

# Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversales Aar-Simplon-Ossola)

Autor(en): **Steck, Albrecht**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **77 (1984)**

Heft 1

PDF erstellt am: **08.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-165499>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Cat.

# Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales

(transversale Aar–Simplon–Ossola)

Par ALBRECHT STECK<sup>1)</sup>

## ABSTRACT

Structural analysis of Tertiary deformation along a section across the central Alps in the Aar–Simplon–Ossola area shows three principal synmetamorphic *deformation types*, each characterized by a particular stretching direction.

*Deformation D<sub>I</sub>*. The schistosities of the first deformation type are characterized by a stretching lineation X<sub>I</sub> towards the SE, transverse to the Alpine axial direction. The formation of nappes, folds and schistosities is due to thrust movements towards the NW.

*Deformation D<sub>II</sub>*. Schistosities with stretching X<sub>II</sub> towards the SW parallel to the Alpine belt. The folds formed during this deformation have a NW vergence. The D<sub>II</sub> deformation corresponds to a mechanism of dextral simple shear in a zone which crosses the pile of nappes diagonally E–W.

*Deformation D<sub>III</sub>*. In certain areas the two elongations X<sub>I</sub> and X<sub>II</sub> underwent a transposition with a new direction X<sub>III</sub> towards the E. This stretching is associated with a backfolding towards the S, such as the Wandfluhhorn and Mischabel backfolds.

Each one of the three deformation types has created structural styles, according to structural level and rock type. In the Simplon–Ticino nappes these three types of synmetamorphic deformation have succeeded each other in time. The D<sub>I</sub> and D<sub>II</sub> structures were formed before the culmination of mesozonal metamorphism which was followed by the D<sub>III</sub> deformation.

The situation is different at the northern boundary of the belt. In the Helvetic nappes and the Aar massif, N and E of the Restirothorn the D<sub>I</sub> structures created during the thrust movements towards the NW continued being formed while S of the Restirothorn–Brig line dextral simple shear movements took place. During this phase there has been a further dextrally, oblique advance of the African towards the European plate. These mesozonal and epizonal ductile deformations were followed by backthrusting and folding at epizonal and anchizonal conditions, forming folds with a SW vergence such as the Glishorn fold, the Rhône–Simplon backthrusting, the Vanzone antiform and the reverse fault of the Insubric line. The external crystalline massifs of Aar and Gotthard resulted from the superposition of large backfolds and flexures towards the E and SE on D<sub>I</sub> basement folds. In the Aar–Ossola region where the axial direction of the alpine belt changes from W to SW, the deformation is markedly noncylindrical. Structural analysis confirms the existence of movement perpendicular as well as parallel or oblique (dextral) to the plate boundary, as suggested by LAUBSCHER (1973) from large scale palinspastic reconstruction.

## TABLE DES MATIÈRES

|                                       |    |
|---------------------------------------|----|
| Introduction .....                    | 56 |
| La déformation D <sub>I</sub> .....   | 57 |
| La déformation D <sub>II</sub> .....  | 58 |
| La déformation D <sub>III</sub> ..... | 59 |

<sup>1)</sup> Institut de minéralogie et pétrographie, Palais de Rumine, CH–1005 Lausanne (Suisse).

|  |    |
|--|----|
| Déformations tertiaires dans la coupe Lötschenpass–Vogogna .....                                   | 59 |
| L'anticlinal de socle de Gastern .....   | 59 |
| Le synclinal de la Jungfrau .....  | 60 |
| Le massif de l'Aar et sa couverture mésozoïque .....   | 61 |
| Le massif du Gothard et sa couverture triasique et liasique .....                                  | 68 |
| Un modèle palinspastique de la zone helvétique .....   | 68 |
| Les nappes des Alpes pennines .....  | 73 |
| Les mouvements de procharriage synschisteux des Alpes pennines .....                               | 74 |
| Les mouvements de rétrocharriage et les bombements tardifs dans les Alpes centrales .....          | 83 |
| Datation des déformations syn- et postmétamorphiques des Alpes centrales .....                     | 85 |
| L'orientation des deux étirements $X_I$ et $X_{II}$ et leurs structures d'interférence .....       | 87 |
| Géométrie de la zone de cisaillement simple dextre ( $D_{II}$ ) .....                              | 92 |
| Détermination quantitative du déplacement provoqué par la zone de cisaillement simple dextre ..... | 92 |
| La zone de cisaillement simple dextre dans le contexte des Alpes centrales .....                   | 94 |
| Hypothèses sur la continuation vers l'W de «la grande zone de cisaillement» .....                  | 96 |
| Chronologie relative des charriages vers le NW et du grand cisaillement dextre .....               | 96 |

## Introduction

Cette description d'une tranche transversale à la chaîne alpine, dans le secteur Aar–Simplon–Ossola, est consacrée aux structures et textures tertiaires syn- et postmétamorphiques. A cette analyse structurale échappe la majorité des déformations liées aux événements alpins précoces, tels que la subduction créacée, le premier écaillage du socle prétriasique et les phases précoces de mise en place de nappes dans les Alpes pennines. Les traces de ces événements créacés dans les unités penniques et austroalpines sont camouflées par les schistosités et plans de chevauchement plus récents.

Nos observations nous amènent à attribuer la formation des schistosités synmétamorphiques à trois principaux types de déformation, notés  $D_I$ ,  $D_{II}$  et  $D_{III}$ . Cette distinction est basée sur des critères géométriques.

Dans ce travail, nous désignons les trois principaux types de déformation ( $D$ ) et les linéations d'étirement associées ( $X$ ) par des chiffres romains ( $D_I$ ,  $D_{II}$  et  $D_{III}$ ), et les autres structures de déformation ( $S$  = schistosité, clivage de crénulation ou espacé, zone de cisaillement, faille;  $SA$  = surface axiale d'un pli;  $P$  = pli ou axe d'un pli et  $L$  = linéation d'étirement) par des chiffres arabes. Par exemple  $S_1$ ,  $S_2$  ou  $S_2$ ,  $S_4$  sont des structures de déformation qui se sont développées successivement dans un affleurement. Dans la coupe Lötschenpass–Vogogna (pl. 1), une même structure de déformation est désignée avec le même chiffre arabe. Ainsi le clivage de crénulation  $S_4$  (p. 72) est une quatrième structure de déformation dans les calcschistes de la «série valaisanne» du front pennique, une troisième structure dans les schistes liasiques de la couverture du massif du Gothard (où nous l'appelons toujours  $S_4$ ) et une deuxième structure au cœur du massif de l'Aar où elle se superpose aux zones blastomylonitiques ( $S_2$ ). Dans ce dernier cas  $S_2$  est la première schistosité du socle mais correspond à la deuxième schistosité de la couverture. La couverture ayant déjà subi une déformation pénétrative avant le ramolissement métamorphique du socle.

Dans ce contexte, il est important de rappeler qu'une structure de déformation (schistosité, étirement, faille, pli, etc.) possède une répartition spatiale limitée et se développe pendant une période précise, mais souvent pas en même temps dans tout son domaine de répartition.

Les structures  $S_2'$ ,  $L_2'$ ,  $S_2''$ ,  $L_2''$  et  $S_{2,1}$ ,  $L_{2,1}$ ,  $S_{2,2}$ ,  $L_{2,2}$ ,  $S_{2,3}$ ,  $L_{2,3}$ ,  $S_{2,4}$ ,  $L_{2,4}$  sont des structures de déformation associées à la formation de la schistosité de surface axiale ( $S_2$ ) du massif de l'Aar (fig. 7).

Cette désignation des structures de déformation est arbitraire, elle diffère des schémas proposés dans d'autres publications de l'auteur (STECK 1966, 1968 et STECK et al. 1969). C'est un outil de travail qui peut être remplacé par un autre ou modifié en cas de besoin.

### *La déformation $D_1$*

Les schistosités de premier type de déformation sont caractérisées par une linéation d'étirement  $X_1$  de direction N à NW, transversale à l'axe de la chaîne. Cette direction d'étirement est marquée dans la texture des gneiss et schistes par la forme allongée de minéraux symmétamorphiques ou l'orientation parallèle des axes c des prismes d'amphiboles. Elle est généralement parallèle à l'axe X de l'ellipsoïde de la déformation finie et le plan de la schistosité est parallèle aux deux grands axes X et Y.

Toutefois, il y a des exceptions à cette règle dans le cas de déformations rotatives ou superposées (voir p. 89).

La (ou les) schistosité est de «vergence NW», c'est-à-dire la schistosité est plus fortement inclinée que la stratification vers le SE, ou elle forme la structure de surface axiale de plis asymétriques, liés à un mouvement rotatif vers le NW. La ligne d'intersection entre stratification et schistosité détermine l'orientation des axes de plis naissants, qui est généralement de direction NE-SW. Cette direction est longitudinale à la chaîne. Par la suite, ces axes de plis ont subi des rotations par déformation interne plus

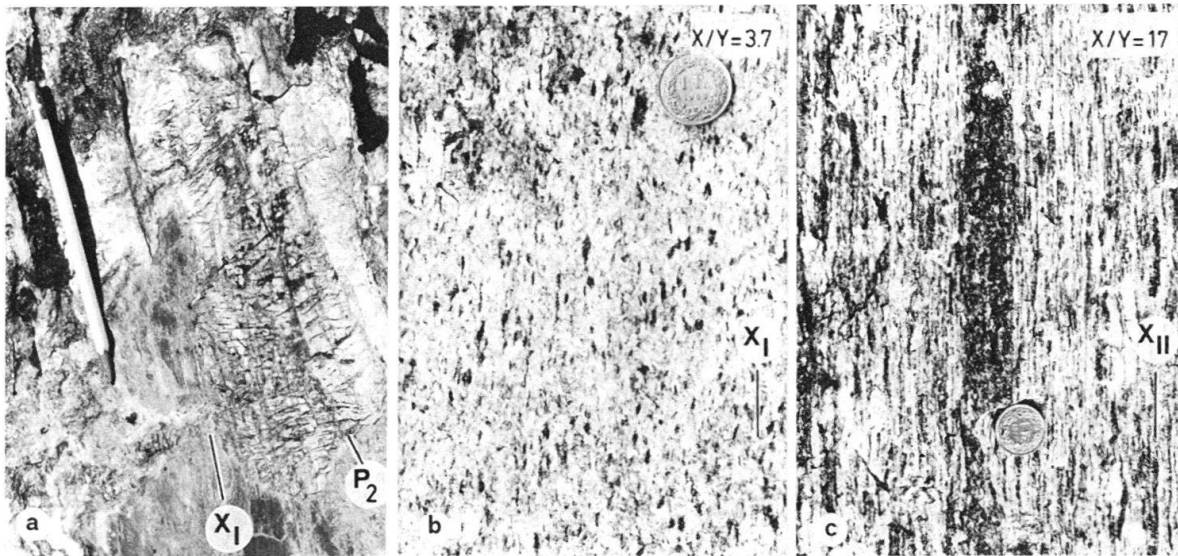


Fig. 1. a: marbre du Malm du flanc renversé de la nappe du Doldenhorn (Kummenalp) fortement étiré selon la direction transversale  $X_1$ . Une couche moins ductile de calcaire dolomitique est plissée. Les axes des plis  $P_2$  sont courbés. Leur orientation subparallèle à l'étirement  $X_1$  s'explique par une déformation rotationnelle interne de la roche. Des fissures de tension à fibres de calcite et de quartz se sont formées dans une période tardive de la déformation  $D_1$ . b: le gneiss granitique de Verampio (localité cascades du Toce) doit sa texture métamorphique à la déformation  $D_1$ . Dans la schistosité subhorizontale  $S_2$ , l'étirement  $X_1$  est orienté vers le NW. c: les gneiss granitiques de la racine de la nappe du Monte Rosa-vallée d'Ossola sont fortement étirés selon  $X_{II}$  (ou  $X_{II} + X_{III}$ ). Cet étirement subhorizontal ( $D_{32}$  et  $D_{33}$ ) a entièrement transposé l'étirement préexistant  $X_1$ .

ou moins forte pour se rapprocher en partie de la direction  $X_1$  de l'ellipsoïde de la déformation (par exemple dans le flanc renversé de la nappe du Doldenhorn). Ce type de déformation, développé dans toutes les nappes de la chaîne alpine, a été décrit entre autres par A. HEIM (1922) et par VOLL, dans NABHOLZ et al. (1963). Il est lié aux mouvements chevauchants des unités vers le NW.

### La déformation $D_{II}$

A ce deuxième type de déformation, nous attribuons des schistosités également de vergence NW, mais avec un étirement  $X_{II}$  de direction SW, longitudinal à la chaîne. Dans ce cas, la ligne d'intersection entre la schistosité et la stratification, et les axes de plis possèdent la même orientation SW que l'allongement minéral. Si les axes de plis de la déformation  $D_I$  sont souvent courbés, les plis de ce deuxième type de déformation sont cylindriques et rendus subparallèles entre eux et l'étirement  $X_{II}$  par rotation interne lors de cette déformation. La deuxième déformation  $D_{II}$  correspond à un processus de cisaillement simple dextre dans une zone d'une largeur de 40 km qui traverse obliquement les nappes alpines dans la région du Simplon (STECK 1980, DOLIVO 1982).

