

**Zeitschrift:** Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen =  
Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

**Band:** 69 (1989)

**Heft:** 2

**Artikel:** Compte-rendu de l'excursion commune de la SSMP et de la SGS : le  
profil Rawil-Zermatt 9/10/11 octobre 1988

**Autor:** Santori, M. / Bugnon, P.C. / Frey, M.

**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-52793>

### **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:** 29.11.2025

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

## Compte-rendu de l'excursion commune de la SSMP et de la SGS: le profil Rawil-Zermatt 9/10/11 octobre 1988

par M. Sartori, P.C. Bugnon, M. Frey, J. Ganguin, H. Masson, A. Steck et Ph. Thélin

### Abstract

#### 1st day:

*Metamorphism and tectonics of the sedimentary covers at the SW end of the Aar massif.*

- Epizonal metamorphism of the chloritoid bearing phyllites of the Doldenhorn nappe;
- pumpellyite-actinolite metamorphism of the Taveyannaz sandstones;
- demonstration of the Plammis and Jägerchrüz nappes;
- tectonic denudation of the Doldenhorn nappe below the Plammis thrust;
- new data on the overturned limb of the Jägerchrüz nappe near Bratsch.

#### 2nd day:

*Polymetamorphic basement and sedimentary covers of the Siviez-Mischabel nappe in the Turtmannal.*

- Gabbroic intrusions of probable Permian age;
- metabasalts showing polymetamorphic assemblages in the eclogitic and amphibolitic facies (Paleozoic) and in the greenschist facies (Tertiary);
- synkinematic growth of albite-porphyroblasts;
- cover-basement relations controlled by Mesozoic and Tertiary structures.

*Augen gneisses within the Siviez-Mischabel and Pontis nappes.*

- Pre-Hercynian polymetamorphic granitoids within the Upper Stalden Zone;
- Randa Permo-Carboniferous granitoid within the Siviez-Mischabel nappe;
- stretching lineations within the Augen gneisses and their relations to ductile shear zones.

#### 3rd day:

*Metamorphism and tectonics of the Pfulwe-Täschalp area near Zermatt.*

- Interference patterns due to ductile deformation affecting the nappe boundaries;
- protoliths of the Zermatt-Saas Fee ophiolites;
- eo-Alpine eclogite metamorphism;
- retromorphic succession.

**Keywords:** Helvetic nappes, Taveyannaz greywacke, Penninic nappes, polymetamorphism, granitoids, gabbroic rocks, ophiolites, Rawil, Zermatt, Switzerland.

#### Guides:

P.C. Bugnon, Lausanne  
M. Frey, Bâle  
J. Ganguin, Zurich  
H. Masson, Lausanne  
M. Sartori, Lausanne  
A. Steck, Lausanne  
Ph. Thélin, Lausanne

#### Participants:

Mme C. Baumgartner, Lausanne  
Mlle B. Huppert (USA)  
Mlle R. Jud, Lausanne  
M. Allimann, Lausanne  
B. Barbarin, Lausanne  
W. Flück, Bâle  
H.W. Kobe, Auckland (NZ)  
D. Laduron, Louvain-la-Neuve (B)

D. Marquer, Neuchâtel  
M. Marthaler, Lausanne  
A. Matter, Berne  
P. Mohler, La Haye (NL)  
H.J. Moser, Aarau  
F. Persoz, Neuchâtel  
H.R. Pfeifer, Lausanne  
M. Rahn, Bâle  
J.P. Schaer, Neuchâtel

**9 octobre: Géologie et métamorphisme de l'Helvétique au SW du massif de l'Aar (région de Loèche, VS)**

Guides: *H. Masson, M. Frey et P.C. Bugnon*

**BREF APERÇU TECTONIQUE**

La tectonique des couvertures sédimentaires à l'extrémité SW du massif de l'Aar est restée longtemps énigmatique (LUGEON, 1914-18; BAER, 1959). Ces dix dernières années, une révision cartographique et structurale détaillée a conduit à proposer une solution nouvelle (BUGNON, 1981 et 1986) qui résoud les problèmes posés en introduisant deux nappes (Plammis et Jägerchrüz) dont l'existence était restée inconnue de nos prédécesseurs. L'un des buts de cette journée était de démontrer la validité de cette reconstitution.

Les fondements de cette nouvelle conception tectonique et ses conséquences sont résumés dans un autre article (BUGNON et MASSON, en préparation).

**LE METAMORPHISME DE BASSE TEMPERATURE DANS LES SEDIMENTS HELVETIQUES ENTRE LE RAWIL ET VIEGE**

Le métamorphisme régional de basse température est bien documenté dans les sédiments mésozoïques et cénozoïques des unités helvétiques entre le Col du Rawil et Viège. Quatre méthodes ont principalement été utilisées pour mettre en évidence le métamorphisme de très faible intensité, à savoir: la cristallinité de l'illite, les minéraux-index, le rang des charbons et les inclusions fluides (voir FREY, 1986, pour une revue). Dans la région considérée, on dispose des travaux suivants qui recèlent d'utiles données:

a) Cristallinité de l'illite: KÜBLER (1970), KÜBLER et al. (1974), TAYLOR (1976), KISCH (1980), BURKHARD (1988).

b1) Minéraux index dans les grauwackes de Taveyenne: MARTINI et VUAGNAT (1965, 1970), KÜBLER et al. (1974), COOMBS et al. (1976), KISCH (1980), BUSSY et EPARD (1984).

b2) Minéraux index dans les métapélites et dans les calcschistes: FREY et WIELAND (1975), TAYLOR (1976), MORARIU (1985), MOSER (1985), FREY (1987), BURKHARD (1988).

c) Etudes sur les inclusions fluides: MULLIS (1979), FREY et al. (1980).

Le gradient métamorphique augmente régulièrement d'W (Col du Rawil, limite diagenèse-anchizone) en E (vers Viège, épizone ou faciès

schistes verts moyen), c'est-à-dire depuis des unités tectoniques supérieures (nappe du Wildhorn) vers des unités tectoniques inférieures (couverture parautochtone du massif de l'Aar).

Les opinions concernant l'âge de ce faible métamorphisme sont l'objet d'une controverse. Une limite inférieure stratigraphique et fournie par les plus récents sédiments métamorphisés, à savoir l'Oligocène inf. (env. 30-34 Ma). FRANK et STETTLER (1979) ont recueilli des données isotopiques K-Ar et  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  sur des illites le long d'un profil entre le Doldenhorn et Brigue. Leur étude démontre que la genèse de l'illite dans des roches de faible gradient ne peut pas être datée par la méthode K-Ar. D'un autre côté, des muscovites  $2M_1$  prélevées au N de Brigue ont livré des âges d'illites K-Ar compris entre 8 et 10 Ma.

Les illites provenant de la région du Doldenhorn et du Lötschenpass montrent des profils de dégazage  $^{39}\text{Ar}$  très perturbés, alors qu'un échantillon d'illite  $2M_1$  provenant d'Ausserberg a donné un profil de dégazage dans lequel on peut voir un plateau (âge concordant) à  $9 \pm 1.3$  Ma, ces valeurs correspondant au moment où la perte en argon radiogénique a pratiquement cessé. LAUBSCHER et BERNOULLI (1982, p. 176) et LAUBSCHER (1983, p. 193) ont proposé, sur la base des données isotopiques de Frank et Stettler, que des mouvements importants au sein de la nappe du Doldenhorn ont eu lieu il y a environ 10 Ma à une température de 300-400° C. Le travail en cours de Huon et al. clarifiera peut-être ce sujet.

**ITINERAIRE**

Une partie des excursionnistes quitte Lausanne à 8.00h sous un soleil prometteur et rejoint le Pfywald, lieu du second rendez-vous. Ils sont désormais 23 à s'enfoncer dans l'ombre glacée que projettent les parois du pennique frontal. De là, le recul est suffisant pour jouir du panorama baigné de lumière qui s'étend en rive droite du Rhône.

**1<sup>er</sup> arrêt: Gravière S. Pfywald: panorama (610.850/126.750)**

Bonne vue générale de l'Helvétique sur la rive N du Rhône entre le Wildhorn et le massif de l'Aar (cf. carte fig. 1).

A l'E apparaît l'extrémité du massif de l'Aar, dont les grands plis de socle plongent vers nous d'environ 20°. Ce socle est recouvert tout d'abord par sa couverture sédimentaire autochtone, qui est très mince à l'E (Bratsch et Fesalp) où elle est réduite au Trias et au Lias

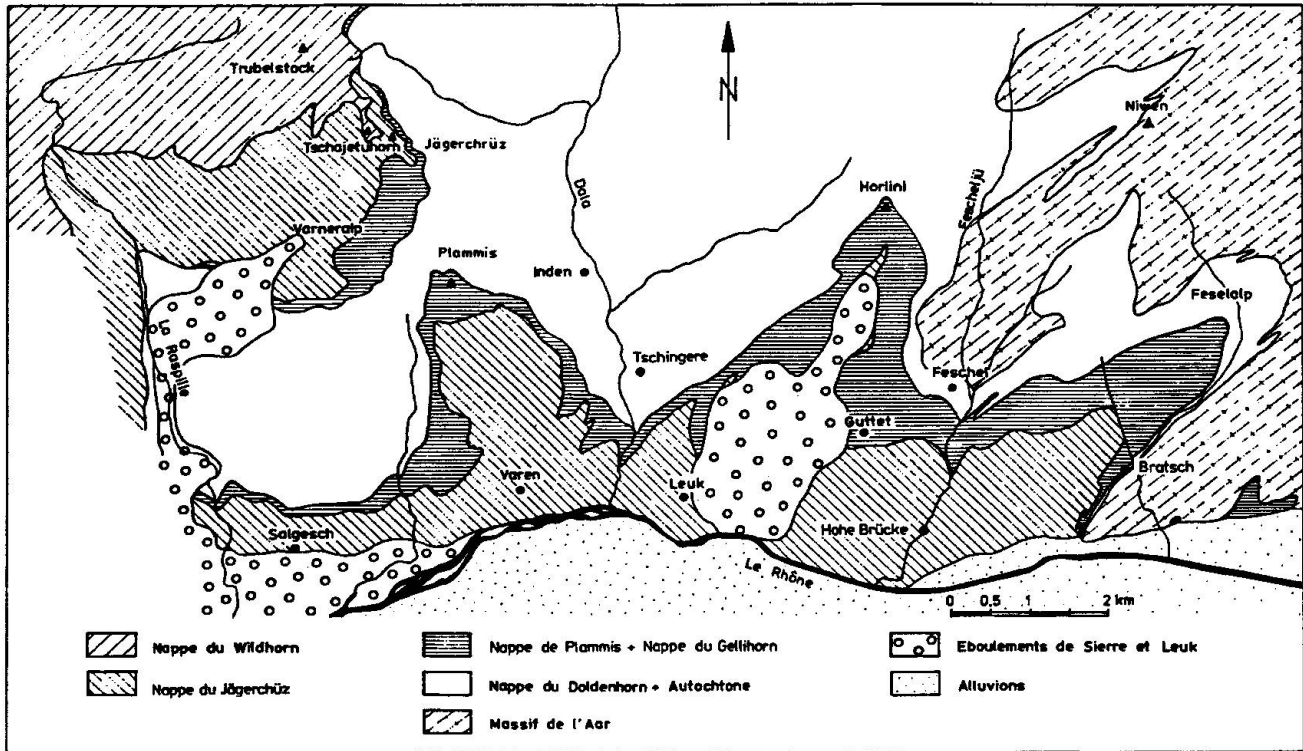


Fig. 1 Carte tectonique schématique de l'Helvétique au SW du massif de l'Aar (BUGNON, 1986).

par une forme particulière de dénudation tectonique («dislocation»); en face de nous, autour de la grande dalle calcaire (Malm) dominant Salgesch, elle monte jusqu'au Berriasien; plus au NE, dans la vallée de la Dala, cette série passe progressivement à la nappe du Doldenhorn à mesure qu'on s'élève dans la série stratigraphique et que s'accroît l'amplitude de sa translation par rapport au socle.

Au dessus viennent les unités allochtones: d'abord celle de Plammis (Dogger et Malm), dont la translation atteint 12 km et qui représente, avec la nappe complémentaire du Gellihorn, la couverture décollée de la zone de Raron; puis la nappe du Jägerchrüz (Dogger à Tertiaire, ce dernier contenant des grès de Taveyanne remplis à la base de la nappe en un flanc renversé très continu); puis la classique nappe du Wildhorn (avec le grand synclinal du Prabé visible dans le Mont Bonvin), enfin l'Ultrahelvétique préservé sur les crêtes à la faveur de la dépression axiale du Rawil.

Notons encore le grand éboulement de Sierre, survenu entre le retrait du glacier würmien du Rhône et une récurrence des glaciers locaux (BURRI, 1955). La dalle de Malm de Blatten/Salgesch constitue son plan de glissement. La masse éboulée forme le paysage de collines irrégulières qui s'étendent sous nos yeux.

Récemment BUGNON a eu l'occasion d'étudier les forages réalisés pour le compte des CFF près de Varen. Ils sont en excellent accord avec les prévisions faites sur la base des coupes de sa thèse (1986).

#### 2<sup>me</sup> arrêt: Route Loèche-Inden près de Tschingere: schistes à chloritoïde (614.400/131.600)

Les métasédiments à chloritoïde de la basse vallée de la Dala furent décrits pour la première fois par FREY et WIELAND (1975). Une étude minéralogique détaillée est donnée par MORARIU (1985).

Ces roches peuvent être étudiées dans plusieurs coupes le long de la route entre Leuk et Leukerbad.

Stratigraphiquement, ces argilites faiblement métamorphiques appartiennent au Toarcien et à l'Aalénien (LUGEON, 1910). Tectoniquement, ces roches font partie de la nappe du Doldenhorn (SPICHER, 1980; MASSON et al., 1980).

