurassique moyen (ROYANT *et al.* 1979, ROYANT 1988). Dans ce cas, il ne s'agit pas de basalte, mais de rhyodacites altérées (CORTESOGNO *et al.* 1981), ce qui pose le problème du contexte de mise en place d'un tel magma relativement évolué.

Toutes ces manifestations magmatiques prennent place dans un contexte tectonique actif dont les apports terrigènes ou les brèches sont des témoins plus ou moins contemporains (ROYANT 1988 et RODRIGUEZ 1981). Par analogie on peut supposer que les filons décrits ici seraient apparus dans un contexte de blocs basculés au cours du rifting. Ils auraient traversé la série carbona-



Figure 7.—Aspect typique de la zone de Furgg supérieure avec la structure fluidale des gneiss et des méta-arkoses. La photo a été prise au nord du Bacino dei Cavalli lorsqu'il était vide.

tée et se seraient épanchés dans les arkoses en cours de dépôt ou auraient traversé les arkoses déjà déposées. Le boudinage ne serait qu'un effet de l'orogène alpine. STAMPFLI et MARTHALER (1990) ont déjà donné une interprétation quant à la position paléogéographique de ces filons.

WAHLI-WENGER (1985) a décrit des filons semblables dans la région du Mittaghorn (Saastal) qui recoupent une série stratigraphique comparable à la zone de Furgg moyenne. Cette série est corrélée à la nappe des Cimes Blanches (SARTORI et MARTHALER 1990, VANNAY et ALLEMANN 1990, ESCHER *et al.* 1993, SARTORI et MARTHALER 1994). Toutes ces séries se seraient déposées dans un même contexte (SARTORI 1994). On ne trouve pas de traces indiscutables de filons mésozoïques dans la zone de Stelli, dans notre région d'étude, qui démontreraient l'autochtonie de la zone de Furgg moyenne; il faut peut-être aller les chercher dans la partie la plus interne de la nappe du Mont-Rose, peut-être dans la zone de Furgg s.l. (fig. 1).

Dans cette interprétation, l'âge de la couverture du Mont-Rose ne dépasse pas le Jurassique moyen. La suite de la série ne s'est pas déposée, a été érodée, ou a été décollée tectoniquement. Une autre possibilité, proposée par RICOU (1977), est celle d'un chevauchement jurassique supérieur qui aurait amené sur la marge un morceau d'ophiolites, cachetant ainsi la série carbonatée de Furgg. Cette dernière hypothèse s'appuie sur la constatation que les séries bordières de l'océan piémontais s'arrêtent souvent au Dogger. Dans notre cas, le plus ancien chevauchement dont il reste des traces est celui qui a superposé la zone d'Antrona à celle de Furgg. Celui-ci est cependant d'âge crétacé puisqu'il implique les marbres du Jurassique supérieur (C1, C2).