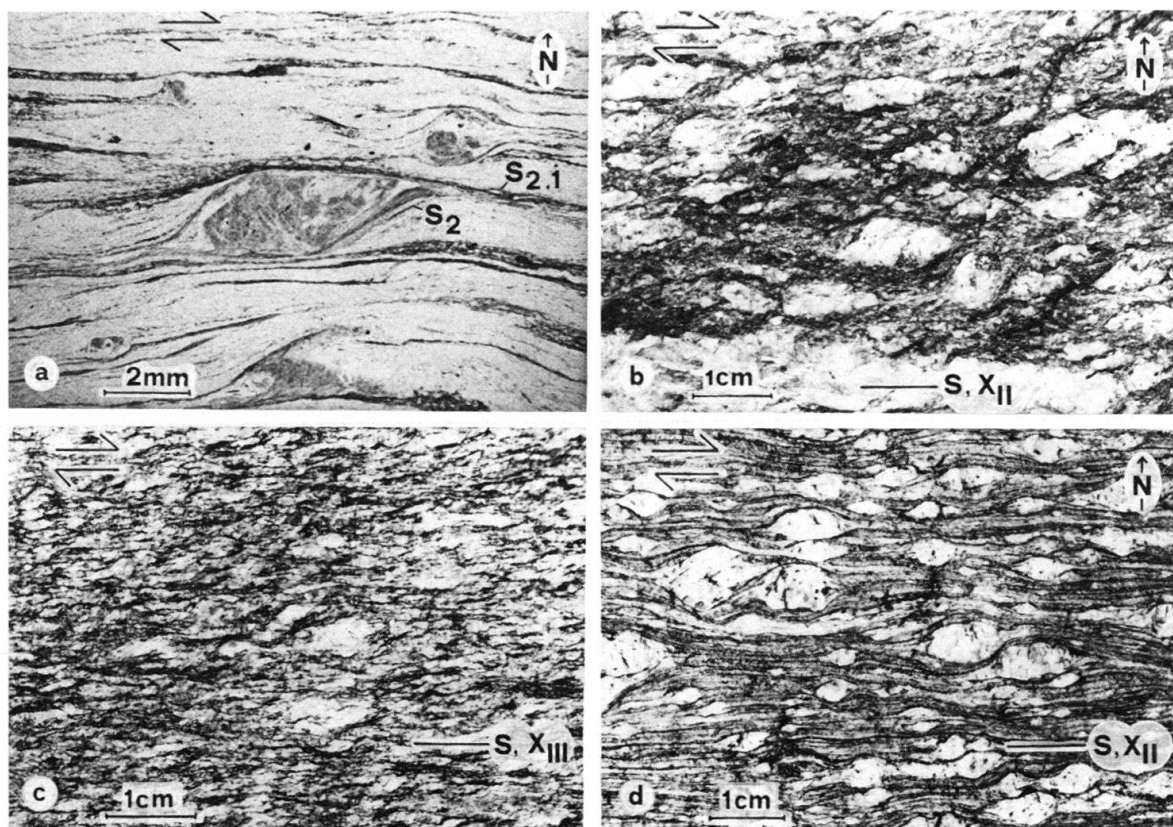


Fig. 2. a: «Quartzporphyre» à phénocristaux de plagioclase déformé successivement par une première schistosité  $S_2$  et par une deuxième schistosité  $S_{2.1}$  lors d'un processus de cisaillement simple dextre. La linéation d'étirement  $X_1$  formée avec la première schistosité  $S_2$  est perpendiculaire au plan de l'image et l'étirement  $L_{2.1}$  qui fait partie de  $S_{2.1}$  est horizontal (lame mince AS624, Unterbächgletscher–Belalp, voir fig. 36, STECK 1966). b, c et d: la disposition asymétrique des ombres de pression des feldspaths potassique illustrée dans les figures b–d est caractéristique des gneiss œillés déformés par un processus de cisaillement simple dextre. b: gneiss œillé de Eggen, massif de l'Aar, déformation  $D_{II}$ . c: gneiss d'Antigorio, Wandfluhhorn, déformation  $D_{II}$  et  $D_{III}$ . d: gneiss granitique de la racine de la nappe du Monte Rosa, Villadossola, déformation  $D_{II}$  ou  $D_{II}$  et  $D_{III}$ .

### *La déformation $D_{III}$*

Dans certaines régions, les deux élongations  $X_I$  et  $X_{II}$  ont subi une transposition (= rotation par déformation interne) dans une nouvelle direction  $X_{III}$  d'orientation E, ainsi dans les plis de rétrocharriage du Wandfluhhorn et de la Mischabel et dans la «zone des racines» penniques au N et à l'W de Locarno. Les axes de ces plis sont également parallèles à une élongation minérale (HALL 1972, CHADWICK 1974). Le passage d'une région à étirement  $X_{II}$  à une région à étirement  $X_{III}$  est graduel; ainsi, il est difficile de délimiter une zone de déformation  $D_{III}$  dans une région à étirement  $X_{II}$ . Pour cette raison, ces deux étirements ne sont pas distingués sur le bloc-diagramme (pl. 3).

Le principal mécanisme de la déformation  $D_{III}$  est le cisaillement simple dextre. Le sens de rotation dextre peut être déduit de la forme asymétrique des ombres de pression de porphyroclastes (fig. 2c). Ainsi, les mouvements de procharriage de la déformation  $D_{II}$  à axe de pli et étirement  $X_{II}$  de direction NE–SW sont suivis d'un rétroplissement à axes de pli et étirement  $X_{III}$  de direction E–W et cela également lors d'une déformation par cisaillement simple dextre.  $D_I$ ,  $D_{II}$  et  $D_{III}$  sont les plus importantes déformations synmétamorphiques de la transversale Aar–Ossola. Mais ils existent également d'autres déformations. Par exemple, au N de la ligne du Canavese SCHMID (1980) décrit une schistosité à étirement subvertical, qui a été formée lors d'un soulèvement tardimétamorphique des Alpes centrales par rapport aux Alpes méridionales (p. 82).

Les schistosités et étirements synmétamorphiques des déformations  $D_I$ ,  $D_{II}$  et  $D_{III}$  ont été par la suite affectés par d'importants plissements tardifs.

Ces déformations affectent des unités composées d'un socle cristallin prétriasique et d'une couverture sédimentaire d'âge mésozoïque à éocène et des unités ophiolitiques provenant d'un bassin océanique (piémontais) qui a séparé au Jurassique supérieur les anciens continents africains et européens.

La tranche transversale à la chaîne alpine, de direction NW, que nous décrivons dans le prochain chapitre, possède une orientation environ perpendiculaire aux principales schistosités, à l'étirement longitudinal  $X_{II}$  et aux axes de plis kilométriques de la zone helvétique et du front pennique. Elle recoupe les schistosités parallèlement à l'étirement transversal  $X_I$ . La coupe est souvent oblique ou même parallèle à des plis hecto- à kilométriques des zones pennique et austroalpine et recoupe obliquement les deux limites, d'orientation E, de la grande zone de cisaillement simple dextre ( $D_{II}$ ). Cela rend l'interprétation de la coupe générale (pl. 1) difficile. Pour comprendre les structures dans leurs trois dimensions, il faut donc comparer les différentes coupes et cartes et le bloc-diagramme (pl. 3).

### **Déformations tertiaires dans la coupe Lötschenpass–Vogogna (pl. 1 et fig. 3–13)**

#### *L'anticlinal de socle de Gastern*

Certains auteurs distinguent un massif de Gastern–Lauterbrunnen–Innertkirchen composé de migmatites à pinite, recoupées par le Granite de Gastern et un massif de l'Aar caractérisé par d'autres types de gneiss migmatitiques et gneiss granitiques. Selon

RUTISHAUSER (1975), nous avons dans la région de la Jungfrau les mêmes migmatites à pinite dans le dôme de Gastern–Lauterbrunnen–Innertkirchen et le massif de l'Aar de part et d'autre du synclinal de la Jungfrau. Ces deux unités de socle font donc partie du même substratum prétriasique et du même massif de l'Aar s.l.

La géométrie de la surface triasique du pli de socle de Gastern est illustrée par les profils de HERB dans MASSON et al. (1980). Dans la région du Lötschenpass et du Petersgrat, il s'agit d'un anticlinal avec une courbure très régulière (fig. 2 et 5). Ce n'est que depuis le Tschingelhorn vers l'E que cette surface est affectée par des plis  $P_2$  déca-à hectométriques (COLLET et al. 1931).

L'histoire de cet anticlinal est complexe. Le bombement alpin commence pendant ou après le dépôt des flyschs de l'Eocène supérieur ou de l'Oligocène inférieur avec la formation d'un anticlinal de Gastern au N et d'un synclinal de la Jungfrau au S. Dans ce synclinal sur le flanc méridional du dos de Gastern se développe une schistosité symmétamorphique à étirement transversal  $X_1$ . Cette structure est parallèle aux contacts et déforme aussi bien les gneiss de Gastern que ceux du massif de l'Aar. Dans les gneiss de Gastern, cette schistosité est bien développée près du contact. A l'intérieur de l'anticlinal, le granite de Gastern est traversé de divers systèmes de zones de cisaillement qui sont probablement d'âge tertiaire.

Le chevauchement de la nappe du Doldenhorn avec son pli couché de gneiss du Tschingelhorn est suivi d'un important bombement du dôme de Gastern, en deux phases distinctes. La première déformation produit un pli à axe de direction NW, de même orientation que le pli de rétrocharriage du Glishorn, la seconde correspond à un bombement à axe E–W, reliant le point culminant du pli de Gastern avec celui du pli de l'Aar. Ce pli tardif est de même orientation que la culmination du Toce (fig. 14). La structure d'interférence ainsi créée est du type 1 («dome and basin») de RAMSAY (1967).

### *Le synclinal de la Jungfrau*

Dans le Inner Faflertal les deux flancs du synclinal de la Jungfrau possèdent une couverture sédimentaire réduite du type Gastern (KRÄHENBÜHL 1984). On distingue du bas vers le haut des quartzites et des boudins de dolomie jaune du Trias, suivie dans le flanc renversé d'une couche centimétrique de schistes verts et roux à porphyroblastes de magnétite (Callovien?), puis sur les deux flancs de calcaires marneux (Argovien) et de calcaires blancs du Malm. Plus à l'W on y trouve également des couches du Lias et du Dogger appartenant au flanc renversé de la nappe du Doldenhorn. Une intense schistosité de surface axiale du synclinal est caractérisée par un étirement  $X_1$  de direction SE. Les plis associés à cette schistosité ont subi une rotation par déformation interne dans la direction SE de l'étirement (fig. 1 a, 3 et 4).

Ainsi, à première vue, cette structure apparaît comme un synclinal simple. Ce n'est pas le cas. Dans le Inner Faflertal, on trouve au milieu du Malm une série renversée, formée du bas vers le haut de calcaires blancs du Malm, de calcaires marneux bruns, de boudins formés dans leur partie inférieure par des dolomies, dans leur partie supérieure par le granite de Gastern mylonitisé. Ces mylonites buttent avec un contact tectonique contre du Malm. Il s'agit d'un plan de chevauchement renversé, orienté parallèlement à la schistosité principale  $S_2$  du synclinal. Cette structure, déjà signalée par COLLET &

PAREJAS (1931), n'est pas encore comprise. Elle pourrait s'expliquer par un chevauchement d'une nappe (nappe du Doldenhorn?) avant la formation du synclinal de la Jungfrau et du pli couché du Doldenhorn.

Toutes les unités du synclinal sont traversées obliquement par un clivage de crénulation  $S_4$  à pendage SE et replissées par des plis  $P_4$  de vergence NW et de dimension millimétrique à décimétrique et localement par des plans de chevauchement  $S_2'$  (fig. 6).

TAYLOR (1976) a observé que la schistosité dominante ( $S_2$ ) du massif de l'Aar et du synclinal de la Jungfrau replisse des écaillés du socle et une première schistosité  $S_1$  dans la région de la Sattlegi, près du Lötschenpass. Il y a donc eu formation d'écaillés avant la création du pli couché du Doldenhorn, dont la schistosité de surface axiale  $S_2$  est la même que celle du synclinal. Dans la partie frontale de la nappe du Doldenhorn,  $S_2$  est la seule schistosité. Ce n'est que dans le flanc normal de la nappe depuis le Faldumrothorn vers le S qu'elle replisse une plus ancienne première schistosité  $S_1$  (fig. 4 et 9).

#### *Le massif de l'Aar et sa couverture mésozoïque (fig. 3-9)*

Les principales structures du massif de l'Aar sont deux schistosités de direction NE, les deux inclinées vers le SE. La première ( $S_1$ ) s'est développée dans la couverture mésozoïque et dans la partie interne du massif et n'a que superficiellement déformé les gneiss du socle. La seconde ( $S_2$ ) plus étendue vers le N, affecte très fortement les unités du socle et forme la structure de surface axiale des plis de dimension hectométrique à kilométrique du socle et de la couverture sédimentaire.

Ainsi, dans une phase précoce, les déformations tertiaires sont plus importantes dans la couverture mésozoïque du massif, composée de calcaires et marnes plus ductiles que le substratum gneissique. Cette première schistosité, subparallèle à la stratification, est plus fortement inclinée que cette dernière vers le SW. Une linéation d'étirement  $X_1$  est dirigée vers le SE. L'intensité de cette première schistosité diminue rapidement vers le NW. Elle est bien développée dans le synclinal de Raron (DOLIVO 1982). Elle est moins intense, mais encore bien reconnaissable, dans le synclinal de la Feselalp. Et dans le synclinal suivant du Faldumrothorn, la schistosité ne se trahit plus que par des surfaces discrètes de dissolution sous pression. Il est difficile de savoir dans quelle mesure cette première schistosité a également été développée dans les gneiss du substratum prétriasique. Sous les sédiments du synclinal de la Feselalp, la première schistosité  $S_1$  pénètre de quelques mètres dans le socle. Plus au S, dans la région d'Ausserberg et Eggerberg, cette schistosité a probablement été développée dans le socle; mais elle est transposée dans le plan de la schistosité dominante  $S_2$ . Dans la zone externe du massif de l'Aar cette schistosité manque généralement dans le socle. Selon TAYLOR (1976) une telle schistosité  $S_1$  existe à la Sattlegi dans les gneiss près du synclinal de la Jungfrau. Dans différents niveaux incompétents de la couverture sédimentaire du massif, on observe des zones stratiformes de forte déformation. Il s'agit probablement de plans de décollement. Ce sont des niveaux continus de cornieule à la limite du socle et de la couverture triasique dans les synclinaux du Faldumrothorn et du Restirothorn, et des lentilles discontinues de cornieule dans les synclinaux de la Feselalp et de Raron.