Les petits cristaux de chloritoïde (0.1mm) sont difficilement visibles dans ces schistes gris et noirs. L'identification de ce minéral repose sur la diffraction par RX (FREY et WIELAND, 1975, fig. 1) et sur l'étude en lame mince.



Optiquement, ces cristaux trapus de chloritoïde sont incolores, chargés de matière organique, et croissent au travers de la schistosité principale. L'association minérale découverte à Tschingere est constituée de muscovite – chlorite – chloritoïde ( $X_{Mg} = 0.09-0.16$ ) – quartz – matière organique  $\pm$  calcite. Dans d'autres affleurements voisins peuvent apparaître également la dolomite comme second carbonate et un interstratifié paragonite/muscovite. L'apparition du chloritoïde est vraisemblablement contrôlée par la réaction minérale: pyrophyllite + chlorite = chloritoïde + quartz +  $H_2O$  (FREY et WIELAND, 1975).

Les roches contenant du chloritoïde sont généralement attribuées au faciès schistes verts, comme c'est le cas ici.

De fait, les valeurs de cristallinité de l'illite obtenues placent les roches de ce secteur dans l'épizone (FREY et WIELAND, 1975; BURKHARD, 1988, fig. 12). Le géothermomètre calcite - dolomite appliqué à cinq échantillons de la basse vallée de la Dala a fourni des températures de  $335-355^\circ C \pm 30-40^\circ C$  (MORARIU, 1985; BURKHARD et KERRICH, 1988). Les conditions de pression sont mal définies, toutefois l'utilisation du géobaromètre basé sur le  $b_0$  de la muscovite indique un faciès de moyenne pression.

**3<sup>me</sup> arrêt: Tschingere: vue sur le chevauchement  
Plammis/Doldenhorn  
(614.675/131.300)**

On a une vue panoramique si l'on monte 100 m au-dessus de la route, au contour 1025 m du chemin NE Tschingere. On voit, de l'autre côté de la vallée, la dénudation tectonique progressive

de la nappe du Doldenhorn sous le chevauchement de celle de Plammis. Sous le Tschajetuhorn, la nappe du Doldenhorn possède encore du Tertiaire (transgressif sur l'Hauterivien), qui disparaît peu au S. Puis disparaissent tour à tour l'Hauterivien et le «Valanginien calcaire», enfin les marnes berriasiennes dans la paroi de Schattflüe (fig. 2). En aval, et dans la paroi qui monte sur la rive gauche vers St-Barbara et le Guggerhubel, le Malm Plammis repose directement sur le Malm Doldenhorn, mais sans se raccorder l'un à l'autre. La justification détaillée de cette interprétation est donnée par BUGNON (1986):

«Puis encore plus bas vers le S, la vire de schistes marneux berriasiens se pince progressivement. Ceci est particulièrement bien visible depuis le hameau de Tschingere, sur l'autre versant de la Dala (fig. 2). Recoupée par une faille inverse sous la station de sortie de la conduite forcée, elle forme une bande sombre au milieu des parois dominant Rumeling. Après avoir traversé le sentier de Varnerleitern où elle n'est plus que de quelques mètres d'épaisseur, elle disparaît presque complètement à la hauteur de la route Varen-Rumeling. Les calcaires massifs du Malm et l'écaïlle de Plammis sont donc ici directement en contact tectonique avec le Malm du flanc normal de la nappe du Doldenhorn. La trace de ce contact, marquée par un joint «sec» bien visible, traverse la Dala et remonte en rive gauche jusque sous la chapelle de St-Barbara. Plus haut, en direction de Höhwald, les parois sont boisées et le contact Malm sur Malm des deux unités n'est plus visible.

Au-dessous de Plammis, à l'W de Parschong et en bordure E de Varnerwald, l'écaïlle du Jä-

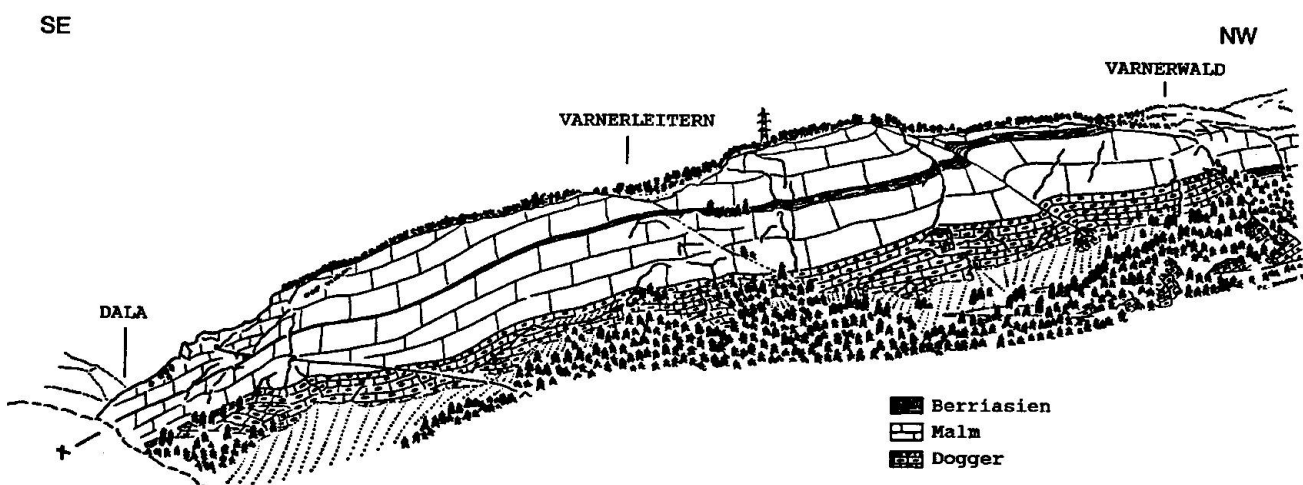


Fig. 2 Paroi de Schattflüe, vue depuis Tschingere: disparition du Crétacé de la nappe du Doldenhorn sous le chevauchement de la nappe de Plammis (BUGNON, 1986).

gerchrüz chevauche le Malm de l'écaïlle de Plammis par l'intermédiaire de quelques décimètres de calcaires siliceux hauteriviens très tectonisés, surmonté par les calcaires à entroques du «Valanginien calcaire» qui affleurent en dip slope dans presque tout Varnerwald. Manifestement cet Hauterivien est la suite de celui du flanc renversé Jägerchrüz que j'ai mis en évidence aux environs de Planigrächti.

Dans les bas de Varnerwald et du Gulantschi-grabu, l'Hauterivien Jägerchrüz disparaît, et c'est alors le «Valanginien calcaire» de cette même unité qui chevauche directement l'écaïlle de Plammis, par l'intermédiaire d'un placage de schistes marneux berriasiens. J'interprète ce «Valanginien calcaire» comme renversé et les schistes berriasiens sous-jacents comme normaux et appartenant à l'écaïlle de Plammis. En effet, cette interprétation, bien que peu intuitive, est la seule qui permette une corrélation simple avec la situation:

- 1) dans les gorges de la Raspille
- 2) à Varneralp et dans les hauts de Varnerwald où un mince Hauterivien (nécessairement renversé) s'intercale entre le Malm Plammis et le «Valanginien calcaire» Jägerchrüz
- 3) dans la région de Guttet où une série inverse Crétacé-Tertiaire chevauche le Malm Plammis recouvert d'une mince pellicule de Berriasien.

On a donc dans la région de Varen et le long de la route Varen-Rumeling l'illusion d'une série normale continue, allant du Dogger de Rumeling au Crétacé de Varen, alors qu'en réalité les corrélations cartographiques démontrent une superposition de 3 unités tectoniques.

Entre Varen et le sentier de Varnerleitern, les deux écaïlles et la série du Doldenhorn sont replissées par des plis ouverts décamétriques, à plans axiaux subverticaux ou légèrement déversés vers le SE, associés à deux grandes failles conjuguées, l'axe des plis plongeant d'une quinzaine de degrés vers le SW. Ces plis se marquent dans la topographie par toute une série de barres rocheuses de direction SW-NE ressortant dans les bas de Varnerwald.

En résumé, les unités individualisées dans les gorges de la Raspille et à Varneralp peuvent se suivre en continuité jusqu'au fond des gorges de la Dala. La disparition pour des raisons tectoniques du Crétacé Doldenhorn et de l'Hauterivien inverse Jägerchrüz complique l'interprétation lorsque l'on aborde le problème depuis la vallée du Rhône, par exemple le long des coupes visibles en bordure des routes principales. Mais comme on l'a vu, l'étude détaillée de la zone intermédiaire de Plammis et Varnerwald permet de relier de proche en proche les structures du

front des écaïlles (Varneralp-haut de la Raspille) à la partie plus interne des gorges de la Dala. On retrouve donc bien ici le schéma défini précédemment, à savoir le flanc normal de la nappe du Doldenhorn chevauché par les deux écaïlles de Plammis et Jägerchrüz, l'écaïlle du Jägerchrüz reposant sur celle de Plammis par l'intermédiaire d'un flanc inverse très étiré.»

#### **4<sup>me</sup> arrêt: Grès de Taveyanne entre Loèche et Guttet (616.150/130.000)**

De bons affleurements de grès de Taveyanne peuvent être observés le long de la route Loèche - Guttet. Ils sont probablement en place, bien qu'entourés par un écroulement. LUGEON (1910 et 1914, p. 63) avait cartographié et décrit ce grès de Taveyanne sous le nom de «tuf augitique» et lui avait attribué un âge jurassique supérieur, en raison de sa position entre le Malm et le Crétacé inférieur de Grechmatte-Erschmatt. WINTERHALTER (1933) a montré que cette roche possède les caractéristiques d'un grès de Taveyanne, diagnostic confirmé par VUAGNAT (1952, p. 56).

Sur le plan tectonique, BAER (1959, p. 77) a été le premier à suggérer que le grès de Taveyanne se rattache à une série renversée en contact tectonique avec le Malm. Cette supposition est aujourd'hui confirmée: le Malm, en position normale, appartient à la nappe de Plammis, et le grès de Taveyanne au flanc renversé de la nappe du Jägerchrüz (BUGNON, 1981 et 1986; BUSSY et EPARD, 1984). Ils sont donc séparés par un contact chevauchant. A la base du grès de Taveyanne la surface de chevauchement est replissée isoclinalement et de fines langues de Malm parfois boudinées pénètrent dans le grès. On voit même des doubles plis, qui représentent probablement des étapes superposées de la déformation cisailante progressive à la base de la nappe du Jägerchrüz.

Le grès montre deux linéations d'extension, une ancienne transversale et une plus jeune longitudinale, qui sont typiques des deux phases de déformation D1 et D2 reconnues par BUGNON (1986) dans toute cette région.

Les grès de Taveyanne ont une couleur gris-vert et passent de grauwackes massifs à des grauwackes plus schisteuses, contenant parfois quelques intercalations (mm à cm) de schistes gris-brun. Des veinules blanches de calcite, quartz et albite y sont fréquentes.

En lame mince, certains échantillons révèlent de nombreuses augites et hornblendes brun-vertâtre détritiques, mais ces minéraux font défaut

dans d'autres roches et/ou sont pseudomorphosés par l'actinote et le sphène. L'assemblage complet résultant du métamorphisme régional alpin est le suivant: pumpellyite - actinote - épidote - chlorite - phengite - albite - quartz - calcite - sphène - pyrrhotine - pyrite (cf. COOMBS et al., 1976). Ces auteurs fournissent également des données chimiques détaillées sur ces minéraux.

La paragenèse mentionnée ci-dessus est caractéristique du faciès pumpellyite - actinote, représentant, dans un modèle sans Fe, un domaine de P-T de l'ordre de 2-8 kbar et 260-370°C (LIOU et al., 1987, fig. 3.6). Cependant, les températures peuvent être considérablement abaissées par la présence de Fe<sup>3+</sup> (LIOU, op. cit). La présence de l'épidote et du sphène suggère que la composition du fluide était vraisemblablement très riche en H<sub>2</sub>O (X<sub>CO<sub>2</sub></sub> < 0.02).

L'affleurement se situe à l'intérieur de la zone à chloritoïde telle que définie pour les métapélites par FREY et WIELAND (1975), et appartient à l'épizone sur la base de mesures de la cristallinité de l'illite (KÜBLER et al., 1974, p. 466; KISCH, 1980, p. 764; BURKHARD, 1988, fig. 12).

**5<sup>ème</sup> arrêt: Route Feschel - Erschmatt: stratigraphie du Trias-Jurassique de la partie interne de l'unité du Doldenhorn (617.950/131.000 à 130.500)**

Sur la rive E du Feschilju, la route de Feschel à Erschmatt montre une coupe stratigraphique, du socle gneissique au Malm de la partie interne de l'unité du Doldenhorn (ici en position autochtone à parautochtone). La stratigraphie et les corrélations sont synthétisées sur les fig. 2, 6 et 9 de BUGNON (1986). On notera en particulier:

- la présence locale de gypse dans le Trias.
- la très forte réduction du Lias et du Dogger.

Due à des causes essentiellement stratigraphiques, cette réduction montre qu'en direction du S, vers le bord interne de la nappe, on arrive à un seuil paléogéographique, temporairement et partiellement émergé. Ce seuil, dépendance de la «presqu'île du Bietschhorn» de TRÜMPY (1971), sépare le grand bassin nord-helvétique, patrie de la nappe du Doldenhorn, du petit bassin de Skt. German (DOLIVO, 1982), patrie des nappes Plammis - Gellihorn. Le bord interne de l'unité du Doldenhorn est clairement déterminé par la paléogéographie (donc par la paléotectonique).