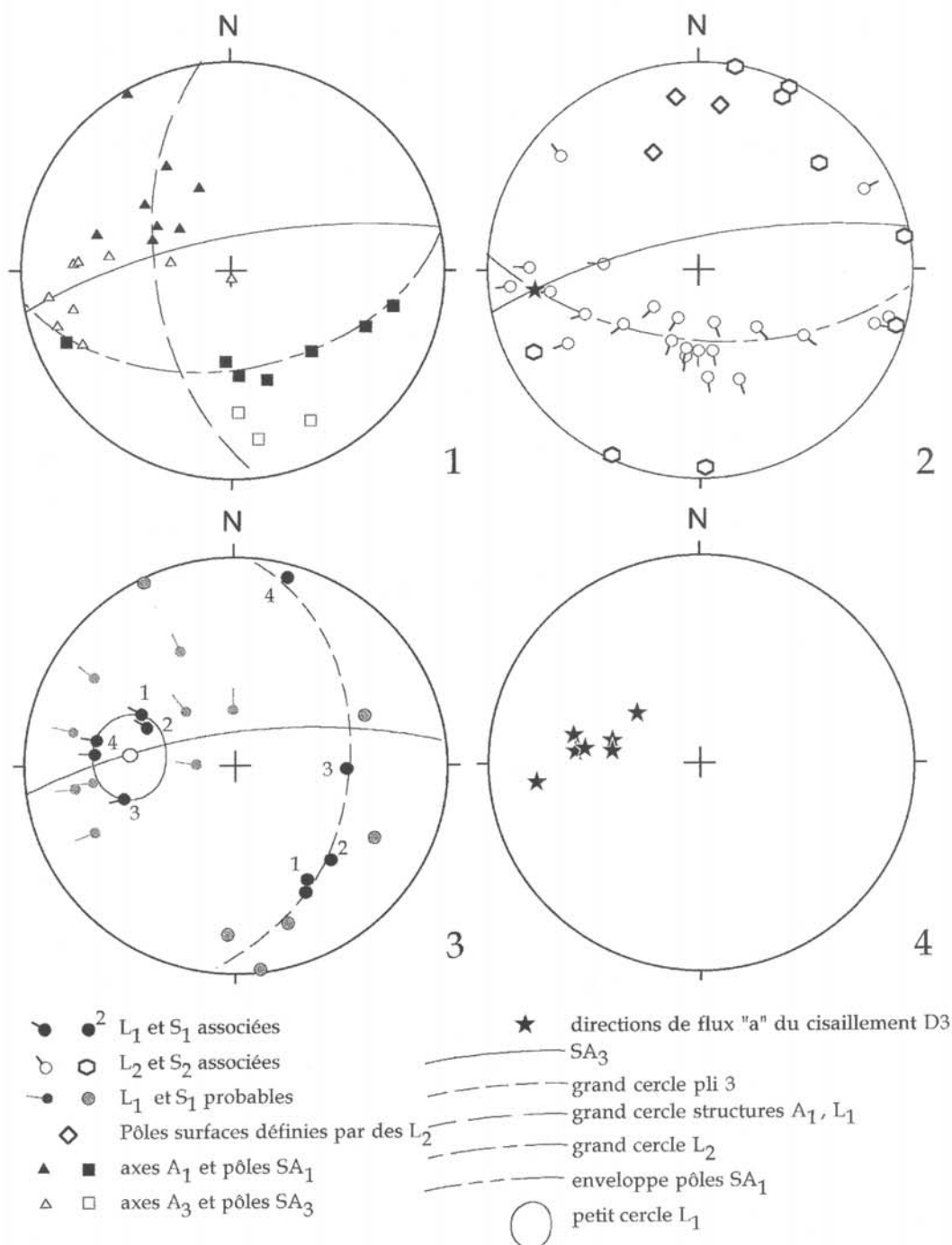


Figure 8.—Canevas de Schmidt significatifs (hémisphère inférieur). Les canevas 1 et 2 proviennent de la région est du Monte della Preja; 1.—Plis et surfaces axiales dans les marbres (C1, C2); 2.—Linéations (trémolites) dans les marbres; 3.—Canevas des linéations dans la région du Passo della Preja. Excepté une mesure (erreur de mesure, fauchage?), les linéations L_1 (noires) d'une zone restreinte s'ordonnent selon un pli concentrique; 4.—Directions de flux déduites. (La déclinaison du champ magnétique à l'époque des mesures était de 3.24° , la boussole était sur 0°).

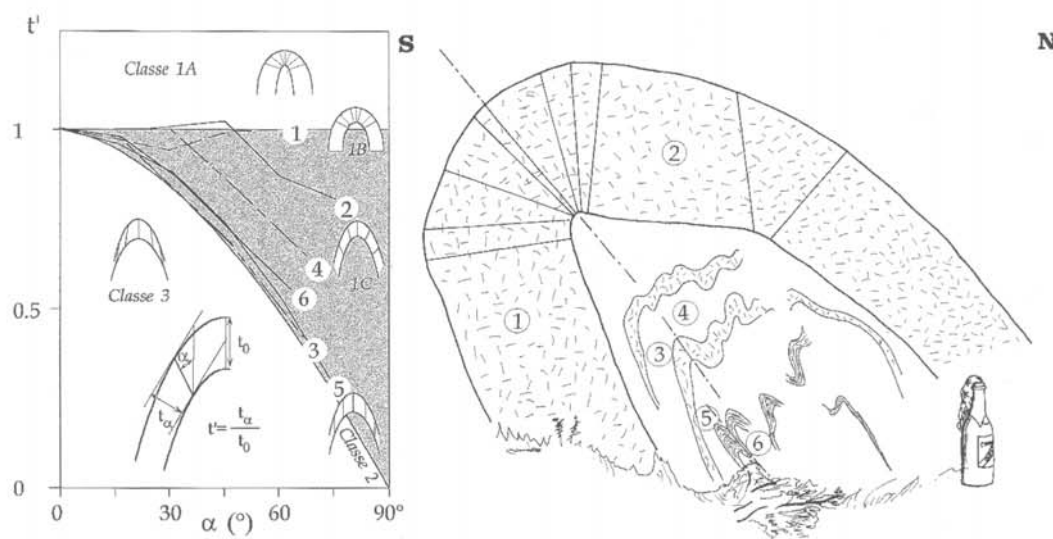


Figure 9.—Plis dans des amphibolites comprises dans des gneiss et méta-arkoses. On observe sur le diagramme de classification des plis de RAMSAY (1967) qu'ils appartiennent à la classe 1C à forte tendance similaire (classe 2).

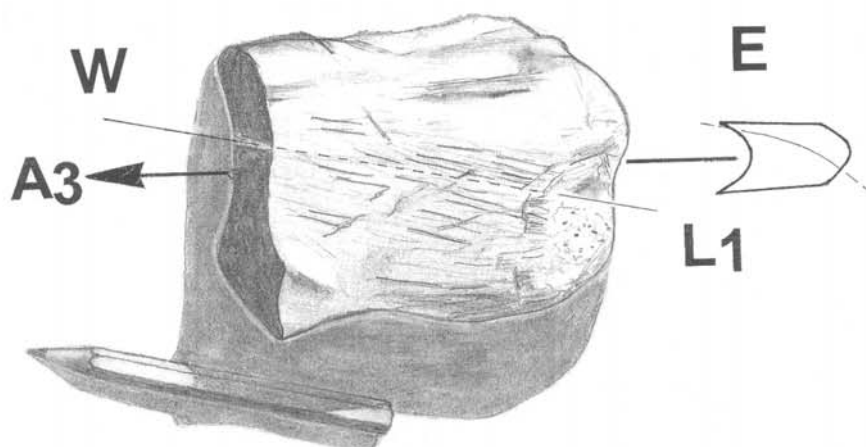


Figure 10.—Pli décimétrique dans les amphibolites de la zone du Portjengrat (axe A3 $\sim 270^\circ/10^\circ$). Axe et linéations forment un faible angle dans la charnière du pli. On observe, dans la charnière de pli, le faible angle entre l'axe et les linéations ($\sim 10^\circ$).