Dans les marnes du Lias inférieur on observe des zones décimétriques très riches en filons de calcite, d'épaisseur millimétrique à centimétrique.



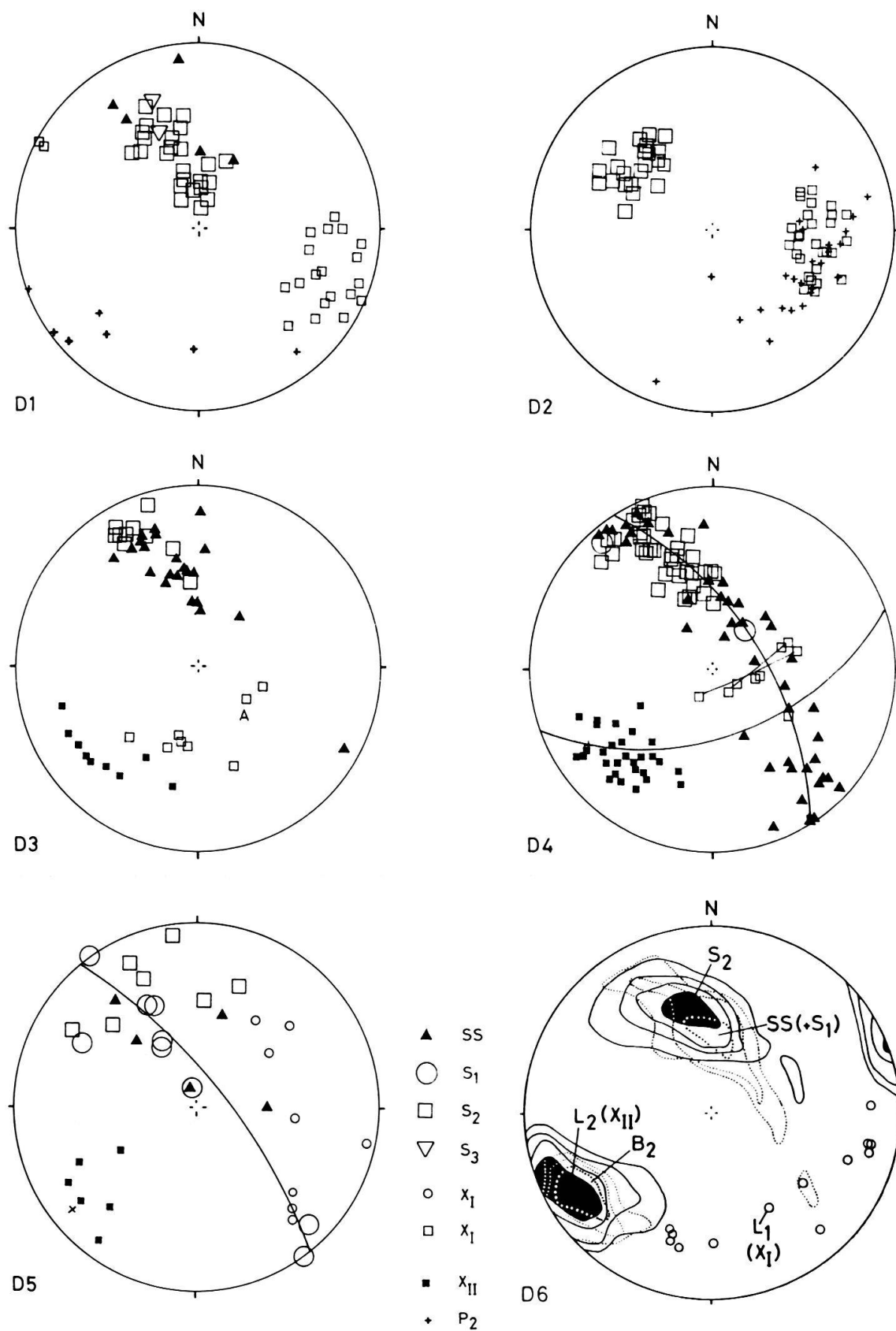
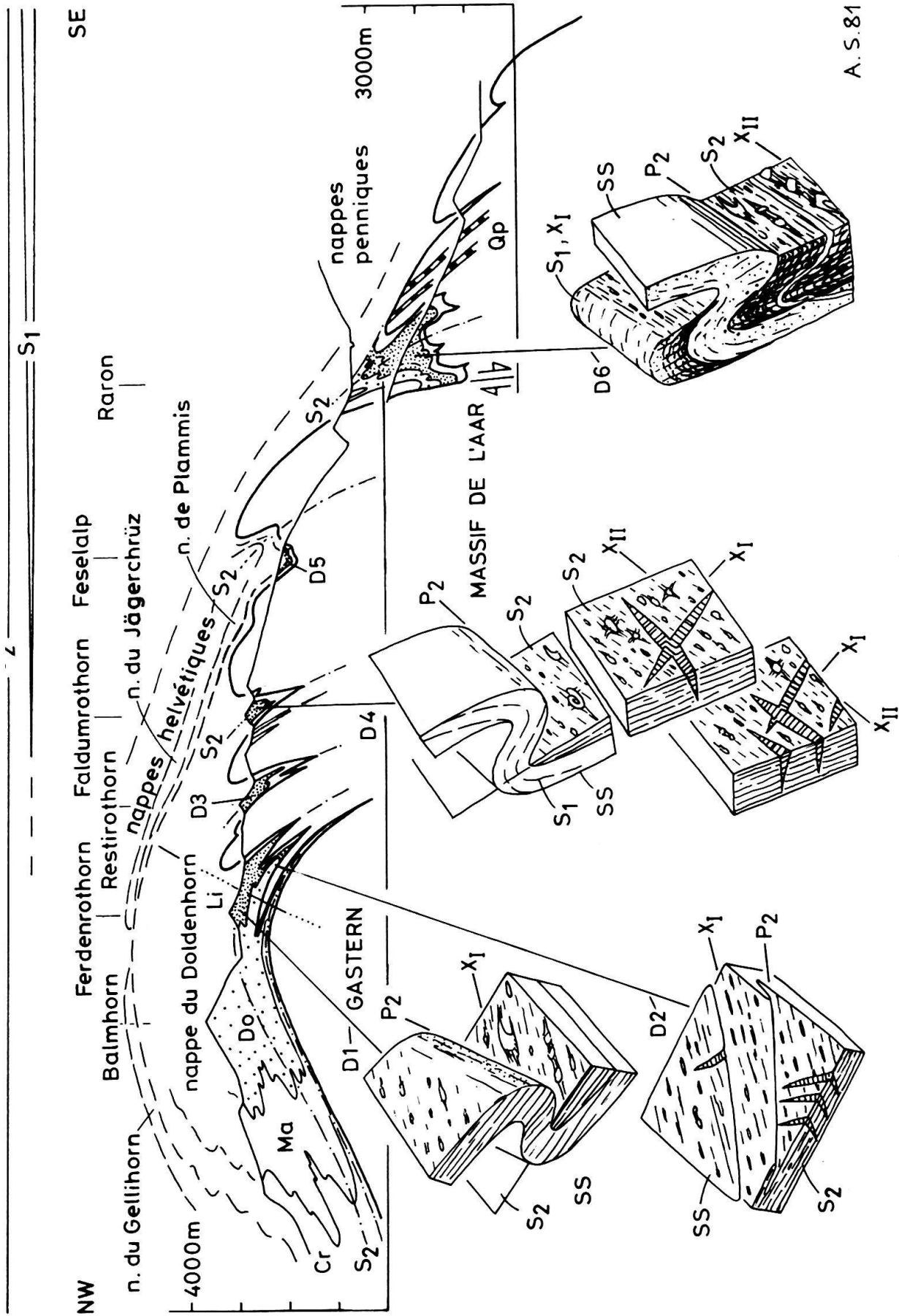


Fig. 3. Projections stéréographiques (LAMBERT, hémisphère inférieur). D1: Ferdenrothorn; D2: Kummenalp; D3: Restirothorn; D4: Faldumrothorn; D5: Feselalp; D6: Rarnerkumme. D6 d'après DOLIVO (1982).



A. S. 81

Fig. 4. Coupe géologique de l'extrémité occidentale du massif de l'Aar.

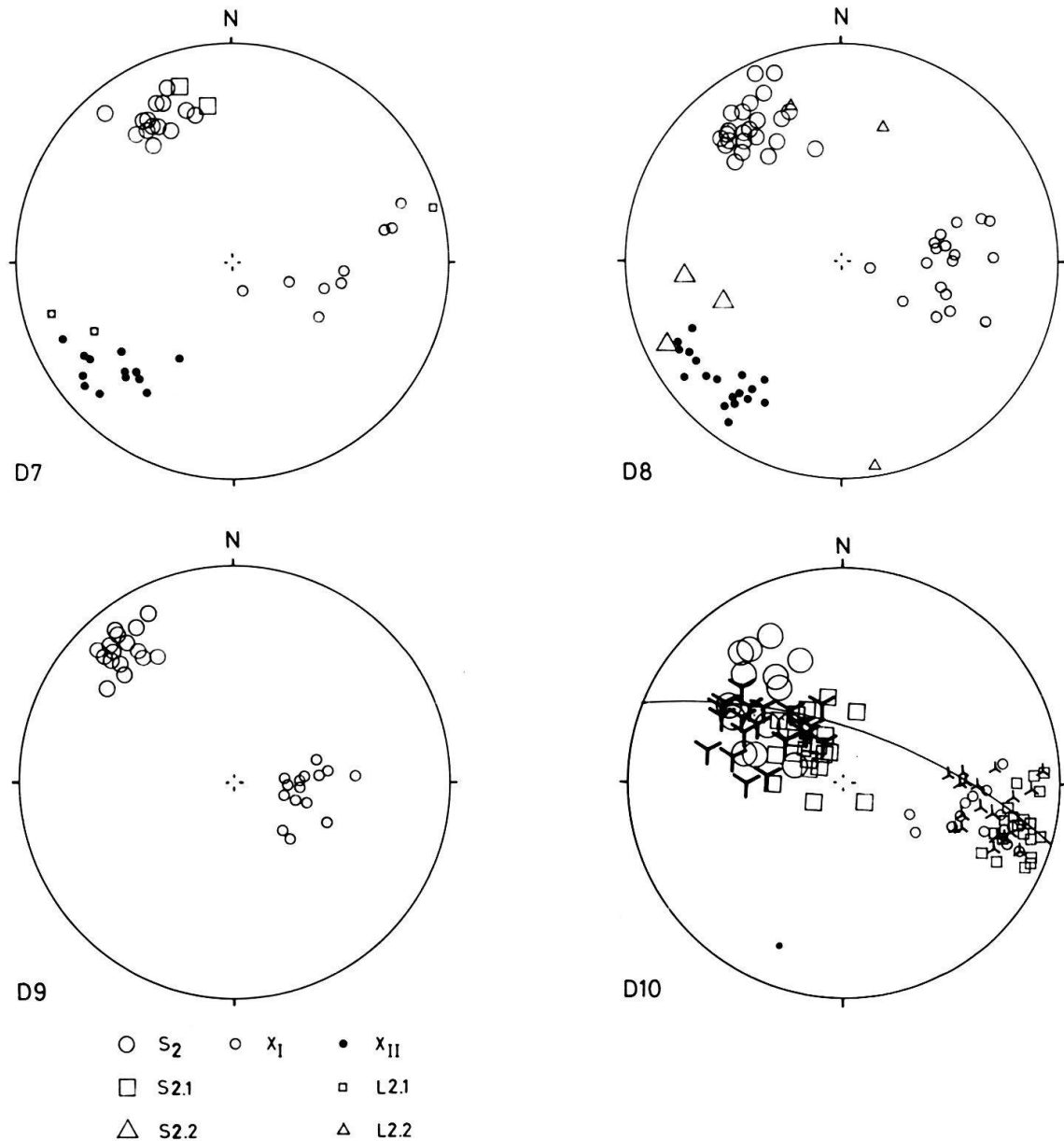


Fig. 5. Projections stéréographiques (LAMBERT, hémisphère inférieur). D7: Strick, Gredetsch; D8: Äusseres Senntum, Gredetsch; D9: Birgisch; D10: Lauchernalp.

Ces plans de décollement et la première schistosité sont replissés par des plis à schistosité de surface axiale  $S_2$ . Cette deuxième schistosité est beaucoup plus intense que la première. Elle est symmétamorphique et affecte les gneiss du socle à des températures supérieures à 300°C; c'est-à-dire le quartz déformé est recristallisé. La roche se déforme comme une masse visqueuse (VOLL 1976b).  $S_2$  est la structure de surface axiale des plis du socle de l'Aar et de sa couverture, par exemple du pli couché du Doldenhorn. Ces relations structurales sont interprétées dans le modèle cinématique des nappes helvétiques de la figure 9.