- sur le Malm Doldenhorn chevauche le Dogger de la nappe de Plammis. Celle-ci, qui n'était constituée que de Malm dans la gorge de la Dala, s'est donc complétée à sa base par du Dogger.

- ce chevauchement est replissé par un pli hectométrique de 2<sup>ème</sup> phase, qui fait réapparaître

une barre de Malm Doldenhorn au sein du Dogger Plammis.

**6<sup>ème</sup> arrêt: Route Loèche - Bratsch 500 m à l'WSW de Bratsch: chevauchement du flanc renversé Jägerchrüz/Plammis (620.250/129.800)**

Située au bord SE de la synforme de Fesalalp, cette localité est particulièrement intéressante pour tester et contrôler les modèles de la tectonique de l'Helvétique.

- Ce secteur est formé principalement de Dogger, bien visible sur 800 m le long de la route à l'W de Bratsch (LUGEON, 1910). Ce Dogger consiste essentiellement en calcaires gréseux alternant, à leur base, avec quelques bancs de grès plus ou moins calcaires. Il repose sur un Lias et Trias très amincis, qui sont manifestement la couverture autochtone du socle gneissique (= bord interne de l'unité du Doldenhorn). A l'W, ce Dogger est surmonté par du Malm, qui lui-même passe en continuité à du Crétacé. On a donc, en toute apparence, une série autochtone continue Trias-Crétacé (LUGEON, 1914; BAER, 1959).

- Or ce Malm et ce Crétacé se rattachent, en passant par Loèche et Varen, à la nappe du Jägerchrüz. Cette connexion ne dérangeait pas LUGEON (1914), qui interprétait la synforme de Fesalalp comme un synclinal de raccord entre les nappes du Doldenhorn et du Gellihorn.

- Mais nous savons aujourd'hui que ce pli appartient à une deuxième phase de déformation, qui replisse un empilement de nappes déjà constitué. Il y a une contradiction grave entre notre interprétation tectonique, telle qu'elle ressort de la cartographie et de l'analyse structurale de toute la région, et l'autochtonie apparente de la série Dogger - Malm - Crétacé au SW de Bratsch.

C'est pourquoi nous avons été conduits à supposer, en accord avec le mécanisme de mise en place des nappes par cisaillement interne hétérogène avec segmentation transversale («dislocation») exposé par BUGNON et MASSON (en préparation), que l'on a, à l'W de Bratsch, *non pas un mais deux* (peut-être même trois) *Dogger superposés tectoniquement*: Dogger Jägerchrüz/Dogger Plammis/Lias ± Dogger autochtone.

L'autochtone serait ici décapé tectoniquement non seulement de son Crétacé (cf. 3<sup>ème</sup> arrêt), mais aussi de son Malm (ce qu'on observe déjà dès Bräntschu) et d'au moins une partie de son Dogger décollé sur l'Aalénien. Cette interprétation peut paraître étrange et très artificielle, mais c'est *la seule manière* de lever la contradic-

tion en restant dans le cadre de nos conceptions tectoniques. Malheureusement, la monotonie de ces roches du Dogger et leur pauvreté en fossiles empêchaient de vérifier cette hypothèse par des méthodes stratigraphiques. Par prudence, BUGNON (1981) a donc noté les chevauchements supposés au sein du Dogger par des «?». Notre seul espoir, très aléatoire, était que la poursuite des recherches mènerait un jour à découvrir un lambeau de Malm Plammis ou de flanc renversé Jägerchrüz marquant la trace de l'hypothétique chevauchement.

- En 1983, P.-C. Bugon et H. Masson, qui revenaient sur ces lieux pour la première fois depuis plusieurs années, découvrent que la route a été élargie, créant de nouveaux affleurements. Ceux-ci montrent, dans les deux branches du virage, environ 150 m à l'W du pt. 1108 m, une lame de Malm au milieu du Dogger, exactement à l'endroit du chevauchement présumé: à l'évidence, il s'agit du Malm Plammis. Cette trouvaille a permis de réinterpréter une grosse barre de grès grossier gris-blanchâtre, formant une falaise qui affleurerait déjà avant l'élargissement de la route (200 m à l'W du virage 1108 m), et les quelques mètres de calcaires plus ou moins quartzeux situés juste sous elle, comme du Tertiaire (flanc renversé de la nappe du Jägerchrüz). Ces grès sont identiques à ceux du tertiaire dans d'autres coupes de la nappe du Jägerchrüz, par exemple dans la région Merdechon - Varneralp - Jägerchrüz, ou plus près d'ici à Grechmatte (BUGNON, 1986, fig. 15 et 16); mais ils ressemblent aussi à certains bancs de la base du Dogger avec lesquels ils avaient été confondus.

- Plus récemment, une réinvestigation détaillée a confirmé la grande analogie lithostratigraphique de cette série (renversée) avec le Tertiaire de la nappe du Jägerchrüz. Nous avons même trouvé des fossiles qui, bien que non déterminables spécifiquement, appuyent cette interprétation stratigraphique. De haut en bas (soit d'W en E), on observe:

- 10 m de grès calcaire gris-blanchâtre, en bancs décimétriques alternant avec des lits centimétriques brunâtres un peu plus calcaires, plus fréquents vers la base de la paroi. Le contact avec le Dogger sus-jacent est caché; mais à cet endroit, au bord W de la barre gréseuse, une éraillure temporaire du talus a permis à BUGNON de découvrir un mince niveau de marno-calcaires gris et rouges contenant des débris de gastéropodes, des miliolidés et des coraux identiques à ceux du «Niveau à polypiers» (LUGEON, 1914 et 1916) qui forme la base du Tertiaire à Varneralp, sous le grès massif.

- 0,4 à 1,0 m de calcaire finement gréseux à algues, débris de gastéropodes et vestiges de foraminifères spiralés (équivalent déformé du calcaire à lithothamnies de Merdechon - Varneralp).

- 0 à 1,5 m de grès en lits centimétriques plus ou moins calcaires.

- 4 m de calcaires purs ou finement quartzeux, parfois micacés, très déformés, contenant des passées centi- à décimétriques de grès schisteux plus ou moins calcaire à pellicules de pélites grises ou gris-verdâtre (répétitions peut-être d'origine tectonique).

- Après une interruption de 10 m par le Quaternaire, on arrive à l'affleurement de Malm. Du côté W, le calcaire typique du Malm alterne, en bandes de 1 à 2 m d'épaisseur, avec plusieurs bandes de 0,2 à 1,0 m de schistes noirs à localement gris-verdâtre, microquartzitiques à argileux (muscovite-chlorite); par leur aspect, ces schistes pourraient être de l'Aalénien, mais plus probablement s'agit-il des pélites noires qui marquent souvent, dans le Tertiaire, le passage au faciès Flysch (de semblables schistes noirs s'observent par exemple dans le flanc renversé Jägerchrüz près de Grechmatte entre le calcaire gréseux nummulitique et les grès de Taveyanne; ces derniers n'ont pas été identifiés ici, sans doute ont-ils été éliminés par la déformation). Ces répétitions sont certainement d'origine tectonique (plis isoclinaux).

- L'interprétation est maintenant claire: cette série tertiaire est le flanc renversé de la nappe du Jägerchrüz, et le Malm appartient à la nappe de Plammis comme le Dogger situé sous lui jusqu'à Bratsch. Le chevauchement du tertiaire Jägerchrüz / Malm Plammis est fortement replissé par des plis isoclinaux d'amplitude probablement décamétrique, tout comme à Buble (cf. 4<sup>ème</sup> arrêt, à la seule différence qu'ici le terme lithostratigraphique tertiaire en contact tectonique avec le Malm n'est plus le grès de Taveyanne mais les schistes noirs). *Ainsi sont démontrés à la fois la duplication tectonique du Dogger, l'allochtonie de ces séries* (bel exemple des pièges tendus par la «dislocation», cf. BUGNON et MASSON, en préparation) *et la validité de notre modèle tectonique.*

On comparera notre fig. 1 à la carte de BUGNON (1981).

**7<sup>ème</sup> arrêt: Hohe Brücke: déformations surimposées dans la nappe du Jägerchrüz (618.220/128.120)**

Près de Hohe Brücke, deux bandes de schistes marneux oxfordiens, pincés dans le Malm de



la nappe du Jägerchrüz, matérialisent les surfaces axiales d'anticlinaux d'amplitude kilométrique (MASSON et al., 1980, p. 134). Ce sont des plis de première phase, typiques du style tectonique de la partie interne de l'Helvétique. L'épaisseur apparemment considérable du Malm. résulte donc du fait qu'il est replissé isoclinalelement au moins cinq fois sur lui-même. La trace axiale du synclinal intermédiaire se matérialise à son tour 1 km à l'W, par une bande de schistes marneux berriasiens.

Il est important de comprendre que de telles structures sont fondamentalement des plis et non des chevauchements (même si dans certains cas l'intensité de la déformation arrive à réduire l'épaisseur des couches de tel ou tel flanc à pratiquement zéro). La symétrie lithostratigraphique des deux flancs de la structure reste souvent reconnaissable malgré le très fort étirement. BURKHARD (1988) estime qu'il est «difficile d'établir une suite de phases de signification régionale à l'aide de schistosités dans une pareille structure». C'est sans aucun doute souvent difficile, mais l'expérience montre que c'est possible; c'est même impératif, car c'est l'une des clés de l'analyse structurale dans ces parties très déformées des nappes. La cohérence régionale des résultats de BUGNON (1986 pl. XII) ou de nos analyses analogues dans d'autres parties de l'Helvétique démontre la validité et la nécessité de ce type de travail structural.

Ici on reconnaît deux schistosités principales et leurs linéations (MASSON et al., 1980, p. 135). La première est la classique linéation d'extension transversale liée à la mise en place des nappes et à l'amincissement des couches par aplatissement. La seconde a simultanément valeur de linéation d'extension longitudinale et d'intersection-crénulation liée à la 2<sup>ème</sup> phase de plissement. Une comparaison plus fine, en cours, permettra de préciser les étapes successives de ces deux phases principales de déformation.

Le dernier trajet conduit nuitamment les participants à l'Hôtel Schwarzhorn de Gruben, par la route étroite et tortueuse du Val de Tourtemagne. La soirée est encore consacrée à l'Helvétique puisque les vins de Salquenen sont à l'honneur pendant le repas.

**10 octobre: Le socle polycyclique  
et la couverture sédimentaire de la nappe de  
Siviez-Mischabel dans le Val de Tourtemagne. /  
Les gneiss œillés de Randa et d'Ahorn dans le  
Mattertal et le Saastal**

Guides: M. Sartori, Ph. Thélin et A. Steck

Cette journée ayant été perturbée par le vilain temps, le lecteur trouvera ci-dessous les

descriptions du programme initialement prévu (A) et du programme effectué en remplacement (B).

**A) LE FLANC NORMAL DE LA NAPPE DE  
SIVIEZ-MISCHABEL DANS LE VAL DE  
TOURTEMAGNE**

Depuis la synthèse marquante de BEARTH (1961) sur la nappe du Grand Saint-Bernard, de nombreux travaux cartographiques de l'école lausannoise ont conduit à un nouveau découpage de cette nappe complexe (ESCHER, 1988; ESCHER et al., 1988). On distingue de la plus externe à la plus interne:

- la zone Houillère
- la nappe des Pontis
- la nappe de Siviez-Mischabel
- la nappe du Mont Fort

La nappe de Siviez-Mischabel forme un vaste pli couché dont le cœur est composé de gneiss anciens polymétamorphiques et d'un métagranitoïde permien (THÉLIN, 1987), les enveloppes sédimentaires par des séries carbonifères, permiennes et méso-cénozoïques (SARTORI, 1988) (fig. 3).

Le Val de Tourtemagne entaille le flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel sur une longueur de plus de 10 km. Les très bons affleurements existants entre les langues glacières qui marquent son extrémité S permettent d'étudier trois entités cartographiques superposées de bas en haut:

- 1) L'ensemble paragneissique de l'Ergischhorn (Paléozoïque inférieur?)
- 2) L'ensemble stratiforme de Barneuza (Paléozoïque inférieur?)
- 3) L'unité du Barrhorn (Trias à Eocène)

Les deux premiers appartiennent au socle polycyclique de la nappe, la dernière en constitue la couverture sédimentaire de type briançonnais.

Les questions essentielles qui se posent ici, et auxquelles les affleurements visités offrent des éléments de réponses, sont:

a) Quelle est la nature des relations socle-couverture; celle-ci est-elle décollée, voire complètement allochtone?

b) A quel événement métamorphique les reliques éclogitiques que recèle le socle cristallin de cette nappe doivent-elles être attribuées?

c) Ce socle forme-t-il une entité ou est-il lui-même composé de plusieurs éléments tectoniques alpins distincts?