3. TECTONIQUE

A l'aide des réorientations des structures linéaires antérieures par rétroplissement nous allons tenter de caractériser la déformation qui a produit ces plis. La numérotation des phases est équivalente à celle de STECK (1984). La chronologie proposée commence par la déformation D1 qui est l'expression de la fin des mouvements cisailants ductiles de procharriage vers le NW ou WNW (STECK 1984, 1990, MERLE 1987). Puis la déformation D2 est définie comme une zone de cisaillement dont le compartiment supérieur a coulissé vers le SW (STECK 1984, 1987, 1990, MERLE 1987). Finalement, la déformation D3 se développe dans toute la partie interne des Alpes et migre du S vers le N et est caractérisée par des rétro-mouvements avec une composante décrochante

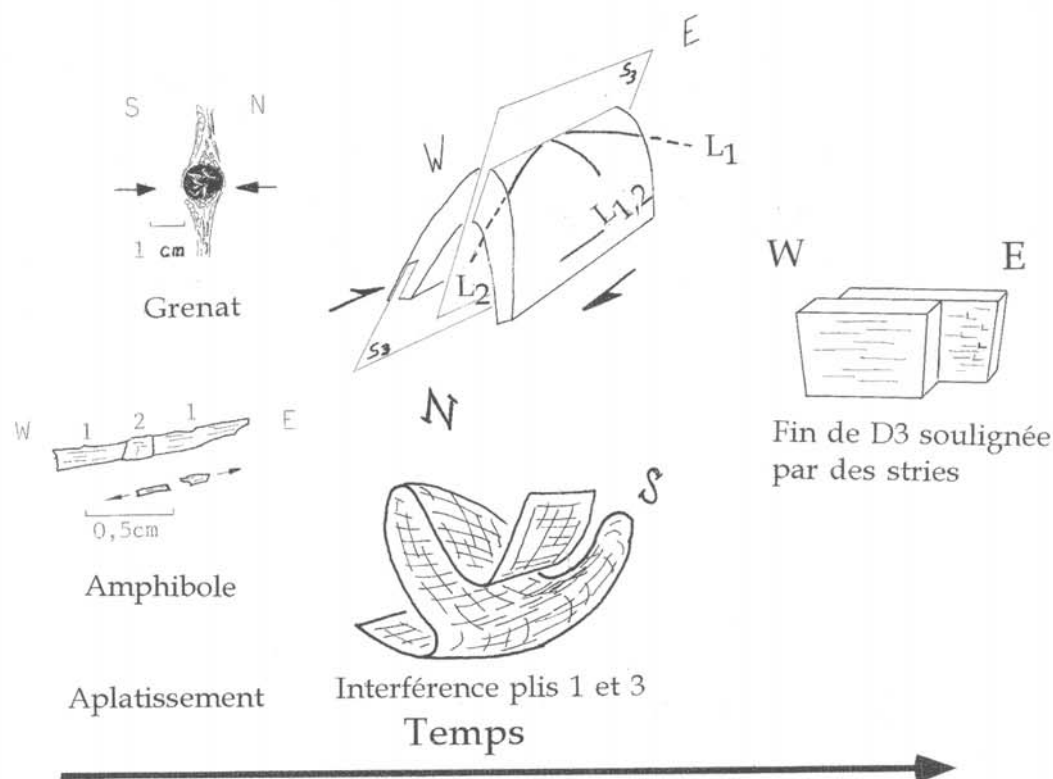


Figure 11.—Éléments marquants de la phase de déformation D3: aplatissement de la zone, puis «rétrouplissement» associé à un mouvement cisaillant dextre et pour terminer des stries E-W.

dextre E-W associée à un intense plissement à vergence SSE (STECK 1984, 1990, ESCHER et BEAUMONT, in press). Dans les figures et les paragraphes qui suivent, la nomenclature suivante est utilisée: S= schistosité, SA= surface axiale, A= axe de pli et L= linéation minérale.

3.1. Métamorphisme

La chronologie des déformations a été en partie établie grâce aux relations entre cristallisation et déformation, observées en lame mince. Le pic du métamorphisme dans la région étudiée a atteint le début du faciès amphibolite (MARTIN 1982, LOBRINUS et BÉGLÉ 1985, COLOMBI 1989), ce qui est confirmé par la position de l'isograde Anorthite 17% dans les amphibolites. La culmination du métamorphisme méso-alpin est datée à 38 Ma (HUNZIKER 1970), cet événement thermique s'étendant environ de 45 à 30 Ma (HUNZIKER *et al.* 1992). C'est au cours de cette période que les déformations D1 et D2 se produisent (STECK et HUNZIKER 1994). La déformation D3 s'effectue essentiellement sous les conditions de faciès schistes verts ce qui engendre de nombreuses rétro-morphoses. Les deux événements métamorphiques décrits ci-dessus font suite à un premier événement métamorphique de haute pression d'âge crétacé (110 Ma, HUNZIKER *et al.* 1992), dont il subsiste des reste éclogitiques dans les zones de Furgg et d'Antrona (LOBRINUS et BÉGLÉ 1985). Ce métamorphisme de haute pression pourrait correspondre structuralement au chevauchement précoce de la zone d'Antrona sur celle de Furgg.