Dans la deuxième schistosité, on observe un étirement transversal  $X_1$  de direction SE dans une région au N d'une limite qui passe par la Gemmi, le Restirothorn, Gop-

penstein et Ried–Brig et un étirement longitudinal  $X_{II}$  d'orientation SW au S de cette limite. Nous discuterons plus loin les structures d'interférence et les relations d'âge entre ces deux étirements qui se sont développés lors d'une phase tardive d'une manière synchrone.

Les plis à schistosité de surface axiale  $S_2$  déforment les plans de chevauchement des écailles du Jägerchrüz et de Plammis dans le synclinal de la Feselalp (BUGNON 1980). Les relations avec la nappe du Wildhorn ne sont pas claires. Cette dernière est cachée par les alluvions de la plaine du Rhône entre Sierre et Gamsen, près de Brigue, c'est-à-dire sur une distance de 33 km. Dans les schistes liasiques de Termen, on retrouve les mêmes deux schistosités que dans le synclinal de Raron.

Jusqu'ici nous avons discuté les déformations près de la limite socle–couverture, telle qu'elles se présentent sur la bordure occidentale du massif (fig. 4). La coupe Fafertal–Brig–Simplon (fig. 7) nous offre une section plus profonde du pli de socle de l'Aar.

Dans cette coupe, une zone d'environ 2 km de largeur au S du synclinal de la Jungfrau présente une image structurale particulière et similaire à celle que LABHART (1966) décrit de la bordure N du massif au Haslital. Dans notre région, nous distinguons trois types de structures planaires, les trois avec un étirement transversal  $X_1$ . Une schistosité pénétrative ( $S_2$ ) est recoupée par une deuxième schistosité espacée de quelques millimètres à décimètres ( $S'_2$ ), moins inclinée vers le SE. Finalement, une troisième schistosité ( $S''_2$ ), espacée de quelques décimètres à mètres se développe subparallèlement à la première schistosité  $S_2$ . Il est possible qu'à un certain stade de la déformation, les mouvements selon  $S_2$ ,  $S'_2$  et  $S''_2$  ont eu lieu en même temps. Ce sont les structures caractéristiques du flanc renversé du grand pli de socle de l'Aar. Il est possible que, déjà dans ce stade de déformation synmétamorphique, le pli de l'Aar avec sa schistosité principale a commencé à se redresser, un redressement correspondant à une rotation selon un axe d'orientation NE. Il s'agit d'un mouvement qui précède le rétrocharriage (SA6, fig. 7). On peut s'imaginer que dans une telle position redressée, le clivage de crénulation  $S'_2$  s'est développé en plissant la schistosité principale  $S_2$  et les surfaces axiales des grands plis formés par la limite socle–couverture, cela par un mouvement chevauchant des unités supérieures vers le NW. Plus au S, en particulier dans les corps rigides des granites, on observe des plans de chevauchement  $S_{2,3}$  (STECK 1968) de même orientation que  $S'_2$ , également synmétamorphiques.  $S_{2,3}$  est associé à des plans de cisaillement conjugués ( $S_{2,4}$ ), de pendage NW. Dans les granites du cœur du massif, les cisaillements conjugués selon  $S_{2,3}$  et  $S_{2,4}$  sont liés à l'étirement subvertical  $X_1$ . Mais on y trouve également un autre système de plans conjugués,  $S_{2,1}$  de direction E à mouvements décrochants dextres et  $S_{2,2}$  de direction N à mouvements décrochants sénestres, ces derniers étant liés à une extension longitudinale du massif.

Une extension d'environ 20% dans une direction longitudinale Y lors de la formation de la schistosité principale  $S_2$  a également été révélée par l'analyse des enclaves du granite central de l'Aar dans le profil du glacier d'Oberaletsch. Le rapport axial de l'ellipsoïde de la déformation finie est de 2:1,18:0,4 (STECK 1968).

Un clivage de crénulation  $S_4$  avec des plis  $P_4$  de dimension millimétrique à décimétrique et de vergence NW apparaît dans les zones de blastomylonites  $S_2$  et surtout dans la partie méridionale du massif, où la première schistosité du socle ( $S_2$ ) est très intense. Cette structure  $S_4$  traverse toutes les unités au S du massif: les conglomérats et phyllites

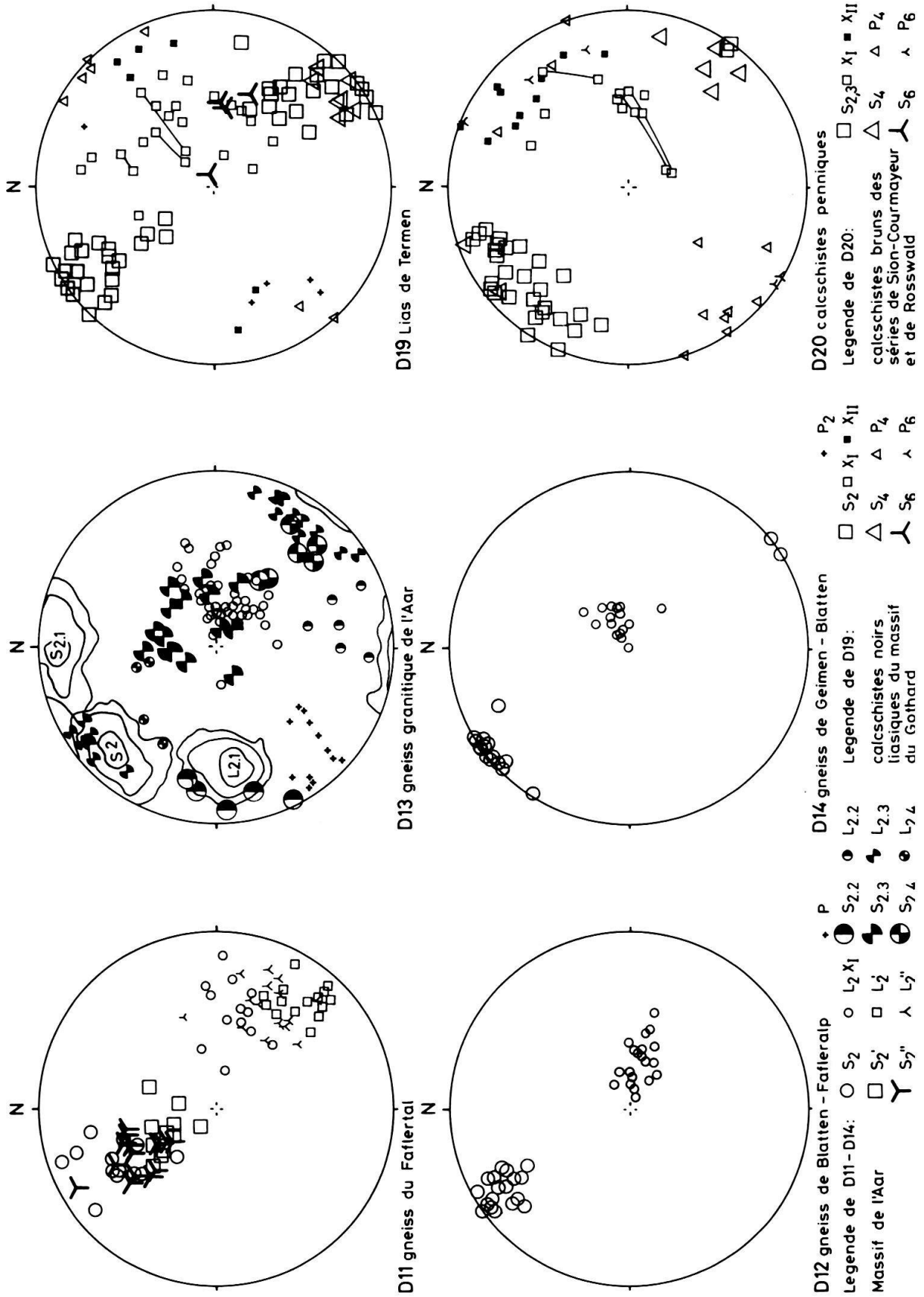


Fig. 6. Projections stéréographiques concernant la coupe de la figure 7.

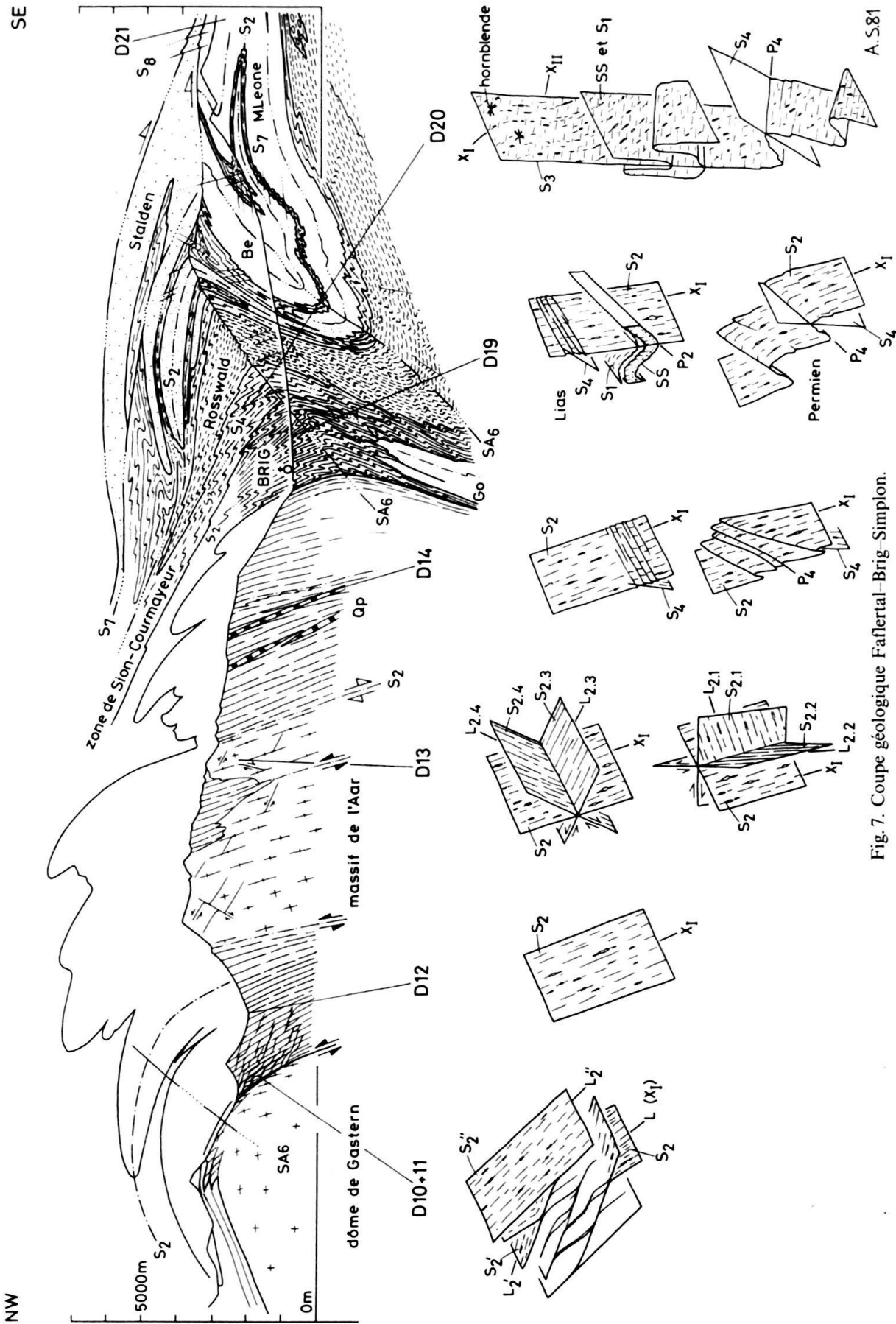


Fig. 7. Coupe géologique Fafaltal-Brig-Simplon.

permien de la zone d'Urseren, les schistes liasiques du massif du Gothard et les calcschistes du front pennique.

*Le massif du Gothard et sa couverture triasique et liasique*

Les figures 6, 7 et 8 montrent les structures tertiaires observées dans la zone d'Urseren, le socle du Gothard et sa couverture sédimentaire. Dans le socle du Gothard, on retrouve la même schistosité à étirement subvertical  $X_1$  que dans le massif de l'Aar. Celle-ci correspond très probablement à la deuxième schistosité dans les phyllites permien de la zone d'Urseren et dans les schistes noirs du Lias. Dans ces schistes, les limites d'écaïlle sont parallèles à  $S_2$ . Le contact tectonique avec les calcschistes du front pennique est également parallèle à cette schistosité  $S_2$ . Cependant, on observe dans les affleurements de la gorge de la Binna, sous «Steimatta», que la schistosité  $S_2$  dans les schistes de Quarten (Trias) recoupe avec un angle aigu les deux contacts avec les calcschistes du front pennique et les schistes noirs liasiques, formant des plis isoclinaux d'amplitude décimétrique. La limite septentrionale de l'étirement longitudinal  $X_{II}$  passe dans les schistes noirs liasiques au S du massif du Gothard.

Nous retrouvons donc dans la couverture sédimentaire du massif du Gothard les mêmes deux schistosités que dans la couverture autochtone du massif de l'Aar. Dans les deux régions s'est développé un clivage de crénulation  $S_4$  associé à des plis de vergence NW de dimension millimétrique à décimétrique. Cette structure recoupe la limite Helvétique–Pennique et marque la fin des mouvements de procharriage.

L'ensemble des unités de l'Aar, du Gothard et du front pennique est déformé par le grand pli de rétrocharriage du Glishorn et de Berisal (SA6) et par des plis conjugués tardifs (P8) qui appartiennent au même système de plis à axe de direction E que les culminations Gastern–Aletsch et du Toce.