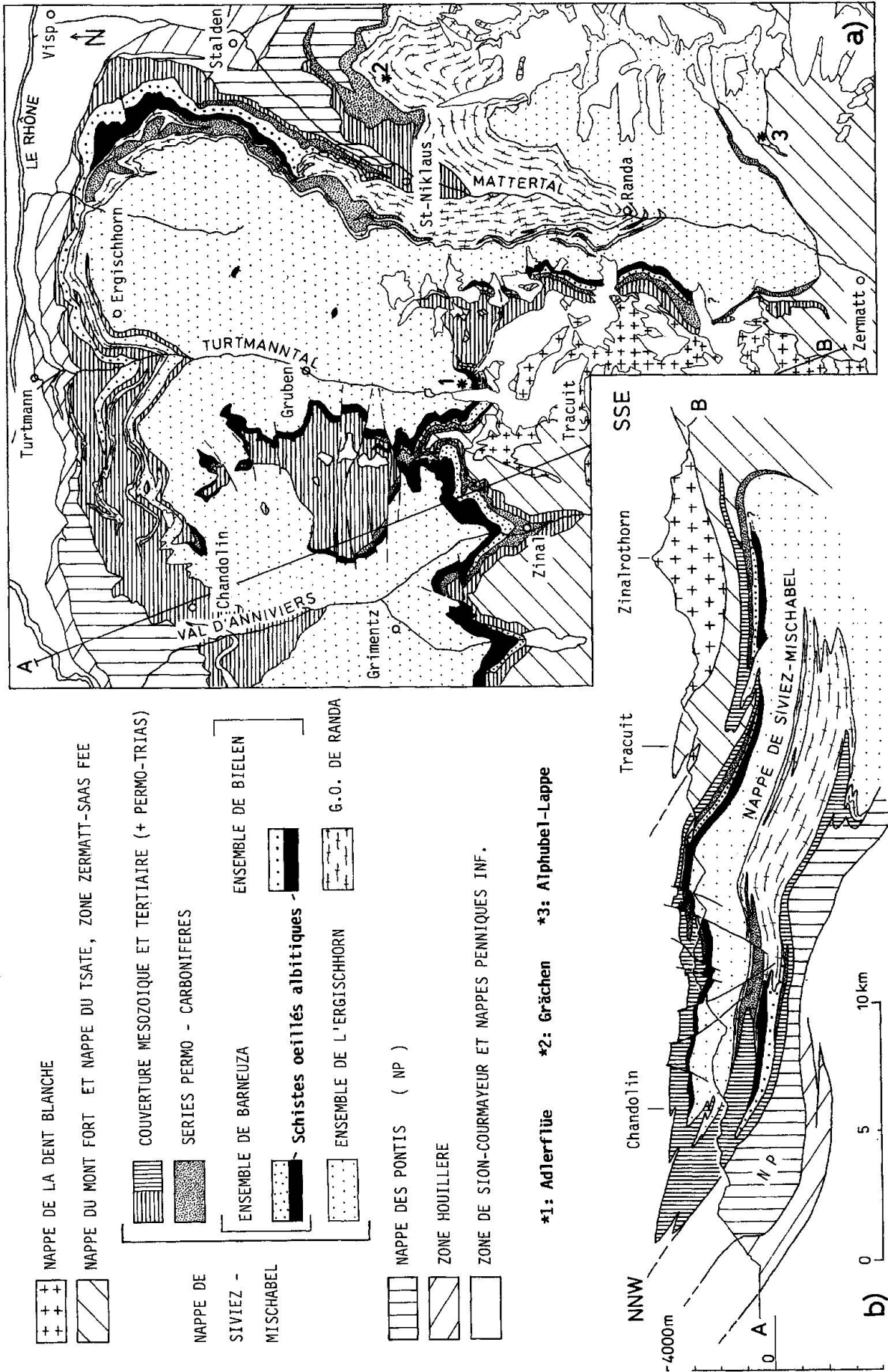


Fig. 3 Carte tectonique (a) et coupe subméridienne (b) de la partie orientale de la nappe du Grand St-Bernard, (modifié d'après ESCHER, 1988). Tiré de SARTORI et THÉLIN, 1987.



### ITINÉRAIRE DE L'EXCURSION INITIALE- MENT PRÉVUE

Commencée la veille dans un climat d'arrière-été, l'excursion est soudain gratifiée d'un temps hivernal. Une violente tempête de neige interdit tout espoir de suivre le programme prévu entre les glaciers de Tourtemagne. C'est donc dans le salon de l'hôtel que les guides tentent de suggérer par le verbe ce qui aurait dû animer la journée.

L'excursion prévue aurait gagné l'extrémité de la vallée par un chemin carrossable menant au petit barrage de Tourtemagne.

#### **1<sup>er</sup> arrêt: Métagabbro à hornblende situé près du lac de barrage (619.470/113.290/2220 m)**

Une lentille de métagabbro d'une cinquantaine de mètres d'extension affleure dans les roches moutonnées qui dominent le contrefort occidental du petit barrage-voûte. Elle est encaissée dans les paragneiss de l'ensemble de l'Ergischhorn avec lesquels elle est en contact franc mais tectonisé. Trois épisodes de déformation tertiaires distincts ont déformé ce contact et ont imprimé aux roches une schistosité principale (S1) marquée par des minéraux de faciès schistes verts ainsi que deux clivages de crénulations (S2-S3) (fig. 4a). Ces déformations sont plus discrètes au cœur de la lentille de métagabbro où la nature ignée de la roche demeure manifeste. Elle présente une belle texture ophitique (fig. 4b) bien qu'aucun des minéraux magmatiques ne soit préservé. La paragenèse est entièrement métamorphique (SARTORI, 1988): la saussurite (albite + épidote) s'est formée aux dépens du plagioclase et une amphibole de type hornblende tschermakitique (amphibole II) aux dépens des minéraux ferro-magnésiens magmatiques. Cette hornblende a elle-même été déstabilisée au profit d'une amphibole III à tendance actinolitique (magnésio-hornblende à hornblende actinolitique). Les prismes trapus ( $1/2$  à 1 cm) de hornblende ont gardé, à travers un tissu dense d'inclusions cryptocristallines, l'empreinte des pyroxènes magmatiques qui formaient, avec le plagioclase et peut-être avec une amphibole magmatique (I), l'essentiel de la paragenèse ignée (fig. 4c, d). Le rutile, le quartz, la biotite verte, la chlorite et des minéraux opaques complètent la paragenèse métamorphique qui est d'âge tertiaire.

Des filons (?) d'épaisseur métrique de hornblendite et d'albite à épidote-chlorite peuvent être observés au contact ou à proximité du corps

mafique. Les traces d'une auréole de contact thermo-métamorphique n'ont pas pu être mises en évidence dans l'encaissant.

L'analyse chimique effectuée sur le métagabbro et le calcul de la norme (CIPW) lui assignent une composition virtuelle de monzogabbro à plagioclase 60% An.

Un autre de ces corps gabbroïques de taille hectométrique, inscrit dans les mêmes paragneiss, affleure dans les pentes ouest du Brändjispitz. Il semble montrer une texture de cumulat. De petites lentilles de métagabbro à hornblende ont également été observées au sein du complexe rubané (ensemble de Barneuzza) ainsi qu'au contact entre ce dernier et la Formation du Distulberg (d'âge présumé carbonifère). La forme et la dimension de ces corps les font assimiler à des sills. Leur âge est au plus vieux Carbonifère, mais plus probablement Permien comme le granitoïde de Randa intrusif dans le même ensemble.

*Ces intrusions gabbroïques percent donc tous les terrains anté-permien du flanc normal de la nappe.* Elles scellent les différentes unités de socle qui le composent, ce qui démontre qu'on est ici en présence d'un socle paléozoïque cohérent, exempt de chevauchements alpins majeurs (cf. question c).

L'absence de toute trace de paragenèses métamorphiques de haute pression dans ce gabbro doit être tenue en mémoire et constitue un argument de poids en faveur de l'attribution des écolites de l'Adlerflüe (2<sup>ème</sup> arrêt) à un événement antépermien (cf. question b).

L'itinéraire contourne le lac, emprunte l'ancienne moraine du Turtmannletscher E, franchit le Bruneggbach et escalade les affleurements de gneiss (ensemble de l'Ergischhorn) qui forment la base de l'Adlerflüe.

#### **2<sup>ème</sup> arrêt: Les amphibolites rubanées, les écolites et les rétro-écolites de l'Adlerflüe (620.105/111.315/2475 m)**

Le niveau basal de l'ensemble de Barneuzza est constitué par un «plancher» d'amphibolites rubanées, d'environ vingt mètres de puissance en moyenne, que l'on peut suivre en continuité cartographique jusque dans le Val de Moiry. Il présente une succession de rubans décimétriques à métriques d'amphibolites, d'écolites et de rétro-écolites, de gneiss leucocrates et de micaschistes à grenat. BEARTH (1978, 1980) y avait déjà signalé la présence d'«Eklogitamphibolit».

Une étude pétrographique détaillée (SARTORI, 1988; LENGELER, 1988; SCHAEERER, 1989; THÉLIN et al., sous presse) a été entreprise pour

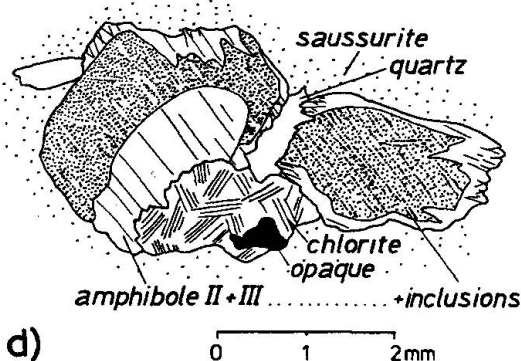
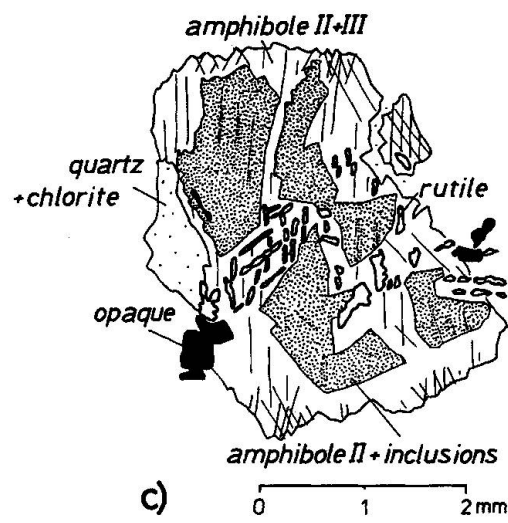
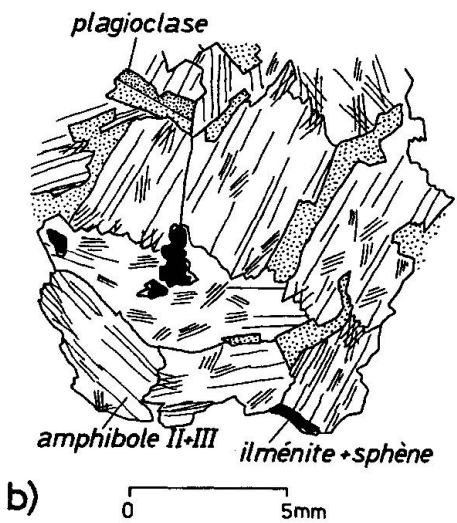
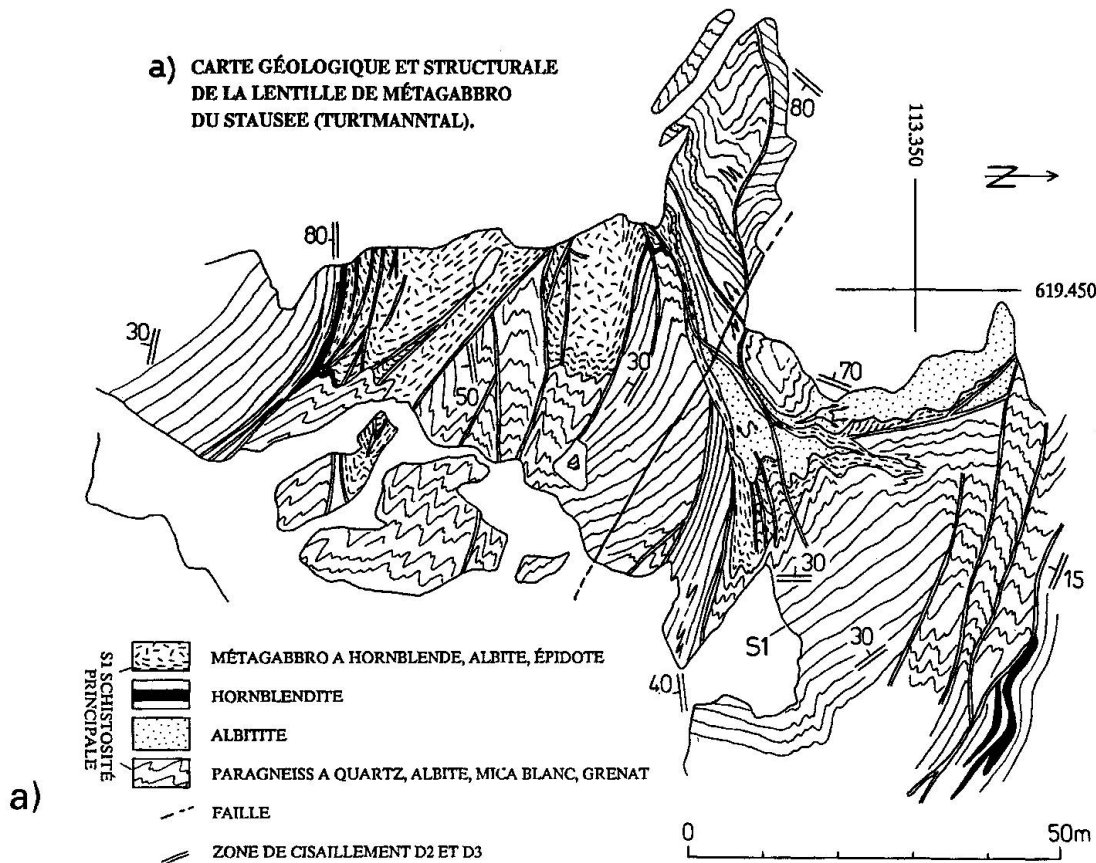


Fig. 4 a) Carte géologique et structurale de la lentille de métagabbro du Stausee (Val de Tourtemagne). b-d) Texture et minéralogie du métagabbro à hornblende: b) Texture ophitique héritée; c) et d) Pseudomorphoses du pyroxène magmatique (marqué par un tissu fin d'inclusions) par les amphiboles métamorphiques.

comprendre la présence de cette paragenèse de haute pression dans le socle pennique moyen. Des polymorphes de micas blancs à structure 3T ont de plus été décrits par FREY et al. (1983) dans les socles de la nappe du Grand St-Bernard, notamment dans des parties correspondant à la nappe de Siviez-Mischabel. Ces auteurs y ont suggéré l'existence d'un métamorphisme de haute pression dont l'âge présumé, par analogie avec la zone de Sesia, serait éo-alpin. Les affleurements du Val de Tourtemagne et du Mattertal sont à cet égard très critiques, puisque les éclogites qu'on y observe témoignent bien d'un événement HP, mais que le socle qui les contient porte, quelques centaines de mètres plus haut, une couverture sédimentaire d'âge triasique à éocène non éclogitisée dont l'adhérence au socle sera discutée plus loin.