3.2. Hypothèses concernant les linéations

L'analyse des déformations est basée sur l'étude des linéations minérales, des plis et des schistosités. Dans la région étudiée les déformations sont généralement assez intenses: on note par exemple un allongement (1+e) d'environ 4 associé aux étirements D2, STECK (1984). Par conséquent il est probable que la majorité des structures linéaires, comme les axes de plis et les linéations, ont été parallélisées au grand axe X de l'ellipsoïde de déformation finie lors d'une déformation homogène (ESCHER et WATTERSON 1974).

Il est généralement admis que la schistosité produite par une phase de déformation, en un lieu donné, est parallèle au plan XY de l'ellipsoïde de déformation finie (RAMSAY et GRAHAM 1970). Une ancienne schistosité n'est transposée en une plus jeune que lorsque le plan XY de la nouvelle déformation est subparallèle à la schistosité antérieure, ce qui se produit fréquemment dans les flancs de plis (PASSCHIER et TROUW 1996).

L'essentiel des linéations mesurées sont des étirements soulignés par des amphiboles dans les amphibolites et qui montrent les mêmes orientations que celles des étirements soulignés par les agrégats quartzo-feldspathiques dans les gneiss (STECK 1984). NICOLAS (1984) considère que si la déformation est homogène et suffisamment importante, les amphiboles tendent à s'aligner passivement selon le grand axe X de l'ellipsoïde de déformation finie; c'est l'hypothèse faite ici. Les amphiboles sont généralement syncinématiques (STECK 1984), car elles ne sont tronçonnées que par la dernière déformation D3. Par conséquent leurs alignements datent de la même époque que leurs croissances.

Seules les hétérogénéités des déformations plus jeunes permettent d'interpréter les structures anciennes, car sinon toutes les structures prendraient une nouvelle orientation unique.

3.3. Les phases de déformation

Les déformations précoces: les déformations antérieures à D1 s'expriment sous différentes formes:

- le boudinage des roches vertes et une schistosité antérieure à D1, tous deux replissés par les plis 1.
- l'écaillage des zones de Furgg supérieure et d'Antrona (fig. 2 et 4).
- les chevauchements soulignés par les bandes de marbres C1 et C2, c'est-à-dire la superposition de la zone d'Antrona sur celle de Furgg (nappe du Mont-Rose ?).

Déformation D1: la schistosité principale S1 en est l'expression. Dans les charnières de plis 1, S1 est assez discrète et parallèle à la surface axiale de ces plis. Les axes de plis et les linéations d'étirement minéral (amphiboles bleu-vert et trémolites) sont d'orientations sub-parallèles. Ils plongent vers le NW (fig. 8) lorsqu'ils ne sont que peu affectés par la déformation D3. Sinon ils sont réorientés par cette dernière et forment en projection stéréographique soit un petit cercle centré sur les axes des plis 3, soit un grand cercle (voir D3). A toutes les échelles les plis 1 forment des interférences de type 2 et 3 (RAMSAY 1967) avec les plis 3. Au nord du Passo della Preja, dans les roches carbonatées formant une figure d'interférence de type 2, les axes de plis 1 sont parallèles aux linéations minérales marquées par des trémolites. Le plongement

dominant vers le NW des structures D1 est probablement le résultat d'un basculement vers le bas de toute la partie frontale de la nappe du Mont-Rose lors d'une première déformation D3a. Celle-ci pourrait correspondre au grand pli en retour de la zone de Vanzone (fig. 12).

Déformation D2: cette déformation est identifiée principalement dans les marbres C1 et C2 dans la partie est de la zone d'étude. Dans ces marbres on observe des trémolites soulignant l'étirement L2 dont les orientations se répartissent sur un plan qui plonge fortement vers le sud: elles sont portées par la schistosité S2 replissée par un pli d'axe subvertical. Leurs orientations sont différentes de celles des structures 1 (fig. 8.1, 8.2). Les linéations rabattues sur un plan horizontal ont une orientation SW-NE qui caractérise la phase D2 (STECK 1984, 1987, 1990, MERLE 1987). L'orientation des axes de plis 1 n'est que peu affectée par ces mouvements car les directions d'étirements des deux déformations D1 et D2 sont presque perpendiculaires.

Les schistosités S2 sont toutes subverticales, elles indiquent la présence d'axes de plis verticaux, et se sont donc probablement redressées durant le basculement déjà cité D3a.

Déformation D3: l'étude de la déformation D3 revêt une importance capitale, car c'est elle qui provoque le basculement de toutes les structures vers le NW (D3a) et qui replisse intensément et à toutes les échelles les structures antérieures (D3b). La schistosité S3 qui en résulte forme un clivage de crénelation dans les charnières des plis 3 ou transpose les schistosités précédentes dans leurs flancs. En lames minces on peut observer dans les gneiss et les amphibolites un début de cataclase. Les étirements se marquent par le boudinage des amphiboles L1 avec parfois une croissance entre les éléments. Les grenats montrent des ombres de pression sans rotation apparente, indiquant un aplatissement (fig. 11). Les plis 3 sont les structures les plus marquantes au front de la nappe du Mont-Rose. Ces plis ont généralement une orientation W avec des plongements axiaux d'environ 40° et leurs surfaces axiales ont un pendage de 70° à 80° vers le NNW. Les axes s'horizontalisent en direction de la zone du Portjengrat. Les plis appartiennent en majorité à la classe 1C (RAMSAY 1967) et sont généralement isoclinaux. Au sein de la population de plis étudiée, tant la tendance concentrique que la tendance similaire (classe 2) sont présentes (fig. 9). Les plis de type quasi-similaire affectent toutes les roches, alors que le type concentrique (classe 1B) est plutôt caractéristique des niveaux compétents dans des ensembles hétérogènes à plissement disharmonique. Les hétérogénéités favorisent ou résultent de la formation des plis. Les plis observables dans les marbres montrent une nette tendance similaire, qui est moins marquée dans les gneiss.