*Un modèle palinopastique de la zone helvétique (explication de la figure 9)*

1. Coupe transversale du domaine helvétique à la limite Eocène–Oligocène. Dans le Lias, on distingue du N vers le S: la terre alémanique, le golfe du Torrenthorn, la presqu'île du Wiwannahorn, et le bassin helvétique et ultrahelvétique.
2. Priabonien sommital et début de l'Oligocène: a) Mise en place des diverticules ultrahelvétiques sur l'ensemble du domaine helvétique, probablement par glissement de gravité (BADOUX 1972). Cette phase, précédant la mise en place des nappes helvétiques s. str., n'est pas représentée sur notre schéma.  
b) Développement de nappes sédimentaires par déformation interne (1re schistosité  $S_1$  et étirement transversal  $X_1$ , et par glissement vers le NW sur des limites de nappes et d'écaïlles). Déjà lors de cette période les nappes helvétiques sont progressivement recouvertes par les nappes penniques d'une épaisseur minimale de 10 km (selon les estimations des pressions lithostatiques par FRANK 1979 et la découverte de la biotite syn- $S_1$  dans le Keuper du synclinal de Raron [DOLIVO 1982]).  
Ce sont les éléments ductils des synclinaux sédimentaires, tels que l'anhydrite du Trias et les marnes du Lias, de l'Aalénien, du Callovo-Oxfordien, du Berriasien et du Tertiaire qui permettent le développement des nappes par déformation interne (par cisaille-

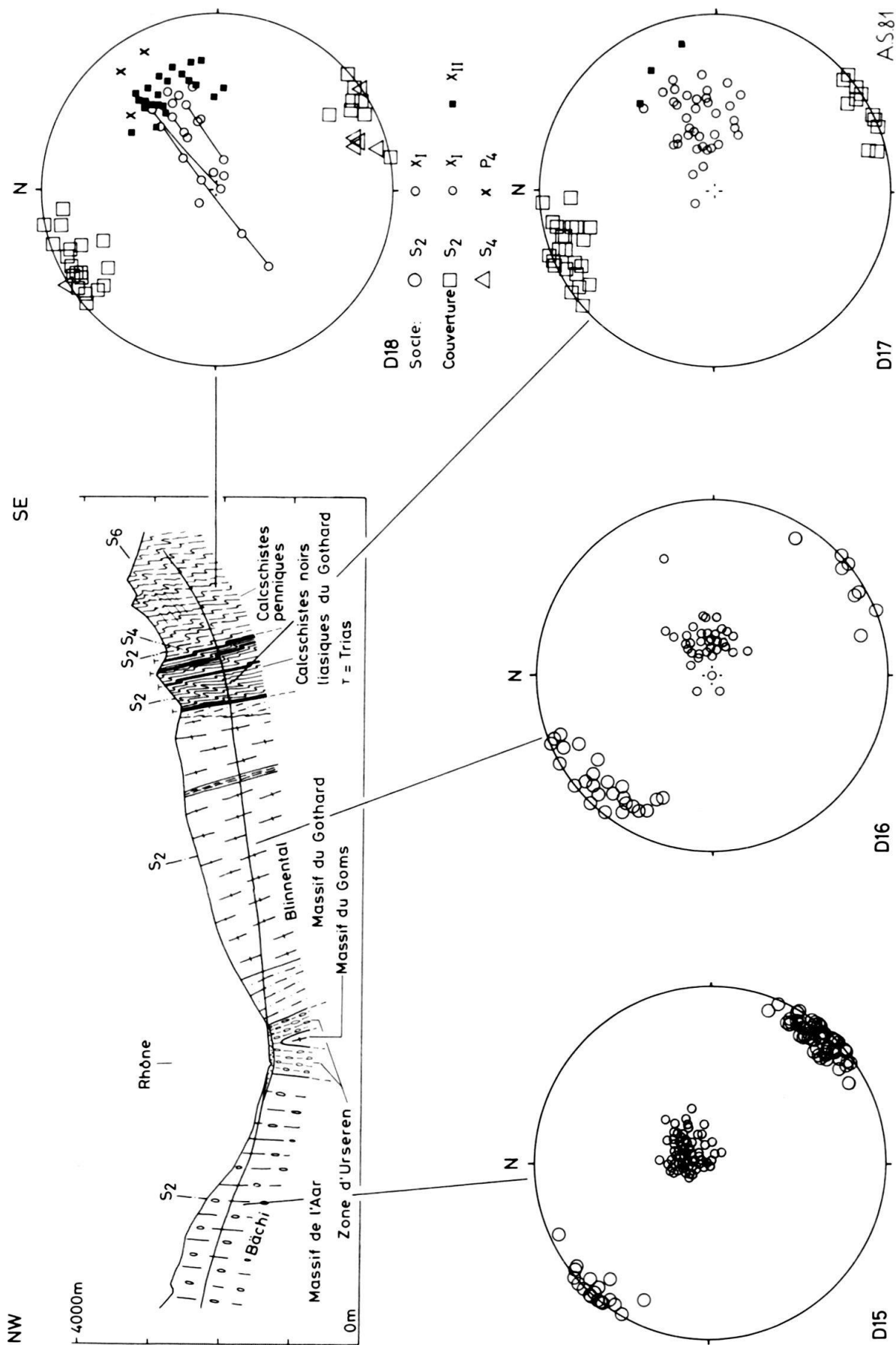
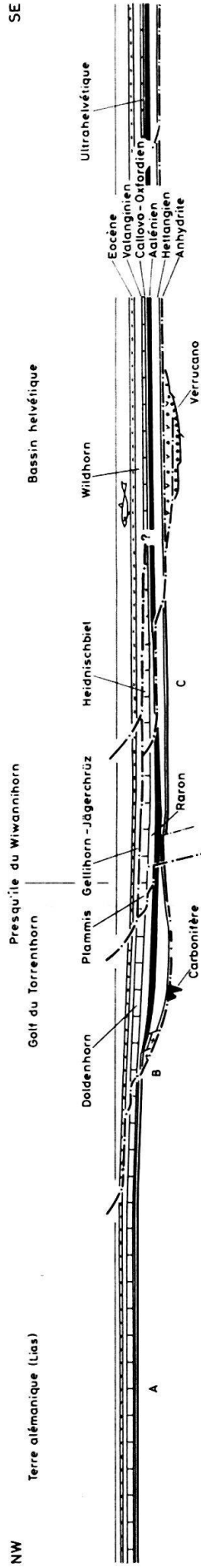
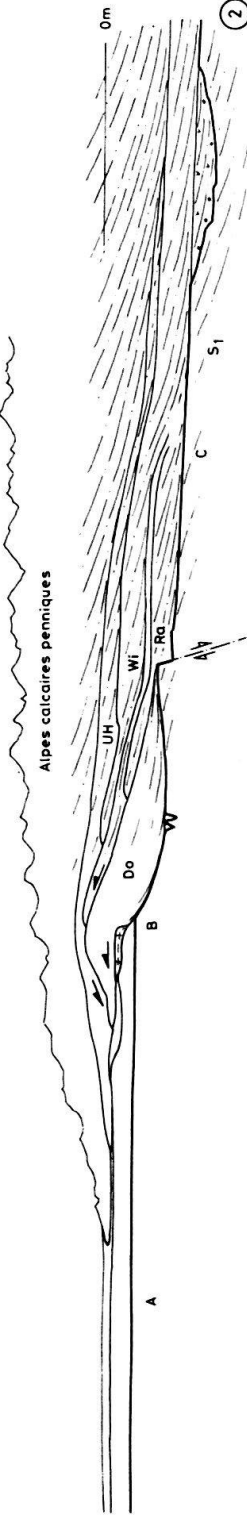


Fig. 8. Coupe géologique Bächi-Blinental.

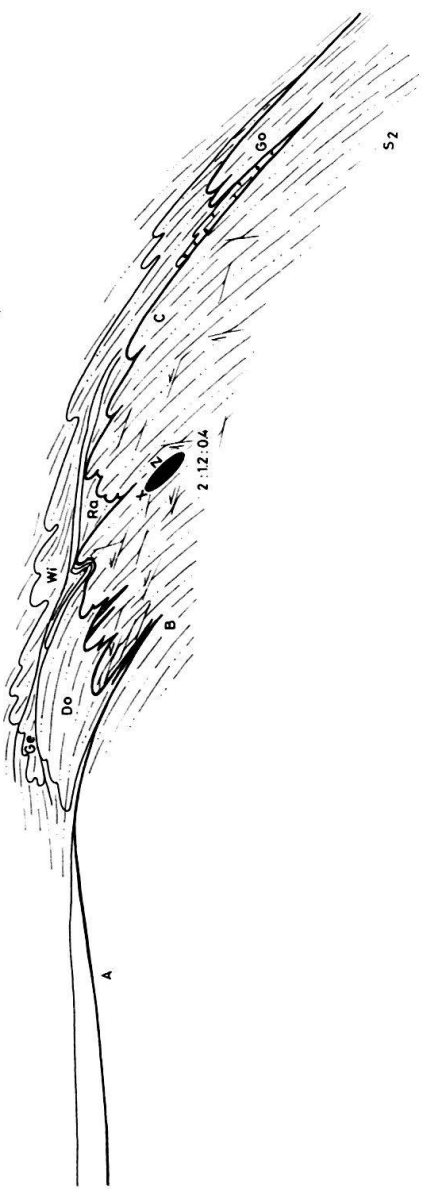




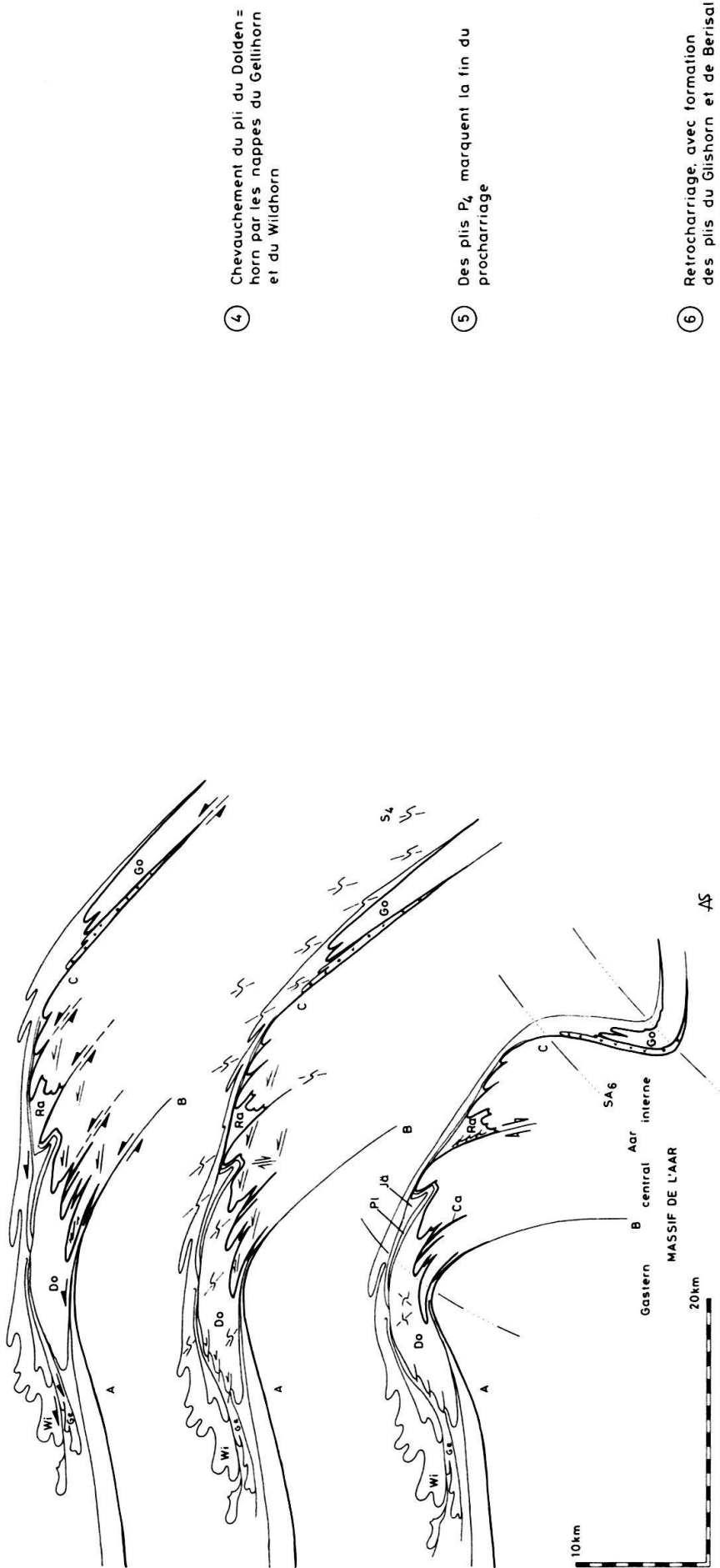
① Le géosyncinal helvétique à la limite Eocène-Oligocène



② Nappes sédimentaires et première schistosité S1



③ Plis de socle et deuxième schistosité S2



④ Chevauchement du pli du Doldenhorn par les nappes du Gellihorn et du Wildhorn

⑤ Des plis  $P_4$  marquent la fin du procharriage

⑥ Retrocharriage, avec formation des plis du Glishorn et de Berisal

Fig. 9. Modèle paléotectonique de la zone helvétique.

ment simple et cisaillement pur). Ce plissement par déformation interne a lieu sous une épaisse couverture de nappes sédimentaires penniques, plus rigides. Il s'agit du « traîneau écraseur » de TERMIER (1903).