Les éclogites, très fraîches par endroit, passent de façon diffuse à des amphibolites et à des rétro-éclogites. Les données géochimiques montrent que toutes ces roches dérivent de basaltes tholéïtiques. La paragenèse éclogitique comprend: grenat almandin riche en molécule pyrope, omphacite, rutile et phengite. Le chimisme du grenat et de l'omphacite place ces roches au sein des éclogites B au sens de Coleman et marque des conditions P/T° indicatives de l'ordre de 650° C et 15 à 20 kb. Une *paragenèse de faciès amphibolite à pargasite - oligoclase* fait suite à la paragenèse éclogitique et précède une rétro-morphose en faciès schistes verts (rétro-éclogites).

La somme des arguments suivants (THÉLIN et al., sous presse):

- éclogites de type B;
  - paragenèse de faciès amphibolite subséquente à la paragenèse éclogitique;
  - gabbros voisins d'âge supposé permien non éclogitisés;
  - sédiments d'âge éocène attachés au socle;
- permet d'attribuer ces éclogites à un métamorphisme d'âge paléozoïque, correspondant à un événement HP (500-460 MA) bien documenté dans les socles alpins et extra-alpins. La signification de certains des polymorphes 3T découverts dans les socles penniques moyens pourrait être réinterprétée à la lumière de ces résultats (cf. question b).

**3<sup>ème</sup> arrêt: Schistes oeillés à porphyroblastes d'albite (SOPA)  
(620.150/111.260/2490 m)**

Cet horizon, qui fait directement suite aux amphibolites rubanées, forme le repère le plus constant et le plus caractéristique de l'ensemble

de Barneuzza (SARTORI et THÉLIN, 1987). Il dessine l'enveloppe du pli-nappe de Siviez-Mischabel (fig. 3) et apparaît donc également dans le flanc renversé de celui-ci au sein de l'ensemble de Biellen. Il s'agit d'un niveau lithostratigraphique dont la composition virtuelle est celle de semi-pélites. Son épaisseur peut atteindre 250 m. La roche est formée d'une matrice quartzo-micacée schisteuse moulant des entités œillées de forme ovoïde et de taille centimétrique (max. 2 cm). La texture et la minéralogie sont extrêmement homogènes tant verticalement que latéralement. On y observe le développement de méga-porphyroblastes d'albite moulés dans une matrice granolépido-blastique conférant à la roche une schistosité nette (*schistosité externe*). Les blastes d'albite emprisonnent une *schistosité interne* généralement discordante par rapport à la schistosité externe. Ces deux structures planaires sont définies par la paragenèse: grenat almandin, biotite brun-vert, phengite, quartz, allanite, ilménite, rutile. Cet assemblage minéral est parfois partiellement rétro-morphosé en relation avec l'intensité locale des déformations tardives (grenat et biotite chloritisés, albite séricitisée).

Des niveaux boudinés de roches vertes sont intercalés dans les SOPA en concordance avec la schistosité principale. Ils sont de plusieurs types (amphibolites à grenat, rétro-éclogites...), mais ce sont des amphibolites à paragenèse de faciès schistes verts (hornblende tschermakitique, grenat et porphyroblastes d'albite) qui dominent ici en fréquence.

Les données cartographiques et analytiques récoltées sur ces SOPA mettent en évidence:

- Que les paragenèses albitiques qui s'y sont développées sont à attribuer au métamorphisme régional tertiaire à faciès schistes verts.
- Que ces paragenèses ont entièrement effacé les traces des assemblages anté-alpins que contenait cette roche de statut métamorphique polycyclique.
- Que les porphyroblastes d'albite découlent d'un phénomène de croissance syncinématique in situ sans apport de Na mais avec apport d'H<sub>2</sub>O. Des schistes congénères non œillés ont échappé à ce phénomène lorsqu'ils étaient protégés par un niveau éclogitique.

- Que ces porphyroblastes fossilisent une schistosité développée dans les conditions de métamorphisme prograde, révélant le caractère progressif de la déformation D1.

- Enfin qu'il existe au sommet du socle polycyclique de la nappe de Siviez-Mischabel un ensemble qui présente la particularité de contenir des horizons lithologiquement contrastés, de grande étendue, séparés par des contacts plats

alors même qu'ils portent les traces de métamorphismes paléozoïques (hercynien et plus ancien?) très intenses. On peut soupçonner en conséquence l'existence ici de véritables «nappes varisques» (THÉLIN, ce volume, SARTORI, 1988).

**4<sup>ème</sup> arrêt. Contact socle-couverture, l'unité du Barrhorn (620.275/111.080/2580 m)**

Les affleurements polis de l'Adlerflüe permettent d'observer dans de bonnes conditions le contact entre le socle anté-triasique et la couverture mésozoïque et cénozoïque briançonnaise (ELLENBERGER, 1953) de la nappe de Siviez-Mischabel. Les relations entre socle et couverture présentent ici leur complexité maximale (SARTORI, 1988).

La raison en est tout d'abord *stratigraphique*. Deux unités briançonnaises (Toûno, Barrhorn), ayant subi des érosions jurassique et crétacée plus ou moins profondes, se relayent en position de couverture de la nappe, respectivement au NW et au SE. L'unité du Barrhorn, qui repose de façon normale et sans horizon de décollement sur le socle paléozoïque dans le Mattertal, montre ici un contact anormal. Ce contact, replissé par toutes les phases de déformations alpines, correspond à une paléofaille normale affectant socle et couverture, et dont l'effet est marqué dans le contenu stratigraphique des unités du Barrhorn et du Toûno (MARTHALER, 1984; SARTORI, 1987a, 1988). Ces unités sont adhérentes au socle de la nappe de Siviez-Mischabel (cf. question a), les couvertures et leur substratum étant en quelque sorte scellés par ce paléo-accident.

La raison est ensuite *tectonique*. Trois phases majeures de déformation ductile tertiaire ont affecté intensément ces unités et leurs contacts, créant des interférences de plis complexes. La géométrie initiale de la série dolomitique triasique, nettement plus compétente que son encaissant et limitée géométriquement par la paléofaille mentionnée plus haut, a très fortement influencé la structuration de cette zone.

A grande comme à petite échelle, l'Adlerflüe montre une interférence de plis isoclinaux très serrés de première phase (syn-mise en place des nappes) et de troisième phase (plis rétro-déversés) impliquant l'ensemble de Barneuzza (SOPA, complexe rubané), ainsi que le Trias moyen et supérieur (marbres et dolomies), le Dogger (marbres noirs fétides), le Malm (marbres gris-blanc fétides) et le Crétacé supérieur à Tertiaire (Couches Rouges métamorphiques et Flysch noir) de l'unité du Barrhorn. Le contact anormal

qui sépare socle et couverture est replissé isoclinalement 13 fois sur une dénivellation de moins de 200 m.

Les affleurements polis en bordure du glacier (2580 m) montrent, à la base d'une falaise de Trias moyen en position normale, un repli isoclinal très étiré affectant le socle (SOPA) et la série sédimentaire renversée (Trias, Dogger, Malm) ramenée à 3 m d'épaisseur. Cette structure (P1) est elle-même replissée par de petites charnières de plis «en retour» (P3).

**B) LES GNEISS ŒILLÉS DES NAPPES DE SIVIEZ-MISCHABEL ET DES PONTIS**

Les gneiss œillés constituent un des termes lithologiques principaux des socles penniques moyens. Il en existe de plusieurs types, para- ou ortho-dérivés, ainsi que de plusieurs âges. Deux générations au moins de métagranitoïdes porphyriques peuvent y être distinguées (THÉLIN, ce volume). Les bouleversements de programme permettent d'inclure dans l'excursion un rapide tour d'horizon de ces lithologies.

**ITINÉRAIRE DE REMPLACEMENT**

Sous une pluie battante et des chutes de pierres, les participants quittent le Val de Tourtemagne et le tracé de l'excursion prévue au programme pour rejoindre Viège, puis Stalden. Les profondes entailles du Mattertal et du Saastal et les routes qui sillonnent leurs flancs donnent accès à de nombreux affleurements de gneiss œillés, appartenant au corps de Randa principalement, mais aussi à la zone de Stalden supérieure. Ce sont les gneiss œillés de cette dernière unité qui sont examinés d'abord au débouché du Saastal.

**1<sup>er</sup> arrêt: Dalle d'Ahorn (635.575/115.300/1225 m)**

Ce bel affleurement se situe vis-à-vis du hameau d'Ahorn, au-dessus d'une galerie de protection de la route Stalden-Saas Balen. Il livre un résumé pétrographique de la zone supérieure de Stalden qui, à l'instar du complexe de Bérisal, des zones de Niouc et du Ruitor, constitue le noyau polycyclique «anté-namurien» de la nappe des Pontis (BEARTH, 1961, 1980; THÉLIN et AYRTON, 1983; ESCHER, 1988). Très fraîche en raison du poli glaciaire (stries d'orientation 350°/30°), la coupe montre un complexe rubané très redressé, affecté par un pli ouvert (P3). On relève du N au S la succession lithologique suivante:



1) amphibolite à grenat de taille millimétrique; suit environ 20 m de glissement de terrain;

2) métapyroxénite à amphibole, épaisseur 5 m;

3) gneiss fin à deux micas, en contact franc avec la métapyroxénite, épaisseur env. 40 m;

4) passage progressif à un gneiss à deux micas et rubans leucocrates, épaisseur environ 70 m;

5) gneiss œillé de type Ahorn et Ochsenhorn (GOAO; THÉLIN, 1983) en contact net, concordant à la schistosité principale, avec le gneiss à deux micas, épaisseur 32 m;

6) alternance de niveaux microplissés de gneiss œillés (GOAO), de gneiss à deux micas et de roches vertes. Le GOAO est formé de bandes décimétriques œillées et de bandes (0.15-1 m) mylonitisées. Les roches vertes forment un rubanage centimétrique dans le gneiss à deux micas. Épaisseur 17 m;

7) gneiss fins à deux micas ( $\pm$  grenat) cataclasé, comportant des niveaux boudinés de roches vertes, épaisseur 6 m;

8) alternance de gneiss à deux micas ( $\pm$  grenat), d'amphibolite à plagioclase formant des boudins (longueur env. 5 m) et des rognons (5-10 cm) de métapyroxénite, épaisseur env. 2 m;

9) amphibolite à plagioclase boudinée contenue dans un gneiss fin chloriteux à deux micas, épaisseur 8 m;

10) gneiss grossier à mica blanc et grenat (0.5-1.5 cm) en contact franc et concordant avec les amphibolites, épaisseur 14 m;

11) filon de prasinite carbonatée non boudiné, faiblement discordant par rapport à la foliation de l'encaissant, épaisseur 0.4 m;

12) gneiss fin à deux micas ( $\pm$  grenat), épaisseur 0.6 m;

13) amphibolite boudinée avec rognons de métapyroxénite et zones centimétriques riches en épidote, épaisseur 0.9 m;

14) chlorito-gneiss à deux micas et grenat, riche en épidote, épaisseur 3 m;

15) gneiss à deux micas avec rubanage prasinitique carbonaté, épaisseur 2.7 m;

16) filon de prasinite carbonatée, idem 11, épaisseur 0.2 m.

Cette coupe permet d'observer plusieurs types de roches mafiques à ultramafiques (pyroxénites, tholéiites quartzifères, andésites, rhyodacites) qui, selon divers auteurs (STILLE, 1980; STILLE et TATSUMOTO, 1985; THÉLIN et AYRTON, 1983; JAQUET et MUNGER, 1984; THÉLIN et al., en prép.), dériveraient de diapirs mantelliques différenciés en une série magmatique calco-alcaline. Le contexte serait de type épirogenèse calédonienne avec formation de marges continentales

actives et d'arcs insulaires. On retrouve des matériaux identiques dans le complexe de Bérissal et dans le socle polycyclique de la nappe de Siviez-Mischabel.

Les gneiss œillés (GOAO) sont des orthogneiss calco-alcalins à porphyroclastes d'albite en échiquier et de quartz. Ils se distinguent des orthogneiss œillés de Randa par leur composition chimique et minéralogique, leur statut métamorphique polycyclique (passage en faciès amphibolite) et leur contexte (apparemment avec des roches vertes) (THÉLIN, 1987). Ces roches (GOAO), non datées, dériveraient de granitoïdes, voire de rhyolites porphyroïdes, pré-varisques.

La présence de filons prasinitiques carbonatés monocycliques (paragenèse: albite, actinote, chlorite, biotite verte, épidotes, calcite), légèrement discordants par rapport à la foliation des gneiss encaissants, est spectaculaire dans cet affleurement. Il pourrait s'agir des filons nourisseurs du volcanisme permo-carbonifère dont les manifestations sont très abondantes au sein des sédiments de cet âge, que ce soit dans la nappe de Siviez-Mischabel, dans la nappe des Pontis ou dans la zone de Stalden inférieure (= zone Houillère).