On observe localement des stries E-W sur la stratification ou la schistosité principale. Il s'agit probablement d'une expression tardive de D3, qui s'est effectuée sous des conditions de métamorphisme inférieures au faciès schistes verts.

3.4. Conséquences des réorientations des anciennes structures

La réorientation des surfaces axiales SA1 selon un plan peut s'expliquer par rotation dans le mouvement cisailant déplaçant le compartiment supérieur vers le SW de la déformation D2 et par les mouvements décrochants dextres de la déformation D3b (fig. 12).

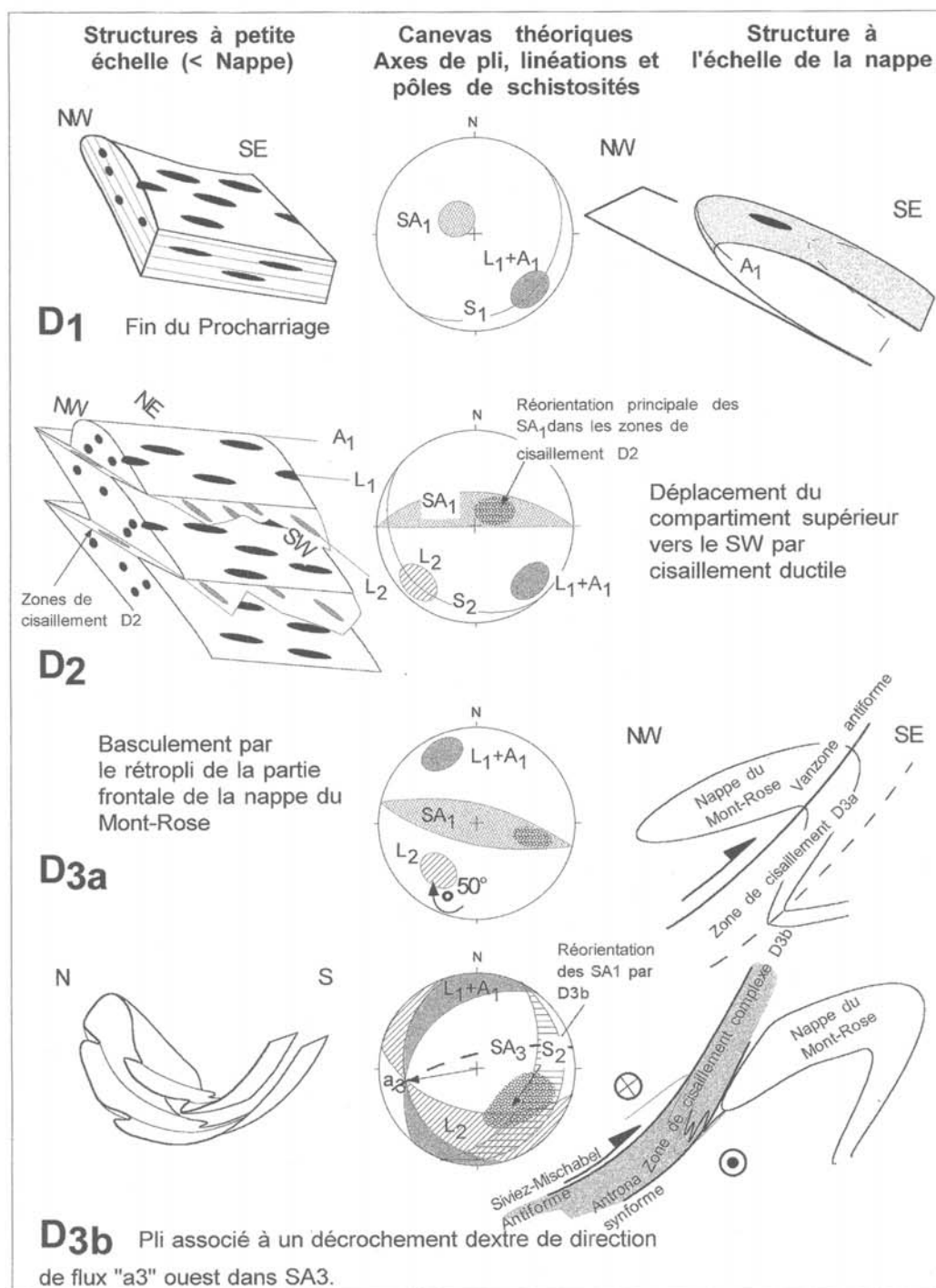


Figure 12.—Modèle expliquant les structures observées. Les orientations sont choisies selon les orientations régionales pour A_1 et L_2 (ESCHER *et al.* 1988 et STECK 1990, ESCHER and BEAUMONT *in press*). Pour A_1 une pente de 20° est choisie parallèlement à la direction de procharriage ($135^\circ/20^\circ$). S_2 est choisie en fonction des réorientations de SA_1 . L'axe de rotation du basculement D3a est intermédiaire entre la direction de l'axe du pli Vanzone et la direction N-S, car simultanément les Alpes centrales devaient se bomber: le pendage a été ajusté par itérations.