3. Sous cet empilement de nappes helvétiques et penniques, le socle prétriasique est progressivement rechauffé à des températures supérieures à 300°C: à leur tour, les gneiss et granites deviennent ductiles et sont affectés par les déformations oligocènes. Les nappes helvétiques continuent à s'étendre vers le NW avec développement d'une deuxième schistosité à étirement transversal  $X_1$  et plus tard à étirement transversal ou longitudinal  $X_{II}$ . Cette schistosité  $S_2$  est généralement la première dans les gneiss du socle. L'étirement des roches sédimentaires par déformation interne est le plus intense dans les niveaux argileux ou marneux du Trias, du Lias, de l'Aalénien et du Berriasien et dans les flancs renversés des nappes. C'est lors de la formation de cette deuxième schistosité que se développent les plis spectaculaires de dimension millimétrique à kilométrique dans les unités de socle et de couverture du domaine helvétique.
4. Les fronts des unités supérieures et d'une origine plus interne migrent le plus loin vers le NW. Ainsi les plis frontaux de la nappe du Doldenhorn sont progressivement chevauchés par les nappes du Gellihorn et du Wildhorn.
- 5a. Dans une phase tardive les plis frontaux de la nappe du Doldenhorn et à l'E de notre coupe (région de la Jungfrau) les plis du socle de l'Aar déforment les plans de chevauchement des nappes supérieures.
- 5b. La fin des mouvements vers le NW est marquée par le développement d'un clivage de crénelation  $S_4$  et de plis  $P_4$  de dimension millimétrique à décimétrique, affectant également les contacts des unités tectoniques. Cette structure  $S_4$  s'observe depuis le Lötchenpass jusqu'au Gantertal aussi bien dans les unités de couverture que dans les gneiss du socle. Elle est le plus fortement développée dans la zone de métasédiments ductiles entre le socle de l'Aar et les gneiss du front pennique, c'est-à-dire dans la zone où se développeront plus tard les grands plis de rétrocharriage du Glishorn et de Berisal.
6. Les limites des nappes sont définitivement scellées par des plis de rétrocharriage de dimension kilométrique (SA6). Le mouvement en faille normale de la structure préexistante de la « Roti Chüe–Gampel » (DOLIVO 1982) est probablement de cette période.

Remarque: Au cours des déformations 2–5, les sédiments du bassin du Doldenhorn (golfe du Torrenthorn) se développent en pli couché du Doldenhorn avec au cœur la zone externe du socle de l'Aar.

Les massifs cristallins externes forment un élément structural typique des Alpes occidentales. Une comparaison des différentes parties des chaînes de l'Eurasie montre que les massifs cristallins externes affleurent uniquement dans un secteur à rétroplissement superposé aux structures de procharriage plus anciennes. Les limites internes subverticales ou renversées des massifs de l'Aar et du Gothard correspondent donc au flanc du milieu d'un grand pli de vergence SE, reliant l'anticlinal du Glishorn avec le synclinal de Berisal. Cette « racine externe » n'est donc pas la structure profonde que TRÜMPY et MÜLLER proposent dans leurs coupes (fig. 15 et 44) (TRÜMPY 1980).

La position verticale de la ligne du Rhône–Rhin et des massifs de l'Aar et du Gothard a facilité la formation de failles tardives de même orientation (FURRER 1948,

JÄCKLI 1951, STECK 1968b). Le rejet par ces structures est de l'ordre de quelques centaines de mètres.

### *Les nappes des Alpes pennines*

En 1905 (après la mise en évidence du chevauchement de 30 km de la nappe de gneiss du Monte Leone par le percement du tunnel du Simplon), LUGEON et ARGAND proposent le schéma suivant des nappes des Alpes pennines:

Nappes du Pennique supérieur: VI Dent-Blanche = Sesia

V Monte Rosa

IV St-Bernard

Nappes du Pennique inférieur

ou nappes du Simplon:

III Monte Leone

II Lebedun

I Antigorio

Gneiss de Verampio

Actuellement, la nappe de la Dent-Blanche est attribuée aux unités austroalpines, en considérant les ophiolites du bassin piémontais comme limite des deux domaines paléogéographiques et tectoniques.

Ces nappes des Alpes pennines sont caractérisées par des plis couchés de gneiss prétriasiques, séparés par des métasédiments mésozoïques.

Au début du Trias, les gneiss ont certainement fait partie d'une même croûte continentale, d'un socle sialique de composition très variable, avec de métagranites, divers gneiss et plus rarement d'amphibolites et une couverture discontinue d'arkoses permocarbonifères. Il s'avère très difficile de trouver des critères pétrographiques ou structuraux permettant de relier les différents fragments de socle que représentent ces nappes. Ainsi une reconstruction paléogéographique de la croûte continentale originale se basant sur des observations dans les divers éléments de socle est actuellement impossible.

Les trois exemples suivants font exception à cette règle.

Les gneiss de Berisal, caractérisés par la prédominance de paragneiss et d'amphibolites sont, selon THELIN (1983) identiques aux gneiss de Stalden-supérieur, une sous-unité du socle de Siviez-Mischabel. Les gneiss de Berisal et les gneiss de Stalden-supérieur ont été déplacés de 10 km par le rétrochevauchement du Simplon.

Les gneiss de Verampio forment sur notre coupe (pl. 1 et 3) la continuation méridionale des massifs cristallins externes Aar et Gothard. Cette coupe a été construite en nous basant sur des observations structurales. Mais le voisinage de ces unités est également indiqué par des critères pétrographiques. Dans les trois unités on trouve des minéralisations de molybdénite et le gneiss granitique de Verampio et celui du Rotondo (massif du Gothard) se ressemblent par une composition chimique identique et par une même texture magmatique, qui est reconnaissable malgré la recristallisation et les déformations tertiaires.

Les schistes de Baceno, des métasédiments d'âge paléozoïque se retrouvent sur les deux flancs du synclinal de roches mésozoïques, qui sépare l'unité de Verampio de la nappe d'Antigorio.

La forme géométrique des nappes de gneiss penniques correspond à des anticlinaux couchés. On trouve par exemple dans les nappes du Monte Leone et du St-Bernard des

arkoses permocarbonifères, formant les unités supérieures du socle prétriasique, concentrées dans les charnières frontales et dans le cas de la nappe de Siviez–Mischabel également sur les deux flancs de la nappe. Cette interprétation des nappes penniques comme plis couchés est également prouvée par la présence d'une couche presque continue de marbres très purs, calcitiques et dolomitiques avec souvent à la base des quartzites attribués au Trias qui séparent les gneiss des calcschistes des zones synclinales. Cette situation est admise depuis les travaux classiques de SCHMIDT & PREISWERK (1914), ARGAND (1911) et BEARTH (1972). L'analyse stratigraphique et structurale des zones de calcschistes séparant les nappes du Simplon n'est pas suffisamment avancée pour que l'on puisse proposer une synthèse utile. D'une étude faite par BURRI et collaborateurs (BOLLI et al. 1980) et de nos propres observations structurales, nous tirons les conclusions suivantes. Ces métasédiments sont replissés et écaillés lors de plusieurs phases. Les zones sédimentaires qui séparent les anticlinaux de gneiss ne sont donc pas de simples synclinaux symétriques. Certaines unités sont allochtones par rapport aux gneiss du voisinage.

Une reconstruction palinspastique des séries métasédimentaires demande de nouvelles études stratigraphiques et structurales.

Nos observations sur les structures de déformation syn- et postmétamorphiques donnent uniquement des renseignements sur les déformations tertiaires de l'orogénèse alpine.

#### *Les mouvements de procharriage synschisteux des Alpes pennines*

La dernière schistosité pénétrative à plis isoclinaux dans les calcschistes de la «série valaisanne» (au sens de BURRI) formant le front pennique entre Viège et Binn, résulte d'une troisième phase de déformation. Elle est parallèle au contact tectonique avec les schistes liasiques de Termen et parallèle à la deuxième schistosité dans ces derniers. On observe cependant dans les affleurements des gorges de la Binna sous «Steimatta» que cette schistosité est faiblement discordante aux contacts entre les schistes liasiques et triasiques du massif du Gothard et les calcschistes du front pennique formant des plis d'amplitude décimétrique. Plus au S, dans les calcschistes de la série de Rosswald (BURRI), nous ne comptons que deux schistosités pénétratives, comme d'ailleurs dans la continuation de cette série au Blinnental (fig. 8).

Entre Rosswald et le Saflischpass, les gneiss de la nappe du Monte Leone et les séries sédimentaires du Holzerspitz, du Fäldbach et de Rosswald sont séparés par des contacts tectoniques. Et l'ensemble de ces unités est déformé par des plis isoclinaux à schistosité de surface axiale ( $S_2$ ) (JEANBOURQUIN 1980).

Ces observations nous mènent à la conclusion que la série valaisanne a acquis sa première schistosité dans une région plus interne avant d'être déformée par les deux schistosités suivantes qu'on retrouve comme première et deuxième schistosités dans les schistes liasiques de Termen, dans les calcschistes de Rosswald. La dernière schistosité pénétrative a replissé l'ensemble des séries valaisanne, du Rosswald, du Fäldbach, du Holzerspitz et de Ganter.

Cela inspire une tectonique semblable à celle découverte par VOLL (1976a) dans la région de Lunschana dans les Grisons et confirmée par les observations de PROBST (1980).

Les plis asymétriques de ces deux (resp. trois) phases de déformation pénétrative montrent tous une vergence vers le NW avec des structures d'interférence du type 3 de RAMSAY (1967).

La dernière linéation d'étirement  $X_{II}$  est subhorizontale ou faiblement inclinée vers le NE (ou le SW), donc de direction longitudinale. Mais dans toutes les unités, on reconnaît des reliques d'une direction d'étirement plus ancienne de direction transversale  $X_I$ .

Dans les antiformes de gneiss des nappes du Simplon, la dernière schistosité pénétrative est une deuxième schistosité. Dans les *gneiss granitiques de Verampio*, on observe généralement une seule schistosité. Mais il est probable qu'il s'agisse, comme dans les nappes d'Antigorio et du Monte Leone, d'une deuxième schistosité. POLACK (1983) m'a montré un pli dans les affleurements des cascades du Toce, au N de Verampio, dans lequel la schistosité principale replisse une plus ancienne. Cette schistosité principale correspond à une deuxième schistosité dans les *schistes paléozoïques de Baceno*. Elle recoupe le contact entre gneiss et schistes avec un angle très aigu, curieusement avec une vergence S, SW ou W. La linéation d'étirement dans le gneiss granitique est de direction SE ( $X_I$ ).

Cette deuxième schistosité est la structure de surface axiale du pli isoclinal de méta-sédiments mésozoïques qui relie les gneiss de Verampio et les schistes de Baceno inférieurs avec les schistes de Baceno supérieurs et les gneiss d'Antigorio (POLACK 1983).

Localement, apparaît un deuxième étirement  $X_{II}$  de direction NE, qui peut devenir plus important que le premier dans les schistes plus ductiles de Baceno et surtout dans les calcschistes et marbres qui séparent cette unité de la nappe d'Antigorio. Il est impossible de dire si l'unité de Verampio forme un premier pli couché comme nous le suggérons sur nos profils ou si sa surface se relie directement avec le pli couché du Gothard. La schistosité principale  $S_2$  avec son étirement transversal  $X_I$  doit être la même dans les deux unités.

Dans le *pli couché d'Antigorio* la schistosité de surface axiale est une deuxième schistosité; elle replisse une schistosité de première phase dans la charnière frontale. Dans les autres parties de la nappe, la première schistosité est généralement transposée dans le plan de la deuxième schistosité. Mais on observe les deux schistosités également à d'autres endroits. Ainsi la première schistosité forme la surface d'un pli isoclinal dans une gorge au N de Piedilago dans le flanc renversé de la nappe et des doubles plis spectaculaires formés par  $S_1$  et  $S_2$  comme structures de surface axiale peuvent être admirés dans une carrière de gneiss au N de Pontemaglio située à 500 m sous le flanc normal des gneiss et dans la zone radicale de la nappe.