**2<sup>ème</sup> arrêt: Le gneiss œillé de Randa sous le village de Grächen (630.500/116.125/1525 m)**

Les gneiss œillés de Randa affleurent au sein du flanc inverse de la nappe de Siviez-Mischabel. Le corps principal dessine, de part et d'autre du Mattertal, une synforme asymétrique (fig. 3a). Cette masse, couvrant près de 45 km<sup>2</sup>, se prolonge vers le N par deux apophyses frontales qui se poursuivent jusque dans la région d'Oberems (Val de Tourtemagne).

Le granite de Randa, dont les gneiss œillés dérivent suite aux effets conjugués du métamorphisme alpin (phase tertiaire, faciès schistes verts élevé) et de la cataclase, est une manifestation tardive du magmatisme acide hercynien. Il s'agit d'un granitoïde hypovolcanique à muscovite du type S, alumineux et subalcalin, dont l'âge de mise en place est permo-carbonifère, le granite recoupant nettement les métagrauwackes de la série monocyclique de Moosalp (THÉLIN, 1987). Une tectonique cassante en milieu continental légèrement extensif permet d'expliquer une mise en place parfois filonienne en pseudo-laccolite et sills au sein du socle pré-Westphalien et de ses couvertures paléozoïques supérieures. Sa typologie permet de le corrélérer, entre autres, avec le

leucogranite porphyrique du massif du Mont-Blanc.

L'affleurement de Grächen, qui fait partie du corps principal, permet d'observer à la fois plusieurs structures reliques magmatiques et les effets de la «déformation-recristallisation» liés au métamorphisme.

Parmi les premières on peut citer:

- survivance nette d'une structure porphyrique, à orthoclastes idiomorphes de feldspath alcalin (microcline et albite en échiquier); ces derniers sont parfois sertis d'une couronne noire, constituée de petits grains recristallisés de quartz;

- présence de méta-aplites plissées lors d'une phase synschisteuse.

Les effets de la déformation se traduisent principalement par la récurrence à l'échelle métrique ou même décimétrique, de niveaux de gneiss mylonitique œillé à structure de fluxion, de blastomylonites micro-œillées, voire de mylonites et d'ultramyonites non œillées. De ce fait les mégaclastes compétents de feldspaths présentent de multiples habitus en sigmoïde ou lenticulaires à découpe crénelée avec un net parallélisme de leur grand axe (trace de la macle de Carlsbad) par rapport à la schistosité alpine.

**3<sup>ème</sup> arrêt: Gneiss œillé de Randa, au N du Bisbach,  
près de Randa  
(626.100/106.000/1480 m)**

Les affleurements permettent d'étudier des structures de déformation tertiaires DI et DII, présentées lors de l'excursion sur deux cartes structurales (STECK, ce volume et sous presse). Le granite à biotite de Randa a été transformé en gneiss granitique lors de la phase tertiaire de l'orogénèse alpine (BEARTH, 1964; THÉLIN, 1987). Sur les surfaces de schistosité ( $206^{\circ}/24^{\circ}$ ) exposées dans des affleurements artificiels non altérés, on distingue deux linéations d'étirements. Le plus ancien est l'étirement principal. Son orientation ( $170^{\circ}/20^{\circ}$ ) est marquée par la forme allongée des reliques minérales magmatiques, les amas de quartz, de plagioclase saussuritisé et de biotite, ainsi que par les queues de croissance dans les ombres de pression des porphyroclastes de feldspath potassique. Ce premier étirement a été créé par un processus de cisaillement simple (déformation D1), lors de la mise en place dans une direction NW du grand pli couché que forme la nappe de Siviez-Mischabel (ESCHER et al., 1988; SARTORI, 1988; STECK, 1984, 1987).

La cause de son orientation actuelle N-S est à chercher dans la surimposition de la déformation DII. Le deuxième étirement X II ( $245^{\circ}/17^{\circ}$ )

moins intense, mais mieux visible parce que souligné par une crénulation parallèle, affecte les fines couches de séricite. Des critères de cisaillement, par exemple des surfaces C plus fortement inclinées vers le SW que la schistosité principale ou les ombres de pression de forme sigmoïdale des porphyroclastes de feldspath potassique, montrent un mouvement relatif vers le SW du compartiment supérieur et méridional. A Randa, nous nous trouvons à la limite supérieure et interne de la grande zone de cisaillement ductile dextre du Simplon qui atteint une épaisseur de 10 km. Rappelons que l'affleurement du deuxième arrêt près de Grächen se trouve également à la limite supérieure de la zone de déformation DII, tandis que l'affleurement du 1er arrêt, près d'Eisten au Saastal, est situé au cœur de la zone de cisaillement admettant X II comme structure pénétrative dominante.

Après toute une journée passée sous la pluie, les participants trouvent le réconfort à l'Hôtel Täscherhof à Täsch.

**11 octobre: Tectonique et métamorphisme de la région Pfulwe-Täschalp**

Guides: *J. Ganguin, A. Steck et M. Sartori*

La région de Zermatt constitue un but classique d'excursion géologique. Ce n'est pas uniquement le prestige des hauts sommets qui l'encadrent qui en est la cause, mais aussi celui des grands géologues qui ont conçu ici leurs modèles tectoniques (ARGAND, 1923) et pétrographiques (BEARTH, 1967). Or ce site, si souvent décrit et de façon fort détaillée - qui ne connaît pas le fameux pli en retour de la Mischabel ou les paragenèses HP de la zone de Zermatt-Saas Fee - abrite encore un des problèmes tectoniques majeurs concernant la structure des zones penniques internes.

**ASPECTS DE LA TECTONIQUE TERTIAIRE**

La zone de Zermatt-Saas Fee porte les traces d'un métamorphisme et de structures éo-alpins qui seront l'objet de l'excursion, mais sa position actuelle est également le fruit d'une tectonique tertiaire complexe qui n'est encore que très imparfaitement comprise. Toute reconstitution paléogéographique et cinématique concernant les unités internes qui interviennent ici (nappes de Siviez-Mischabel, du Mont Fort, du Mont Rose, du Tsaté, de la Dent Blanche et zones de Zermatt-Saas Fee et d'Antrona) dépend directement



de l'interprétation qui est donnée de ce problème structural.

Des résultats nouveaux ont été acquis sur la base d'une cartographie détaillée des unités stratigraphiques récemment définies dans la zone du Combin ainsi que des zones de cisaillement ductiles marquées par leurs linéations d'étirement. Il en ressort que le bâti structural des nappes penniques dans la région de Zermatt forme une interférence de pli complexe engendrée par la superposition à grande échelle de surfaces de chevauchement entre nappes, *de plis à axes transversaux affectant ces contacts* et de plis rétrodéversés (STECK, 1984, ce volume; SARTORI, 1987b, 1988).

Le marqueur qui permet de décrypter cette superposition de phases de déformation est une mince série, principalement triasique («faisceau vermiculaire inférieur» d'ARGAND, 1909 «Basis der Theodul-Rothorn-Zone» de BEARTH, 1976; «complesso triasico basale» de DAL PIAZ, 1965; Pancherot-Cime Bianche-Bettaforca Unit de DAL PIAZ, 1988; unité des Cimes Blanches de VANNAY et ALLEMANN, sous presse), qui sépare la zone de Zermatt - Saas Fee de la nappe du Tsaté. Elle se prolonge vers le N où sa stratigraphie se complète de termes jurassique et créacé supérieur («faisceau vermiculaire supérieur» d'Argand; «Parautochtone Trias der Bernhard-Decke» de BEARTH, 1964; unité du Frilhorn de MARTHALER, 1984 et de SARTORI, 1987b). Elle peut également être corrélée à la Gornergrat-Serie (BEARTH, 1976) autour du pli du Mittaghorn.

Ce «faisceau vermiculaire» est toujours replissé isoclinalement sur lui-même et ne constitue en aucun cas la base stratigraphique des «schistes lustrés» (nappe du Tsaté) sus-jacents. Il s'agit d'une unité tectonique indépendante, raccordée pour l'instant à la nappe du Mont Fort avec laquelle elle est en contact tectonique étroit vers le NW.

L'origine paléogéographique et la trajectoire alpine de cette *unité du Frilhorn*, ainsi qu'on peut la désigner de façon générale en référence à son tronçon le plus complet stratigraphiquement, sont encore énigmatiques.

#### PETROGRAPHIE ET METAMORPHISME DE LA ZONE DE ZERMATT-SAAS FEE

La région Pfulwe-Täschalp constitue un lieu privilégié pour l'étude du métamorphisme éo-alpin de haute pression et des structures qui s'y rapportent. Nulle part ailleurs en effet, en dehors de l'Allalinhorn et du Rimpfischhorn (BEARTH, 1967; MEYER, 1983), les paragenèses écloogites

de la zone ophiolitique de Zermatt - Saas Fee, pourtant ubiquistes, ne sont aussi bien préservées de la rétro-morphose.

Les roches de la zone de Zermatt - Saas Fee proviennent toutes du domaine océanique ligu-ro-piémontais ayant séparé les domaines pennique et austro-alpin à croûte continentale plus ou moins amincie. Bien que profondément disloquée, cette unité ophiolitique comprend la plupart des termes constitutifs d'une croûte océanique classique:

- *Ultramafites mantelliques*: ces roches ont été entièrement serpentinisées; de par leur composition chimique et les quelques reliques ou pseudomorphoses de minéraux magmatiques (clinopyroxène, spinelle), les serpentinites découlent essentiellement de protolithes du type lherzolite à spinelle ou pyroxénite, quand bien même ce dernier engendre plutôt des chloritoschistes (PFEIFER et al., ce volume).

- *Cumulats mafiques et ultramafiques*: les équivalents métamorphiques d'éventuels cumulats ultramafiques (serpentinites, chloritoschistes) ne peuvent être discernés des péridotites mantelliques serpentinisées; des cumulats gabbroïques d'affinité troctolitique ont engendré des écloogites à chloritoïde et talc (métamagnésio-gabbros), lesquels n'ont toutefois été trouvés qu'à l'état de blocs dans la moraine.

- *Plutonites gabbroïques*: la quasi totalité des métagabbros découle d'un protolithe à clinopyroxène et plagioclase dominants, olivine et/ou spinelle subordonnés. Ce type est représenté par des écloogites ou des amphibolites leucocrates arborant l'aspect caractéristique de «flasergabbros». Leur fréquente association avec des metabasaltes filoniens («dykes nourriciers» des volcanites, absence toutefois d'un complexe filonien) plaide en faveur de leur provenance d'un niveau structural élevé. Outre ce lithotype, on trouve des écloogites ferrogabbroïques, dont l'enrichissement en Fe et Ti résulte d'une différenciation magmatique de type tholéiitique.

- *Volcanites*: les metabasaltes au sens large attestent de leur épanchement sur le plancher océanique par la présence de reliques de structures magmatiques, telles les laves en coussin, les brèches de pillows et les hyaloclastites (BEARTH, 1959). La présence de coulées de lave et de sills peut être envisagée en l'absence de telles structures. Une importante altération hydrothermale océanique a plus ou moins fortement modifié la composition originelle des metabasaltes («splitisation», BEARTH et STERN, 1971). Ceux-ci sont représentés soit par des écloogites ou des glaucophanites, soit par des amphibolites albitiques ou des prasinites.

- *Sédiments*: des lambeaux d'une couverture sédimentaire océanique de type ligure affleurent à la périphérie de la zone de Zermatt-Saas Fee (BEARTH, 1976; BEARTH et SCHWANDER, 1981). A noter la présence locale au sein de quartzites phengitiques (métaradiolarites au sens large formant la base de la séquence sédimentaire) de minéralisations de manganèse d'origine essentiellement hydrothermale.

Une succession d'écaillés plissées de metabasites et de métagabbros, d'épaisseur hectométrique et plongeant vers le NW, caractérise le bâti de la région de Täschalp - Pfulwe. La serpentinite souligne généralement les contacts tectoniques, à la faveur de l'intercalation de lambeaux plus ou moins fortement laminés; elle ne développe véritablement d'écaillés à grande échelle qu'à la base du segment compris entre Pfulwe et le Rimpfischhorn (Rimpfischwäng). Les sédiments affleurent presque exclusivement dans une zone chaotique comprise entre les roches ophiolitiques proprement dites et le chevauchement des sédiments de la nappe du Mont Fort sur la zone de Zermatt - Saas Fee.

L'ensemble de la zone de Zermatt - Saas Fee a subi un métamorphisme de haute pression lié à la subduction crétacée; les roches, enfouies à une profondeur d'au moins 60 km, ont subi une importante déformation pénétrative. La remontée et la mise en place de l'unité dans la présente situation structurale a été accompagnée par une déformation polyphasée ainsi que par une empreinte rétro-morphique mésoalpine de faciès «schistes verts» au sens large.

*Aspects du métamorphisme éclogitique.* - Une des principales conclusions qui s'imposent à l'examen des différentes paragenèses de haute pression observées dans les metabasites réside dans l'influence prépondérante qu'exerce la composition chimique de la roche sur le développement des assemblages minéralogiques, au même titre que P et T (fig. 5, 6; GANGUIN, 1988). Les éclogites se distinguent des glaucophanites par une composition chimique plus calcique, moins magnésienne et sodique, en réponse à une altération hydrothermale océanique moins prononcée. *Les glaucophanites ne résultent donc pas de la transformation d'éclogites.* Le développement de talc et/ou de chloritoïde requiert une roche particulièrement magnésienne, à l'image des métamagnésio-gabbros d'affinité troctolitique.