Du fait de la variété des roches mises en jeux, la réorientation des linéations L1 par les plis 3 (fig. 8) va se manifester sur un canevas, selon un grand cercle ou un petit cercle (RAMSAY 1960, 1967). Cette situation peut se compliquer dans le cas d'un pli à charnière concentrique et de forme similaire dans les flancs (CARON 1979). Dans notre cas, les linéations L1 sont réorientées selon des petits cercles et des grands cercles (fig. 8). Les linéations L2 des marbres se distribuent essentiellement selon un grand cercle (fig. 8). L'ouverture du petit cercle (fig. 8) ainsi que l'observation de l'angle entre l'axe d'un pli et la direction des linéations dans la charnière (fig. 10), indique qu'un aplatissement a eu lieu, car l'angle entre A3 et L1 n'est que de 10° alors qu'il pourrait atteindre 30° si l'orientation était la même que l'orientation régionale. Si l'aplatissement était postérieur ou contemporain du plissement, alors le petit cercle devrait être aplati (ALLENBACH et CARON 1984).

Les plis 3 possèdent des caractéristiques proches de la classe 2 (1C). RAMSAY (1967) propose que les plis de la classe 1C se forment par «buckling» pendant et/ou après un aplatissement, auquel a succédé un régime cisailant parallèle à la surface axiale des plis. Ce mécanisme est compatible avec la zone de cisaillement décrochante E-W dextre D3 de STECK (1984, 1990). Schématiquement, lorsque des couches sont perpendiculaires à la surface de cisaillement et parallèle à la direction du cisaillement, les couches se plissent d'abord par buckling. La direction des axes de plis qui en résulte est parallèle au grand axe X de l'ellipsoïde de déformation de la zone de cisaillement et les surfaces axiales sont sub-parallèles au plan XY (ESCHER and WATTERSON 1974). Les cisaillements simples simultanés et postérieurs créent une schistosité S3 sub-parallèle aux surfaces axiales SA3.

Si la déformation par cisaillement des plis est suffisante, les réorientations des linéations se rapprochent de celle produite par un pli similaire. C'est-à-dire un grand cercle passant par la direction originelle des linéations et la direction «a» de flux du cisaillement (RAMSAY 1967), orientation théoriquement réalisée si le cisaillement est infini. Les données ont été traitées en neuf zones distinctes. Dans la plupart des cas, il a été possible de tracer des «grands cercles moyens» des redistributions des structures linéaires L1 et A1. Cela a aussi été réalisé pour les linéations L2. Les intersections de ces grands cercles avec les surfaces axiales (SA3) indiquent approximativement la direction de glissement «a» parallèle à la surface axiale SA3 (fig. 8) dont la moyenne est d'environ $280^\circ/40^\circ$. Toutes ces constatations confirment que dans la région étudiée les rétro-plis se sont formés dans un régime décrochant.

4. CONCLUSION

S'il n'est pas démontré que la zone de Furgg moyenne fasse partie de la couverture de la nappe du Mont-Rose, la présence de quartzites et de dolomies apparemment non bréchiques caractérise un dépôt de marge continentale et non pas de domaine océanique. La zone de Furgg supérieure fait probablement suite à la zone de Furgg moyenne. Il se peut aussi qu'elle se soit déposée dans le domaine piémontais, à proximité de la marge. En tous les cas ces deux unités ont dû se déposer à proximité de la limite entre la marge continentale et la croûte océanique.

Un chevauchement des serpentinites sur les roches mafiques du fond océanique s'est produit lors de la fermeture proprement dite de l'océan (Crétacé moyen?), comme en témoigne l'intercalation des marbres C1 entre les roches mafiques et les serpentinites. Plus tard, lors de la subduction continentale, une partie de la supposée couverture mésozoïque la nappe du Mont-Rose a subi un décollement, provoquant la naissance de la nappe des Cimes Blanches (WAHLI-WENGER 1985, SARTORI et MARTHALER 1990, 1994), par un mécanisme de décollement différentiel semblable à celui proposé par EPARD and ESCHER (1996). Pendant cette même période la zone d'Antrona a dû chevaucher une partie de la zone de Furgg.

Au front de la nappe du Mont-Rose, la phase D3 a provoqué un basculement général vers le NW puis a généré des plis rétro-déversés associés à une zone de cisaillement décrochant dextre. La réorientation par cette déformation des structures 1 et 2 est compatible avec leurs orientations régionales originales si on réalise un modèle des réorientations des éléments tectoniques (fig. 12). Les structures linéaires L1 et A1 ($135^{\circ}/20^{\circ}$) n'ont été que peu affectées par la déformation D2 car les directions d'étirement sont quasi-perpendiculaires, de plus D2 ne s'est développée que localement. Le résultat du modèle est relativement proche de ce qu'on observe, il serait meilleur si on tenait compte de l'aplatissement qui a dû se produire au début de D3 (fig. 11). Néanmoins un problème subsiste: les pôles des SA1 ne sont que partiellement expliqués par le modèle. Il se peut que les tolérances sur les orientations choisies soient trop faibles et qu'en plus le comportement rhéologique des marbres puisse accentuer les écarts à la moyenne.