La nappe d'Antigorio représente donc un pli couché à schistosité de surface axiale  $S_2$ , formée par un mécanisme de déformation interne. Il ne s'agit donc pas d'un bloque de gneiss chevauché latéralement, comme MILNES conclu en 1965. L'étirement minéral dans la deuxième schistosité dans la racine de la nappe est de direction transversale SE (D29, fig. 11 et 12); parfois un deuxième étirement longitudinal se superpose. En allant vers le front de la nappe, le second étirement subhorizontal et de direction NE devient toujours plus intense pour devenir l'étirement principal dans la charnière frontale. Dans cette nappe, il est donc évident que le passage dans le temps d'un étirement

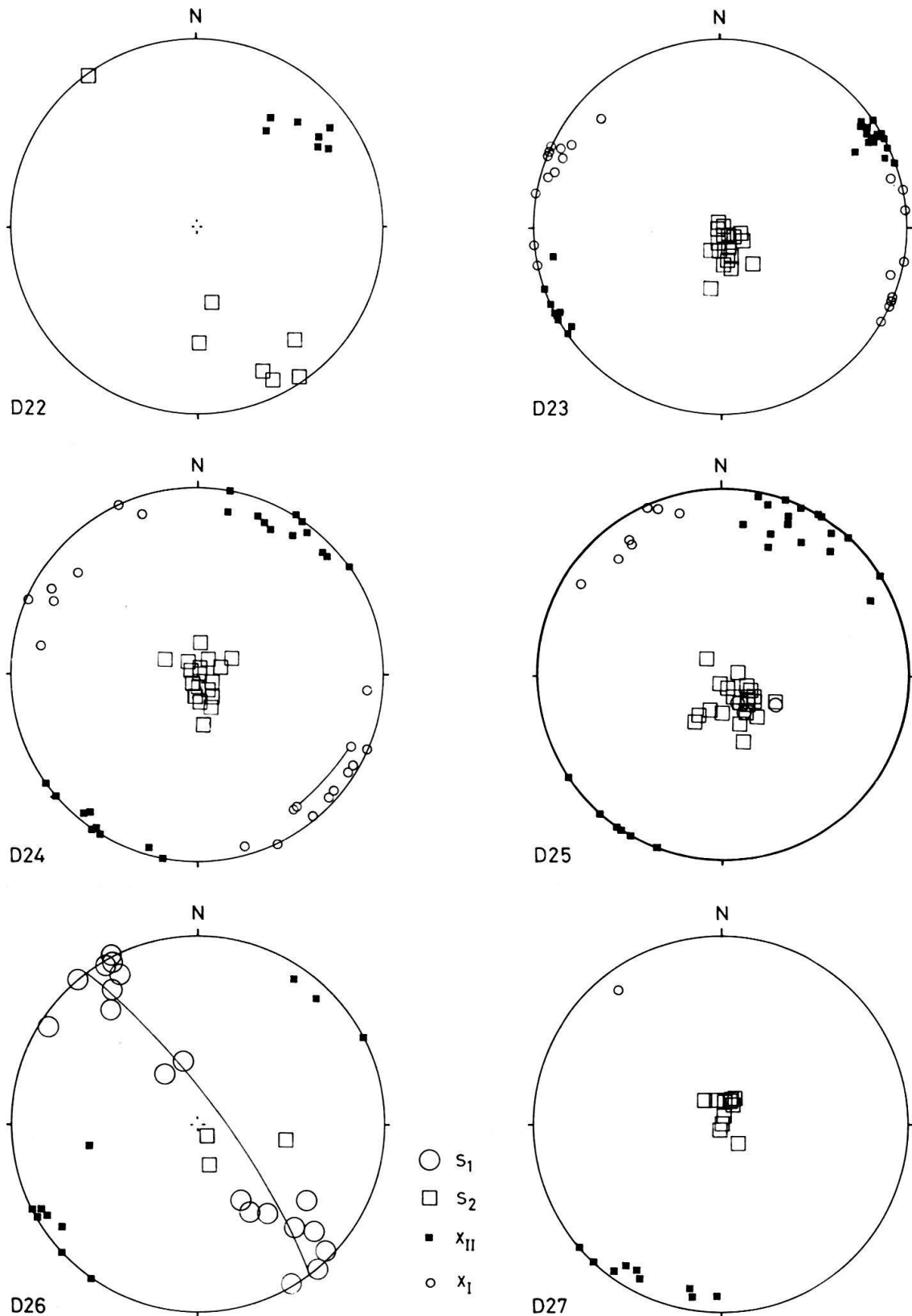


Fig. 10. Projections stéréographiques (LAMBERT, hémisphère inférieur). D22: Kriegalptal, gneiss du Monte Leone, bordure supérieure; D23: Kriegalptal, gneiss du Monte Leone, cœur de la nappe; D24: gneiss de Verampio; D25: gneiss conglomératique de Lebendun; D26: charnière frontale du pli d'Antigorio, Voina; D27: nappe d'Antigorio entre Bertonio et Monte Teggiolo.

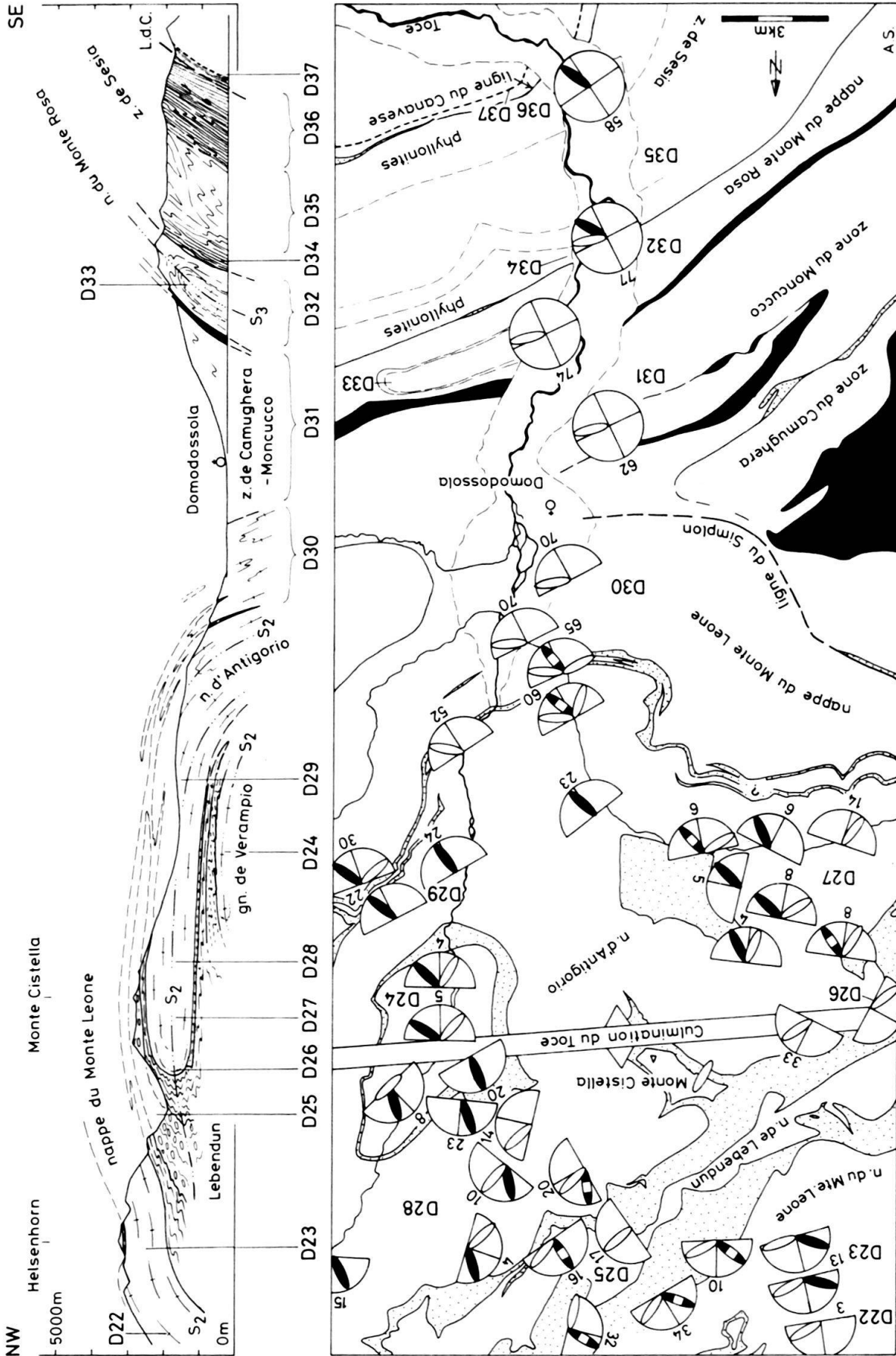


Fig. 11. Coupe géologique Helsenhorn-Vogogna.



transversal à un étirement longitudinal a eu lieu au cours de la formation de la deuxième schistosité, structure de surface axiale du pli couché d'Antigorio. La limite inférieure de la zone à étirement longitudinal  $X_{II}$  recoupe obliquement cette unité (pl. 3).

La schistosité de surface axiale  $S_2$  de la nappe d'Antigorio recoupe la *nappe de Lebendun* avec sa schistosité pénétrative et ses grands plis préexistants. La mise en place de la nappe de Lebendun a donc eu lieu avant la formation du pli couché d'Antigorio. Concernant l'unité de Lebendun, notre coupe est très différente des représentations récentes de JOOS (1967), MILNES dans HOMEWOOD et al. (1980) ou BURRI et NABHOLZ dans BOLLI et al. (1980). La nappe de Lebendun est un élément tectonique, séparé par des calcschistes mésozoïques des unités de socle prétriasiques de son voisinage: Verampio, Antigorio, Monte Leone et Gothard. Les cartes géologiques de JOOS, de MILNES (1974) et de PROBST (1980) le prouvent. La seule exception se trouve dans la région Alpe Veglia-Lago d'Avino-Alpje où les deux unités de Monte Leone et de Lebendun semblent se toucher. Les relations tectoniques sont différentes suivant les cartes géologiques de BEARTH (1972) ou de MILNES (1974). La structure en champignon dessinée par MILNES, BURRI et NABHOLZ est incompatible avec leurs propres levés géologiques et avec nos observations structurales.

L'étirement dominant dans la deuxième schistosité de la nappe de Lebendun est comme dans le front de la nappe d'Antigorio et dans les calcschistes de la zone du Teggiolo de direction NE (ou SW), et on trouve également des reliques d'un étirement transversal préexistant.

Le grand pli couché de la *nappe du Monte Leone* est déjà, avant le rétroplissement du Glishorn et de Berisal, un double pli du type 3 de RAMSAY. La schistosité principale  $S_2$  recoupe l'unité avec un angle aigu. Elle est plus fortement inclinée que les deux flancs parallèles de la nappe vers le SE. Cela signifie que la nappe avec sa première schistosité a déjà existé avant l'étirement de l'unité lors de la formation de la deuxième schistosité synmétamorphique.

La première mise en place de la nappe du Monte Leone a donc eu lieu soit pendant, soit avant la formation de la première schistosité. Il est fondamental pour l'interprétation structurale des Alpes Simplo-tessinoises de constater que la deuxième schistosité  $S_2$  de la nappe du Monte Leone ne correspond pas à la schistosité de surface axiale du grand pli couché de rétrocharriage du Wandfluhhorn, contrairement à ce que propose MILNES dans ses synthèses de 1973 et 1974.

Nos arguments sont les suivants:  $S_2$  est la structure de surface axiale de plis asymétriques de vergence NW, formés lors d'un mouvement de charriage vers le NW. Le principal étirement synschisteux est orienté NE-SW. Cette schistosité  $S_2$  synmétamorphique a été formée avant la culmination du métamorphisme oligocène avec la cristallisation non orientée de porphyroblastes de staurotide dans les métapelites et tremolite dans les marbres siliceux.

Dans la région du Wandfluhhorn, la schistosité  $S_2$  du pli d'Antigorio est replissée par le grand pli couché du Wandfluhhorn et sa structure de surface axiale, un clivage de crénulation appelé  $S_3$  dans ce travail. Le pli du Wandfluhhorn est un synclinal en position d'antiforme de vergence S, donc formé lors d'une phase de rétrocharriage. Le principal étirement synschisteux est orienté vers l'E, comme l'axe du pli. Selon HALL (1972) le clivage de crénulation de surface axiale synmétamorphique a été formé après la culmination du métamorphisme.

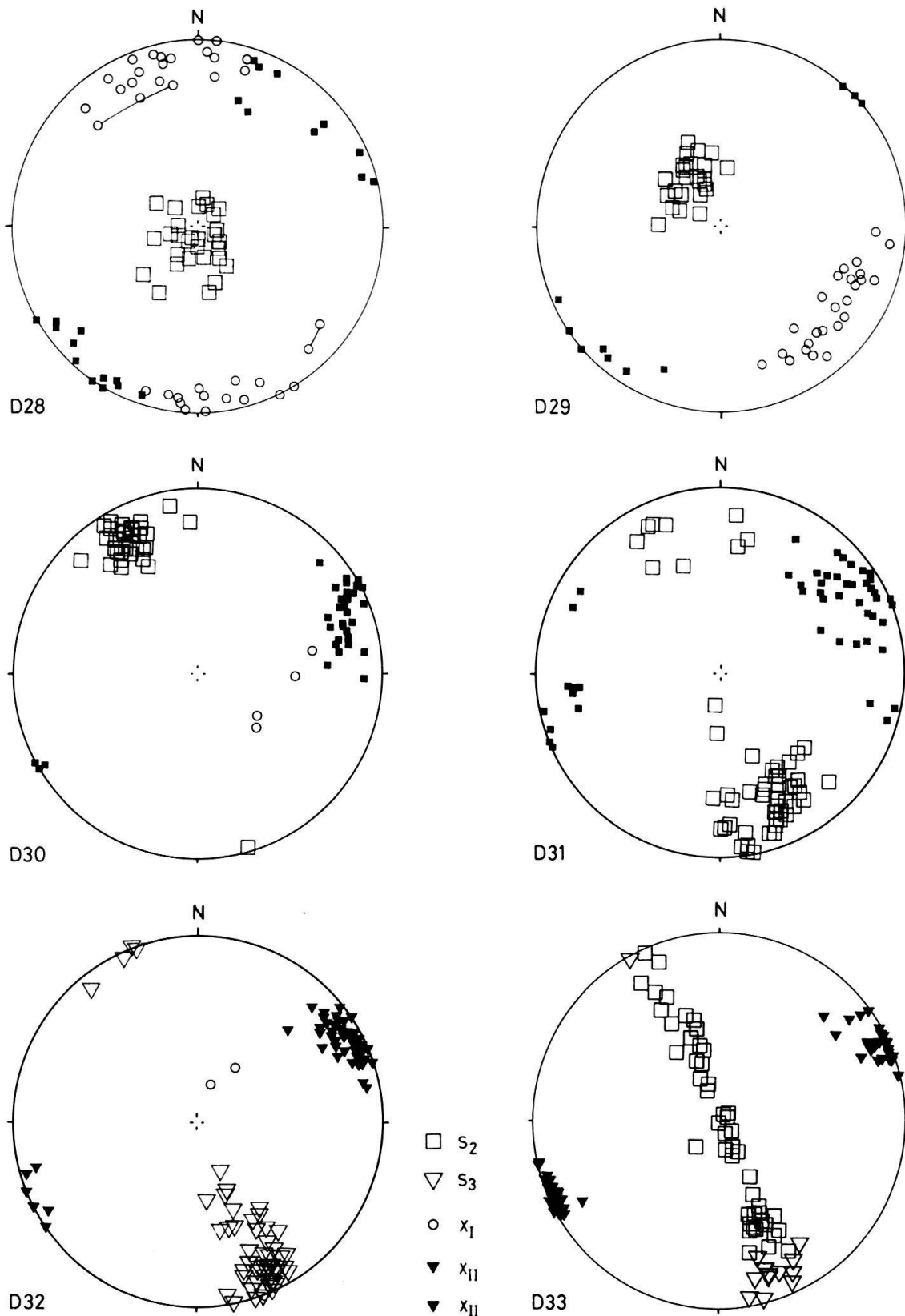


Fig. 12. Projections stéréographiques. D26: nappe d'Antigorio entre Bevola et le Monte Forno; D29: nappe d'Antigorio entre Alpiano et le Monte Larone,  $X_1$  est la structure dominante; D30: racine de la nappe du Monte Leone à Crévola,  $X_{II}$  est l'étirement dominant; D31: zone de Camughera-Moncucco; D32: zone du Monte Rosa, coupe de la vallée d'Ossola à 250 m d'altitude; D33: zone du Monte Rosa, charnière du pli  $P_3$  à schistosité de surface axiale  $S_3$ , Rio di Menta entre 800 m et 1300 m d'altitude.