La formation de veines scellées par des assemblages éclogitiques démontre la présence au moins temporaire d'une phase fluide pendant le métamorphisme de haute pression; la nature aqueuse de ce fluide est confirmée d'une part par des inclusions fluides contenues dans l'omphacite

( $H_2O \gg CO_2$ , 6% pond. équivalents NaCl), d'autre part par des relations de phases  $a_{H_2O} \geq 0.3$ ). Hormis le développement de veines, les traces de la déformation syn-éclogitique se présentent sous la forme d'une schistosité et/ou d'une linéation, notamment dans les glaucophanites. Les conditions de température et de pression atteintes pendant la déformation syn-éclogitique (estimations à partir de veines) sont de l'ordre de  $550 < T < 575^\circ C$  (fractionnement isotopique de l'oxygène entre le quartz et le rutile) et  $18 < P < 24$  kb (stabilité des couples chloritoïde-talc et paragonite-disthène; GANGUIN, 1988).

*Evolution rétro-morphique.* - Le couple syn-cinématique omphacite-disthène est présent dans certaines veines et dans de très rares éclogites (BARNICOAT et FRY, 1986); son oblitération a favorisé la croissance de paragonite et de glaucophane post-cinématique dans la plupart des éclogites. L'évolution des conditions T-P est caractérisée par le développement local de lawsonite post-cinématique aussi bien dans les éclogites que dans les glaucophanites, à la faveur d'une  $a_{H_2O}$  élevée résultant de la présence de  $H_2O$  en tant que phase. Le remplacement ultérieur de la lawsonite par une intercroissance de paragonite et de zoïsite et la destabilisation du couple chloritoïde-talc au profit de la chlorite attestent des transformations rétro-morphiques compatibles avec la stabilité du couple omphacite-quartz. L'oblitération rétro-morphique des paragenèses éclogitiques ne devient véritablement effective qu'avec la croissance d'albite et d'amphibole calcique ou calco-sodique aux dépens de l'omphacite et du glaucophane. Cette succession de réactions souligne la nature hétérochrone de l'oblitération rétro-morphique, qui affecte dans un premier temps la lawsonite, le chloritoïde et le talc, puis seulement l'omphacite, le grenat et le glaucophane. Les réactions rétro-morphiques (hydratations) sont tributaires de la présence d'une phase fluide aqueuse et sont catalysées par la déformation. La présence de reliques de minéraux de haute pression, en premier lieu le grenat, dénote la persistance de  $a_{H_2O}$  basses.

## ITINERAIRE

Les conditions météorologiques toujours défavorables (brouillard, neige fraîche) sont à l'origine d'un nouveau changement de programme. L'itinéraire passant par la Pfulwe (3155 m) doit malheureusement être abandonné, et l'excursion prend directement la direction du Täschtal par la route.

<u>Ultramafites</u>	
Serpentinites	Atg-Fo-TiCh-Chl-Mgt ± Di, Tr
Chloritoschistes	Chl-Di-Mgt ± Tr, Dol
Rodingites	Id-Chl-Di-Gr / Gr-Chl-Di-Cc / Gr-Di-Chl-Czo
Métasomatites bordières	Tc-Dol / Tc-Act / Chl-Act
<u>Gabbros</u>	
Métamagnésiogabbros	Omp-Gr-Ctd-Tc-Zo
"Flasergabbros"	Omp-Gr-Zo-Pag ± Qz, Phg, Ky <sup>1)</sup> , Tc <sup>2)</sup> , Ru
Métaferrogabbros	Omp-Gr-Ep-Ru ± Glc, Phg, Ap
<u>Basaltes</u>	
Eclogites	Omp-Gr-Ep-Glc-Pag-Ru ± Qz, Law <sup>3)</sup> , Phg, Mag/Dol, Ru Omp-Ctd-Tc-Ep-Ru ± Gr, Glc
Glaucophanites	Glc-Gr-Ep-Ctd-Ru ± Omp, Pag, Phg, Qz, Dol Glc-Gr-Ep-Pag-Ru ± Omp, Phg, Qz, Dol
Talcschistes	Tc-Gr-Ctd-Glc-Ru ± Omp, Dol

1) décrit par Barnicoat et Fry (1986)  
2) uniquement en inclusions dans l'omphacite  
3) uniquement sous forme de pseudomorphoses, Law → Zo + Pag

### Principales transformations rétro-morphiques

<u>éclogites</u>		<u>glaucophanites</u>			
* Omp + H <sub>2</sub> O	→	Amp-Ab	* Glc-Ctd + H <sub>2</sub> O	→	Pag-Chl-Mgt
* Gr + H <sub>2</sub> O	→	Ep-Amp-Mgt	* Glc	→	Amp
Glc	→	Amp	Glc	→	Ab-Tc/Phl
Pag	→	Ab-Ep	* Gr + H <sub>2</sub> O	→	Chl-Ep-Mgt
Ctd-Tc + H <sub>2</sub> O	→	Chl	* Glc-Pag + H <sub>2</sub> O	→	Ab-Chl
Ru	→	Sph	Ru	→	Ilm

Fig. 5 Assemblages caractéristiques du métamorphisme de haute pression de la zone de Zermatt - Saas Fee et principales transformations rétro-morphiques. Abréviations: Ab, albite; Act, actinote; Amp, amphibole calcique ou calco-sodique; Ap, apatite; Atg, antigorite; Cc, calcite; Chl, chlorite; Ctd, chloritoïde; Czo, clinozoïsite; Di, diopside; Dol, dolomite; Ep, épidote; Fo, forstérite; Glc, glaucophane; Gr, grenat; Id, idocrase; Ilm, ilménite; Law, lawsonite; Mag, magnésite; Mgt, magnétite; Omp, omphacite; Pag, paragonite; Phg, phengite; Phl, phlogopite; Qz, quartz; Ru, rutile; Sph, sphène; Tc, talc; TiCh, Ti-clinohumite; Tr, trémolite; Zo, zoïsite. (Tiré de GANGUIN, 1988)

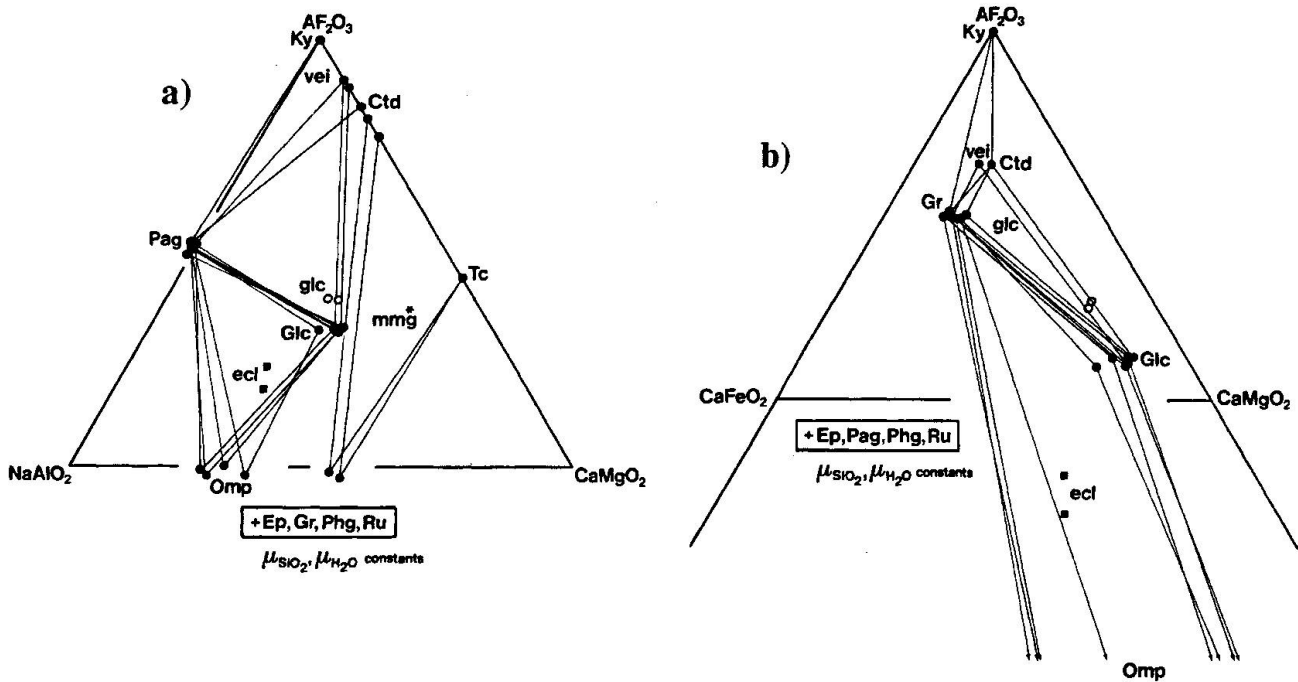


Fig. 6 Projection des assemblages de haute pression. a) Diagramme  $AF_2O_3$  ( $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ )- $NaAlO_2$ - $CaMgO_2$ , illustrant l'échange  $NaAlCa_1Mg_1$  (SCHLIESTEDT, 1986). b) Diagramme  $AF_2O_3$ - $CaFeO_2$ - $CaMgO_2$ , illustrant l'échange  $FeMg_1$ . Abréviations: *phases*: Ctd, chloritoïde; Ep, épidote; Glc, glaucophane; Gr, grenat; Ky, disthène; Omp, omphacite; Pag, paragonite; Phg, phengite; Ru, rutile; Tc, talc; *roches*: ecl, éclogites; glc, glaucophanites; mmg, métamagnésio-gabbros; vei, veines. (Tiré de GANGUIN, 1988)

**1<sup>er</sup> arrêt: Lithologies principales de la zone de Zermatt-Saas Fee dans les moraines du Mellichgletscher**

La plupart des termes pétrographiques décrits plus haut peuvent être observés dans les moraines qui bouchent l'extrémité S du Täschental (Mellichen). Sous une pluie fine, les participants arrivent jusqu'aux environs du point 2680 m (631.375/98.075) où sont posés sur la moraine quelques blocs d'un métamagnésio-gabbro écolitique à talc et chloritoïde.

Les arrêts initialement prévus au programme de l'excursion auraient permis d'observer la plupart des lithologies en affleurement. De l'auberge de la Fluealp à la Täschalp en passant par la Pfulwe, elle aurait comporté:

1. Ride de metabasaltes écolitiques: éclogites carbonatées à glaucophane et paragonite post-cinématique (630.660/96.150).
2. Ride de metabasaltes écolitiques partiellement amphibolitisés: reliques de pillows et de brèches (630.725/96.050).
3. Mamelon de metabasaltes écolitiques: éclogites à chloritoïde, talcschistes à grenat et chloritoïde, glaucophanites; reliques de pillows (631.150/96.075).
4. Sommet du col de Pfulwe: écaillage de la zone de Zermatt-Saas Fee, serpentinite, méta-

gabbro et filons de metabasaltes écolitiques de Spitzli Flue, métagabbros bordières, éclogites et glaucophanites metabasaltiques, structures éo-alpines; reliques de pillows (631.300/96.275).

5. Ride de metabasaltes écolitiques: veines syn-écolitiques à disthène et/ou chloritoïde (631.400/96.460).

6. Affleurement de glaucophanites metabasaltiques: structures éo-alpines; amphibolites albitiques à intercroissance de talc/phlogopite (631.290/96.690).

7. Moraine: bloc d'éclogite métagabbroïque à disthène (631.210/97.100).

8. Moraine: blocs de rodingite et de serpentinite à Ti-clinohumite (631.150/97.310).

Le tronçon Fluealp-Pfulwe a déjà fait l'objet d'une description géologique et pétrographique détaillée de la part de BEARTH (1973).

**2<sup>ème</sup> arrêt: Structures d'interférences entre le pli en retour de la Mischabel et la synforme de l'Alphubel à Ottavan (629.450/100.850/2430 m)**

A l'E du Restaurant de la Täschalp, un nouveau chemin recoupe, à environ 2430 m d'altitude, le flanc septentrional de la synforme de l'Alphubel (nappe de Siviez-Mischabel) et le



flanc méridional de l'antiforme de roches mésozoïques du Rotbach (nappe du Mont Fort) (cf. STECK, ce volume).

En montant le chemin du S au N, on traverse tout d'abord les paragneiss du socle de la nappe de Siviez-Mischabel (Alphubel-Lappen, BEARTH, 1964) puis, après un couloir herbeux, on entre dans des métasédiments qui sont clairement en substitution de couverture sur ce socle et qui appartiennent à la nappe du Mont Fort. On trouve d'abord des marbres phylliteux crétacés (série rousse), puis des dolomies (Trias moyen) et des quartzites blancs à séricite (Trias inf.). Ces deux séries crétacée et triasique reposent dans le même ordre, plus au NW, sur l'unité du Barrhorn qui constitue la couverture de la nappe de Siviez-Mischabel alors que plus au S ces mêmes éléments reposent sur la zone de Zermatt - Saas Fee. On découvre une linéation de fort pendage vers le NW sur les plans de schistosités de toutes les unités. Il s'agit de la linéation d'étirement X I, créée lors de la mise en place tertiaire des nappes dans une direction NW (déformation DI). De spectaculaires plis à axes subhorizontaux affectant les quartzites triasiques sont interprétés comme plis de seconde ordre du grand pli de rétrocharriage de la Mischabel (P3). Ces structures replissent localement des plis P1 ou P2 isoclinaux dont l'axe plonge fortement, subparallèlement à la linéation d'étirement X I. Ces plis représentent des structures de second ordre sur le flanc oriental de l'antiforme affleurant dans le Rotbach.

Ainsi, cette antiforme du Rotbach et la synforme de l'Alphubel représentent des structures anciennes (P1) déformées par le grand pli rétro-déversé (P3) de la Mischabel (STECK, ce volume, SARTORI, 1987b). Il faut noter que tous les auteurs précédents ont attribué la création du pli de l'Alphubel à cette phase de rétrocharriage.