REMERCIEMENTS

Ce travail fait partie d'une série de travaux dans les Alpes simplio-tessinoises de l'Université de Lausanne initiés par le professeur A. Steck. Nous remercions J.-L. Epard, A. Escher, H.-R. Pfeifer, M. Sartori et A. Steck pour leur aide, leurs nombreux encouragements, leur patience et les fructueuses remarques et discussions. Nous remercions C. Bauchau pour ses efficaces corrections, ainsi que M. Alliman, H. Bucher, M. Burkhard, E. Carrupt, A. Colombi, A. Mauro, J. Savary, M. Schlupp et E. Stutz pour leurs discussions et leurs critiques qui nous ont permis d'améliorer cet article.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLENBACH B. et CARON J.-M., 1984. Modélisation de la réorientation des linéations autour des plis concentriques aplatis. *Sci. géol. Bull. Strasbourg* 37: 197-212.
- ARGAND E., 1911. Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs plongements structuraux. *Matér. Carte géol. Suisse*. 26 p.
- BEARTH P., 1952. Geologie und Petrographie des Monte Rosa. *Matér. Carte géol. Suisse*. 96 p.
- BEARTH P., 1958. Über einen Wechsel des mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 38: 363-373.
- BOILLLOT G., GRIMAUD S., MAUFFERT A., MOUGENOT D., KORNPÖBST J., MERGOIL-DANIEL J. and TORRENT G., 1980. Ocean-continent boundary off the Iberian Margin: a serpentinite diapir west of Galicia bank. *Earth Planet. Sci. Lett.* 48: 23-34.
- CARON J.-M., 1979. Déformation des linéations. *Eclogae geol. Helv.* 72/2: 485-496.
- CARRUPT E. et SCHLUPP M. 1996. Géologie et pétrographie du Val Bognanco (Piémont, Italie). Diplôme inédit. Université de Lausanne. 220 p.

- COLOMBI A., 1989. Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales (géoprofil Viège-Domodossola-Locarno). *Mém. Géol. (Lausanne)* 4. 216 p.
- CORTESOGNO L., OXILIA M., ROYANT G., VANOSSI M. et VIVIER G., 1981. Témoins d'un volcanisme rhyodacitique du Dogger dans le domaine prépiémontais des Alpes ligures. *Eclogae geol. Helv.* 74/3: 569-585.
- DEBELMAS J., ESCHER A. and TRÜMPY R., 1983. Profiles through the western Alps. In: RAST N. and DELANY F. M. (eds). Profiles of Orogenic Belts Geodynamics Series, Amer. Geoph. Union, Washington, 83-96.
- ELTER G., 1972. Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes graies nord orientales et considérations sur les rapports entre les zones du briançonnais des schistes lustrés. *Mem. Inst. Geol. Min. Padova.* 19 p.
- EPARD J.-L. and ESCHER A., 1996. Transition from basement to cover: a geometric model. *J. Struct. Geol.* 18: 533-548.
- ESCHER A., 1988. Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard. Rap. Serv. hydrogéol. géol. nat. suisse. 26 p.
- ESCHER A. and BEAUMONT C., *in press*. Formation and evolution of basement nappes at crustal scale: a geometric model based on Western Swiss-Italian Alps. *J. Struct. Geol.*
- ESCHER A., MASSON H. et STECK A., 1988. Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. Rap. Serv. hydr.géol. nat. suisse. 16 p.
- ESCHER A., MASSON H. and STECK, A., 1993. Nappe geometry in the western Swiss Alps. *J. Struct. Geol.* 15: 501-509.
- ESCHER A. and WATTERSON J., 1974. Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics* 22: 223-231.
- FREY M., HUNZIKER C., O'NEIL J. R. and SCHWANDER, H. W., 1976. Equilibrium-Disequilibrium relations in the Monte Rosa granite, Western Alps: petrological, Rb-Sr and stable isotope data. *Contr. Mineral. Petrol.* 55: 147-179.
- HUNZIKER J. C., 1970. Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. *Eclogae geol. Helv.* 63/1: 151-161.
- HUNZIKER J.C., DESMONS J. and HURFORD A.J., 1992. Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. *Mém. Géol. (Lausanne)* 13. 59 p.
- KLEIN J. A., 1978. Post-nappe folding southeast of the Mischabelrückfalte (Pennine Alps) and some aspects of the associated metamorphism. *Leidse geol. Medelingen* 51: 233-312.
- LAGABRIELLE Y., POLINO R., AUZENDE, J. M., BLANCHET R., CABY R., FUDRAL S., LEMOINE M., MEVEL C., OHNENSTETTER M., ROBERT D. and TRICART P., 1984. Les témoins d'une tectonique intraocéanique dans le domaine téthysien: analyse des rapports entre les ophiolites et leurs couvertures métasédimentaires dans la zone piémontaise des Alpes franco-italiennes. *Ophioliti* 9: 67-88.
- LEMOINE M. and TRÜMPY R., 1987. Pre-oceanic rifting in the Alps. *Tectonophysics* 133: 305-320.
- LOBRINUS S. et BÉGLÉ P., 1985. Géologie et pétrographie du Val Loranco (Italie). Diplôme inédit. Université de Lausanne. 61 p.
- MARTIN B. A., 1982. Structural and metamorphic studies on the ophiolitic envelop of the Monte Rosa nappe, Pennine Alps. Unpub. Thesis. Wales University.
- MERLE O., 1987. Histoire de la déformation dans les Alpes lépontines occidentales. *Bull. Soc. géol. France* 8, 2: 183-190.
- MILNES A. G., 1974. Structure of the pennine zone (Central Alps): A new working hypothesis. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 85: 1727-1732.
- NICOLAS A., 1984. Principe de tectonique. Masson, Paris. 223 p.
- PASSCHIER C.W. and TROUW R.A.J., 1996. Microtectonics. Springer Verlag, Berlin. 289 p.

- PELTZER G., GILLET P. and TAPONNIER P., 1984. Formation des failles dans un matériau modèle: la plasticine. *Bull. Soc. géol. France* 7, XXXVI: 161-168.
- PFEIFER H.-R., COLOMBI A. and GANGUIN J. 1989. Zermatt-Saas and Antrona Zone: A petrographic and geochemical comparison of polyphase metamorphic ophiolites of West-Central Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69: 217-236.
- RAMSAY J. G., 1960. The deformation of the early linear structures in area of repeated folding. *J. Geol.* 68: 75-93.
- RAMSAY J. G., 1967. Folding and fracturing rocks. McGraw-Hill, New York. 568 p.
- RAMSAY J. G. and GRAHAM R. H., 1970. Strain variation in shear belts. *Can. J. Earth Sci.* 7: 786-813.
- RICOU L.-E., 1977. Réflexions sur la mise en place des ophiolites des Alpes occidentales à la lumière de l'expérience orientale. *Bull. Soc. géol. France* 7, XIX: 1103-1107.
- RODRIGUEZ G., 1981. Etude géologique de l'unité de la Cima Pedani (Corse). Thèse. Université Paul Sabatier, Toulouse.
- ROYANT G., VANOSSI M. and VIVIER, G., 1979. Le volcanisme intra-jurassique de la série d'Arnasco-Castelbianco - coupe de la Case Morteo. *Bull. Soc. géol. France* 21: 372-373.
- ROYANT G., 1988. Evolution tectono-sédimentaire de la paléomarge européenne sur la transversale d'Albenga (Alpes maritimes italiennes), hypothèse d'une orientation latitudinale des directions de rifting. *Bull. Soc. géol. France* 8, IV: 551-558.
- SARTORI M., 1990. L'unité du Barrhorn (Zone pennique, Valais, Suisse). *Mém. Géol. (Lausanne)* 6. 156 p.
- SARTORI M., 1994. Relations socle-couverture dans les nappes penniques supérieures: aux limites de la méthodes. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 74: 522-523.
- SARTORI M. et MARTHALER M., 1994. Exemple de relations socle-couverture dans les nappes penniques du Val d'Hérens. Compte-rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse et de la Société Suisse de Minéralogie et Pétrographie (25 et 26 septembre 1993). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 74: 503-509.
- SARTORI M. et MARTHALER M., 1990. La zone du Combin: définition de nouvelles nappes penniques. In: Résumé de la 170ème assemblée, Genève. Acad. suisse Sci. nat.
- STAMPFLI G., 1993. Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes. *Eclogae geol. Helv.* 86/1: 1-45.
- STAMPFLI, G. and MARTHALER M., 1990. Divergent and convergent margins in the North-Western alps confrontation to actualism models. *Geodinamica Acta (Paris)* 4: 159-184.
- STECK A., 1984. Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales. *Eclogae geol. Helv.* 77/1: 55-100.
- STECK A., 1987. Le massif du Simplon - Réflexions sur la cinématique des nappes de gneiss. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 67: 27-45.
- STECK A., 1990. Une carte des zones de cisaillement ductile des Alpes Centrales. *Eclogae geol. Helv.* 83/2: 603-627.
- STECK A., EPARD J.-L., ESCHER A., MARCHAND R., MASSON H. et SPRING L., 1989. Coupe tectonique horizontale des Alpes centrales. *Mém. Géol. (Lausanne)*. 8 p.
- STECK A. and HUNZIKER J., 1994. The Tertiary structural and thermal evolution of the Central Alps - compressional and extensional structures in orogenic belt. *Tectonophysics* 238: 229-254.
- THÉLIN PH., 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.
- THÉLIN, PH. et AYRTON S., 1983. Cadre évolutif des événements magmatico-métamorphiques du socle anté-triasique dans le domaine pennique (Valais). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 63: 393-420.
- TRÜMPY R., 1980. An outline of the geology of Switzerland. Wepf & Co., Basel. 104 p.

- VANNAY J.-C. et ALLEMANN R., 1990. La zone piémontaise dans le Haut-Valtournanche (Val d'Aoste, Italie). *Eclogae geol. Helv.* 83/1: 21-39.
- WAHLI-WENGER J., 1985. Etude pétrographique et minéralogique du versant Est Mittaghorn-Egginer. Travail de diplôme inédit. Université de Lausanne. 201 p.
- WETZEL R., 1972. Zur Petrographie und Mineralogie der Furgg-Zone (Monte Rosa-Decke). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 51: 161-236.

Manuscrit reçu le 7 décembre 1996