#### Cartes et profils géologiques

- BEARTH, P. (1964): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, N° 43: Blatt Randa. Schweiz. geol. Komm.
- BEARTH, P. (1978): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, N° 1308: Blatt St. Niklaus. Schweiz. geol. Komm.
- ESCHER, A. (1988): Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard. Rapp. Serv. hydr. géol. nat., Rapp. géol. N° 7.
- ESCHER, A., MASSON, H. et STECK, A. (1988): Coupes géologiques à travers la partie centrale des Alpes occidentales suisses. Rapp. Serv. hydr. géol. nat., Rapp. géol. N° 2.
- LUGEON, M. (1910): Carte géologique des Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. Carte géol. spéc.60. Comm. géol. Suisse.
- SPICHER, A. (1980): Tektonische Karte der Schweiz 1:500'000. Schweiz. Geol. Komm.

#### Références

- ARGAND, E. (1909): L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 166, 217-276 et Bull. Lab. Géol. Lausanne 14.
- ARGAND, E. (1923): La géologie des environs de Zermatt. Actes Soc. helv. Sci. nat. 104/2, 96-110.
- BAER, A. (1959): L'extrémité occidentale du massif de l'Aar. Bull. Soc. neuchâteloise Sci. nat. 82
- BARNICOAT, A. et FRY, N. (1986): High-pressure metamorphism of the Zermatt - Saas Fee ophiolite zone, Switzerland. Journ. Geol. Soc. London 143, 607-618.
- BEARTH, P. (1959): Über Eklogite, Glaucophanischefer und metamorphe Pillowlaven. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 39, 267-286.
- BEARTH, P. (1961): Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand St-Bernard dans le Valais (Suisse). In: Livre à la mémoire de Paul Fallot. Soc. Géol. France, II, 407-418.
- BEARTH, P. (1964): Erläuterungen zu Atlasblatt 43 (Randa) des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25'000. Schweiz. geol. Komm.
- BEARTH, P. (1967): Die Ophiolithe der Zone von Zermatt - Saas Fee. Beitr. geol. Karte Schweiz 132, 1-130.
- BEARTH, P. (1973): Gesteins- und Mineralparagenesen aus den Ophiolithen von Zermatt. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 53, 299-334.
- BEARTH, P. (1976): Zur Gliederung der Bündnerschiefer in der Region von Zermatt. Eclogae geol. Helv. 69, 149-161.
- BEARTH, P. (1980): Erläuterungen zu Atlasblatt 1308 (St. Niklaus) des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25'000. Schweiz. geol. Komm.
- BEARTH, P. et STERN, W. (1971): Zum Chemismus der Eklogite und Glaucophanite von Zermatt. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 51, 349-359.
- BEARTH, P. et SCHWANDER, H. (1981): The post-triassic sediments of the ophiolitic zone of Zermatt - Saas Fee and the associated manganese mineralizations. Eclogae geol. Helv. 74, 189-205.
- BUGNON, P.C. (1981): Géologie des racines helvétiques dans la région de Loèche (Valais). Bull. Géol. Lausanne 256 et Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 75, 201-206.
- BUGNON, P.C. (1986): Géologie de l'Helvétique à l'extrémité Sud-Ouest du massif de l'Aar (Loèche, Valais). Thèse Univ. Lausanne.
- BUGNON, P. et MASSON, H. (en préparation): Tectonique de l'Helvétique au SW du massif de l'Aar.
- BURKHARD, M. (1986): Horizontalschnitt des Helvetikums der Westschweiz auf 2500 m zwischen Mt. Blanc- und Aar-Massiv (Rawil-Depression). Serv. hydr. géol. nat., Rapp. géol. N° 4.
- BURKHARD, M. (1988): L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). Eclogae geol. Helv. 81/1, 63-114.
- BURKHARD, M. et KERRICH, R. (1988): Fluid regimes in the deformation of the Helvetic nappes, Switzerland, as inferred from stable isotope data. Contrib. Mineral. Petrol. 99, 416-429.
- BURRI, M. (1955): La géologie du Quaternaire aux environs de Sierre. Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne 114.

- BUSSY, F. et EPARD, J.L. (1984): Essai de zonéographie métamorphique entre les Diablerets et le massif de l'Aar (Suisse occidentale) basée sur l'étude des grès de Taveyanne. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 64, 131-150.
- COOMBS, D.S., NAKAMURA, Y. et VUAGNAT, M. (1976): Pumpellyite-actinolite facies schists of the Taveyanne formation near Loèche, Valais, Switzerland. *J. Petrol.* 17, 440-471.
- DAL PIAZ, G.V. (1965): La formazione mesozoica dei calcescisti con pietre verdi fra la Valsesia e la Valtournanche ed i suoi rapporti con il ricoprimento Monte Rosa e con la Zona Sesia-Lanzo. *Bull. Soc. geol. Ital.* 84, 67-104.
- DAL PIAZ, G.V. (1988): Revised setting of the Piedmont Zone in the Northern Aosta Valley, Western Alps. *Ofioliti*, 13/2-3.
- DOLIVO, E. (1982): Nouvelles observations structurales au SW du massif de l'Aar entre Visp et Gampel. *Matér. Carte géol. Suisse (N.S.)* 157.
- ELLENBERGER, F. (1953): La Série du Barrhorn et les rétrocharriages penniques. *C.R. Acad. Sci. (Paris)* 236, 218-220.
- ESCHER, A. (1988): Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard. *Rapp. Serv. hydr. géol. nat., Rapp. géol. N° 7*.
- ESCHER, A., MASSON, H., STECK, A. (1988): Coupes géologiques à travers la partie centrale des Alpes occidentales suisses. *Rapp. Serv. hydr. géol. nat., Rapp. géol. N° 2*.
- FRANK, E. et STETTLER, A. (1979): K-Ar and <sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar systematics of white K-mica from an Alpine metamorphic profile in the Swiss Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 59, 375-394.
- FREY, M. (1986): Very low-grade metamorphism of the Alps - an introduction. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 66, 13-27.
- FREY, M. (1987): The reaction-isograd kaolinite + quartz = pyrophyllite + H<sub>2</sub>O, Helvetic Alps, Switzerland. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 67, 1-11.
- FREY, M. et WIELAND, B. (1975): Chloritoid in autochthon-parautochthonen Sedimenten des Aarmassivs. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 55, 407-418.
- FREY, M., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U. et SCHWIZER, B. (1980): Very low-grade metamorphism in external parts of the central Alps: Illite crystallinity, coal rank, and fluid inclusion data. *Eclogae geol. Helv.* 73, 173-203.
- FREY, M., HUNZIKER, J.C., JÄGER, E. et STERN, W.B. (1983): Regional Distribution of White K-Mica Polymorphs and Their Phengite Content in the Central Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 83, 185-197.
- GANGUIN, J. (1988): Contribution à la caractérisation du métamorphisme polyphasé de la Zone de Zermatt - Saas Fee. *Thèse Univ. Zürich N° 8731*.
- JAQUET, O. et MUNGER, F. (1984): Etude pétrographique d'une région comprise entre Nanztal et le Saastal (Valais). Etude géochimique des roches vertes de la zone de Stalden supérieure. *Diplôme géol. inédit Univ. Lausanne*.
- KISCH, H.J. (1980): Illite crystallinity and coal rank associated with lowest-grade metamorphism of the Taveyanne greywacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps. *Eclogae geol. Helv.* 73, 753-777.
- KÜBLER, B. (1970): Crystallinity of illite. Detection of metamorphism in some frontal parts of the Alps. *Fortschr. Miner.* 47, Beih. 1, 39-40.
- KÜBLER, B., MARTINI, J. et VUAGNAT, M. (1974): Very low-grade metamorphism in the Western Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 54, 461-469.
- LAUBSCHER, H.P. (1983): Detachment, shear, and compression in the central Alps. *Geol. Soc. America, Mem.* 158, 191-211.
- LAUBSCHER, H. et BERNOULLI, D. (1982): History and deformation of the Alps. In: K.J. Hsü (ed.), *Mountain Building processes*, Academic Press, 169-180.
- LENGELE, R. (1988): Pétrographie et géologie de la région de Grimentz. Les éclogites du socle Siviez-Mischabel. (Val de Moiry et Val de Tourtemagne, Valais). *Diplôme géol. inédit. Univ. Lausanne*.
- LIU, J.G., MARUYAMA, S. et CHO, M. (1987): Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks - mineral assemblages and mineral facies. In: Frey, M. (ed.): *Very low-grade Metamorphism*, Blackie, Glasgow, 59-113.
- LUGEON, M. (1914-16-18): Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander I-II-III. *Matér. Carte géol. Suisse (N.S.)* 30.
- MARTHALER, M. (1984): Géologie des unités penniques entre le Val d'Anniviers et le Val de Tourtemagne (Valais, Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 77, 395-448.
- MARTINI, J. et VUAGNAT, M. (1965): Présence du faciès à zéolites dans la formation des «grès» de Taveyanne (Alpes franco-suisse). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 45, 281-293.
- MARTINI, J. et VUAGNAT, M. (1970): Metamorphose niedrigsttemperierten Grades in den Westalpen. *Fortschr. Miner.* 47, 52-64.
- MASSON, H., HERB, R. et STECK, A. (1980): Helvetic Alps of Western Switzerland. In: Trümpy, R. (ed.): *Geology of Switzerland, part B*, 109-153. Wepf, Basel.
- MEYER, J. (1983) *Mineralogie und Petrologie des Allalingabbros*. Thèse inédite, Univ. Bâle.
- MORARIU, D. (1985): Deformation und Metamorphose der mesozoischen Metasedimente am West- und Südrand des Aarmassivs (Leukerbad-Ausserberg). Thèse inédite, Univ. Bâle.
- MOSER, H.-J. (1985): Strukturgeologische Untersuchungen in der Rawil-Depression (Helvetische Kalkalpen zwischen Berner Oberland und Wallis). Thèse inédite, Univ. Berne.
- MULLIS, J. (1979): The system methane-water as a geologic thermometer and barometer from the external part of the Central Alps. *Bull. Minéral.* 102, 526-536.
- PFEIFER, H.R., COLOMBI, A. et GANGUIN, J. (1989): Zermatt - Saas Fee and Antrona zone: a geochemical comparison of polymetamorphic ophiolites of the Central Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, 217-236.
- SARTORI, M. (1987a): Blocs basculés briançonnais en relation avec leur socle originel dans la nappe de Siviez-Mischabel (Valais, Suisse). *C.R. Acad. Sci. (Paris)* 305, 999-1005.
- SARTORI, M. (1987b): Structure de la zone du Combin entre les Diablons et Zermatt (Valais). *Eclogae geol. Helv.* 80/3, 789-814.
- SARTORI, M. (1988): L'Unité du Barrhorn (Zone Pennique, Valais, Suisse): un lien entre les Préalpes médianes rigides et leur socle paléozoïque. Thèse inédite Univ. Lausanne et *Mém. Géol. Lausanne* (sous presse).
- SARTORI, M. et THÉLIN, P. (1987): Les schistes œillés albitiques de Barneuza (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais, Suisse). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 67, 229-256.
- SCHAERER, J.P. (1989): Etude géologique et pétrographique de la région Becs de Bosson - Sex de Ma-



- rinda (Val de Moiry, Valais). Diplôme géol. inédit Univ. Lausanne.
- SCHLIESTEDT, M. (1986): Eclogite-blueschist relationships as evidenced by mineral equilibria in the high-pressure metabasic rocks of Sifnos (Cycladic Islands), Greece. *Journ. Petrol.* 27, 1437-1459.
- 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. (1989): Structures de déformation alpine dans la région de Zermatt. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69/2.
- STECK, A. (sous presse): Une carte des zones de cisaillement ductile des Alpes centrales. *Eclogae geol. Helv.*
- STILLE, P. (1980): On the genesis of the amphibolites and hornblendefels in the Berisal Complex (Simplon, Italy-Switzerland). *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova* t. XXXIV, 205-246.
- STILLE, P. et TATSUMOTO, M. (1985): Precambrian tholeiitic-dacitic rock-suites and Cambrian ultramafic rocks in the Pennine nappe system of the Alps: Evidence from Sm-Nd isotopes and rare earth elements. *Contrib. Mineral. Petrol.* 89, 184-192.
- TAYLOR, C. (1976): Tectonic studies at the SW end of the Aar Massif, Switzerland. Thèse inédite, Luton College of Technology (England).
- THÉLIN, P. (1983): Les gneiss œillés de la nappe du Grand Saint-Bernard: essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'hérédité pré-métamorphique (Alpes valaisannes, Suisse). Thèse inédite Univ. Lausanne.
- THÉLIN, P. (1987): Nature originelle des gneiss œillés de Randa. *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne.* 290.
- THÉLIN, P. (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, P. et AYRTON, S. (1983): Cadre évolutif des événements magmatico-métamorphiques du socle anté-triasique dans le domaine pennique. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 63, 393-420.
- THÉLIN, P., SARTORI, M., LENGELER, R., SCHAEERER, J.-P., (sous presse/a): Eclogites of Paleozoic or early-Alpine age in the basement of the penninic Siviez-Mischabel nappe (Wallis, Switzerland). *Lithos.*
- THÉLIN, P., JAQUET, O. et MUNGER, F. (en prép.): La zone supérieure de Stalden: une relique de marge active paléozoïque? (Nappe des Pontis, Valais).
- TRÜMPY, R. (1971): Sur le Jurassique de la zone Helvétique en Suisse. *Ann. Inst. Géol. Publ. Hungarici* 54/2, 369-382.
- VANNAY, J.C. et ALLEMANN, R. (sous presse): La zone du Combin dans le haut-Valtournanche. *Eclogae geol. Helv.*
- VUAGNAT, M. (1952): Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique. *Matér. Carte géol. Suisse N.S.* 97.
- WINTERHALTER, R.U. (1933): Petrographische Untersuchungen eines augitführenden Tuffes aus der Gegend von Leuk. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 13, 318-322.

Manuscrit reçu et accepté le 19 avril 1989.