Les gneiss de la *nappe de Siviez–Mischabel* possèdent (au moins?) deux schistosités pénétratives. Elles sont orientées subparallèlement au grand pli couché que forme cette unité. Le dernier étirement dans le plan de la deuxième schistosité du cœur et du flanc renversé de la nappe est de direction longitudinale SW. Et on trouve souvent des reliques d'un étirement transversal  $X_1$  (D38, fig. 13).

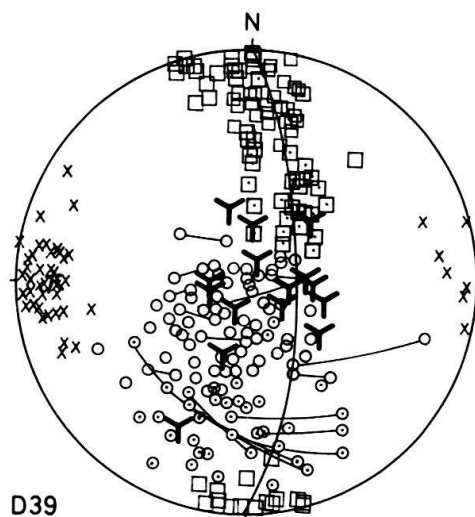
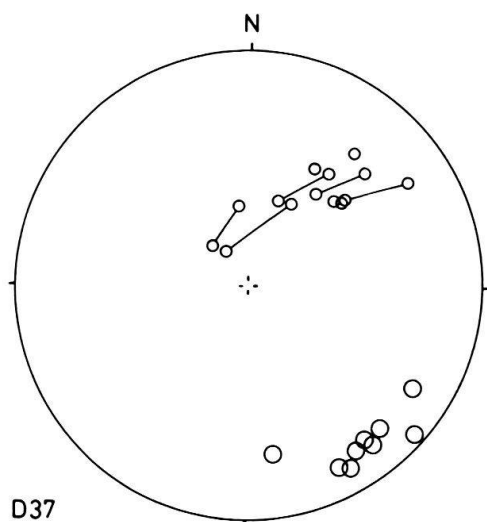
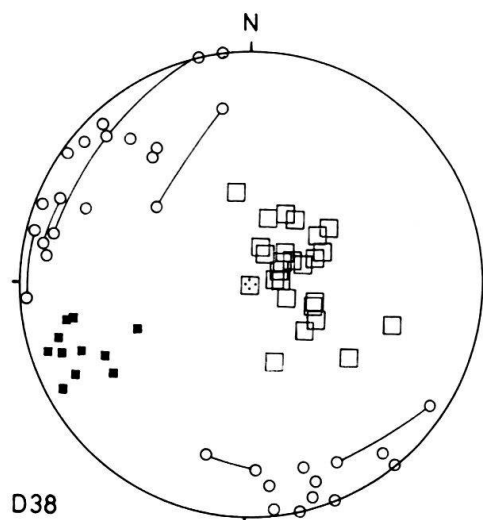
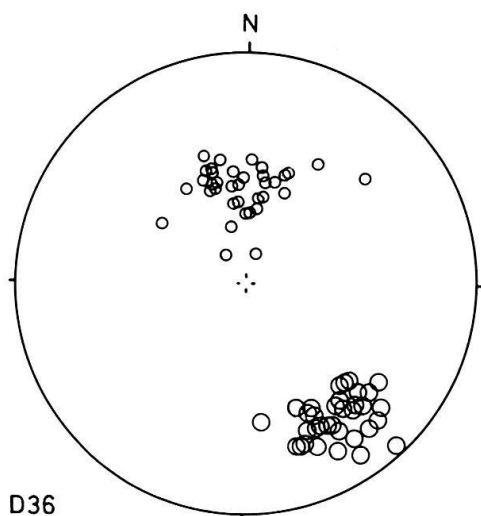
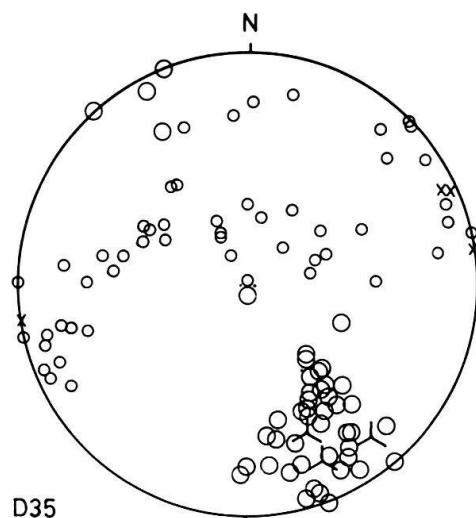
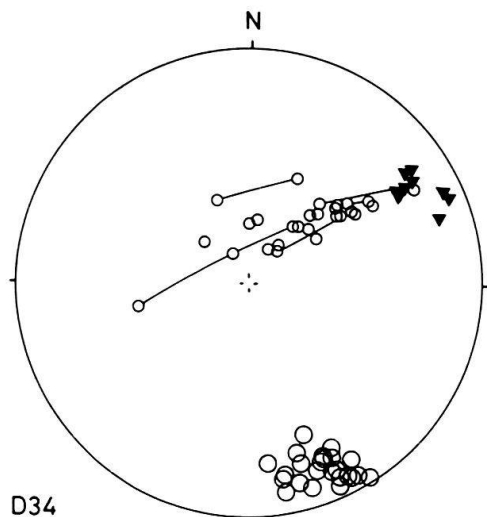
Cet étirement est la structure dominante dans le flanc normal et supérieur de la nappe. Il est replissé par le pli de rétrocharriage de la Mischabel (D39, fig. 13). La zone ductile comprise entre les socles de Siviez–Mischabel et de la Dent-Blanche (pl. 3) possède des structures de déformation complexes, qui ne sont pas décrites dans ce travail. Entre Zermatt et Domodossola un étirement de direction E–W caractérise une zone de cisaillement simple dextre qui affecte les unités entre le pli frontal de la nappe du Monte Rosa et le pli de rétrocharriage de la Mischabel. Le sens du cisaillement est déterminé par la forme asymétrique des ombres de pression de porphyroclastes.

Cet étirement  $X_{III}$  représente le dernier étirement important des ophiolites de la zone Zermatt–Saas, des gneiss du Portjengrat, de la zone de Furgg, des gneiss de la charnière frontale de la nappe du Monte Rosa et des ophiolites de la zone d'Antrona (pl. 3). L'étirement  $X_{III}$  et les plis de rétrocharriage de la Mischabel ont été créés sous les conditions d'un métamorphisme rétrograde dans le faciès schistes verts. Il est donc possible que ces deux structures se sont formées lors du même processus de déformation  $D_{III}$ .

Dans la vallée d'Ossola au S de Crévola affleure le *complexe de Camughera–Moncucco* formant un anticlinal postmétamorphique. Au cœur de cette structure, on retrouve selon MILNES dans STECK et al. (1979) les gneiss du Monte Leone. Par le plissement postmétamorphique les pôles de la schistosité principale, qui représente au moins une deuxième phase, se trouvent sur un grand cercle et la direction, et le pendage de l'étirement longitudinal synschisteux sont très variables (D31, fig. 12). Dans le lit du Torrente Ovesca à Villadossola affleure le contact entre les amphibolites de la *zone d'Antrona* et les gneiss œillés de la racine verticale du pli du Monte Rosa. Ces deux zones sont caractérisées par la même schistosité verticale à étirement  $X_{II}$  horizontale. La zone du Monte Rosa possède sur le versant gauche de la vallée du Toce une magnifique structure d'antiforme représentée sur la carte et les profils de la thèse de REINHARDT (1966). La schistosité de surface axiale de ce pli kilométrique, dessiné par les paragneiss à biotite, grenat et staurotide est, d'après nos observations dans la région du Rio di Menta, au moins une troisième schistosité (D32 et 33, fig. 12). Dans cette région, de rares petits plis à structure de surface axiale  $S_2$  replissent une schistosité  $S_1$  plus ancienne. Les deux premières schistosités sont parallèles au rubanage de la roche. Un étirement subhorizontal  $X_{II}$  montre la même orientation NE dans les deux dernières schistosités  $S_2$  et  $S_3$ . Dans la charnière du pli, où les plans XY des deux schistosités se recoupent avec un angle d'environ  $90^\circ$  et avec leurs grands axes  $X_{II}$  de direction commune, les objets déformés, yeux de feldspath, amas de biotite ou quartz, possèdent une forme cylindrique. Dans ces gneiss œillés de la charnière du pli, la structure de gneiss

---

Fig. 13. D34: zone de Sesia, phyllonites de Cuzzego; D35: zone de Sesia, zone centrale affectée par des plis postschisteux; D36: zone de Sesia, zone des phyllonites méridionales; chapelle de Loro; D37: phyllonites de la zone d'écaille, Vogogna; D38: gneiss œillés de Randa, à l'W de Ze Schwidernu; D39: Permocarbone du pli de la Mischabel, Schusslauinen.



|                  |                   |                   |
|------------------|-------------------|-------------------|
| ○ S              | ○ X <sub>I</sub>  | ▼ X <sub>II</sub> |
| □ S <sub>2</sub> | ■ X <sub>II</sub> |                   |
| Y S <sub>4</sub> | x P <sub>4</sub>  |                   |

|                  |                             |
|------------------|-----------------------------|
| □ S <sub>2</sub> | ○ X <sub>I</sub> 1640-2250m |
| □ S <sub>2</sub> | ○ X <sub>I</sub> 2250-2860m |
| Y S <sub>5</sub> | x P <sub>5</sub>            |

est linéaire (pencil gneiss) et les différentes schistosités ne sont souvent plus discernables. Des reliques d'un étirement subvertical peuvent être trouvées dans les parties schisteuses des deux flancs du pli. Les deux principales schistosités  $S_2$  et  $S_3$  ont été formées lors du métamorphisme oligocène et la cristallisation a continué après ces déformations (REINHARDT). Ainsi, nous avons observé des baguettes de staurotide comme porphyroblastes postschisteux non orientés dans un paragneiss à biotite et grenat à 780 m d'altitude dans le lit du Rio di Menta. Les plis de la grande antiforme sont recoupés par des pegmatites à quartz, oligoclase, microcline, muscovite et biotite à contact franc. Dans la charnière du Rio di Menta, ces pegmatites décimétriques sont parallèles à la schistosité de surface axiale  $S_3$ .

Le contact tectonique entre la zone du Monte Rosa et les phyllonites de la zone de Sesia est garni de lentilles de marbre, représentant des métasédiments mésozoïques. Le principal étirement de ces phyllonites plonge fortement vers l'E. Il s'agit de l'étirement  $X_1$  qui est la structure dominante des schistosités alpines de la zone de Sesia. Dans les gorges du Rio di Cuzzego, près du contact des phyllonites avec les gneiss du Monte Rosa, l'étirement  $X_1$  est replissé dans le plan de la schistosité; en même temps, on voit apparaître le deuxième étirement longitudinal  $X_{II}$ , qui plonge dans ces affleurements de  $20^\circ$  vers l'E (D34, fig. 13). La limite S de l'étirement longitudinal  $X_{II}$  qui est la structure dominante des unités du Monte Rosa, d'Antrona, de Camughera-Moncucco et du Monte Leone se trouve donc à quelques centaines de mètres à l'intérieur de la zone de Sesia.

Dans une partie centrale de la zone de Sesia, les schistosités à étirement transversal sont très fortement replissées. Cela explique la grande variation de l'orientation de  $X_1$  (D35).

Dans les 1,5 km de phyllonites septentrionales («schistes de Rimella») de la zone de Sesia, les schistosités alpines sont isoclines et l'étirement  $X_1$  plonge d'une manière uniforme vers l'E (D36, fig. 13). Le contact méridional des phyllonites de la zone de Sesia, la *ligne du Canavese*, est trahi selon ARENTH (1980) et ZINGG (1982) par des marbres mésozoïques affleurant dans une petite vallée à 400 m à l'W de la chapelle de Loro. Les roches affleurant entre cette vallée et Loro sont également phyllonitiques, mais composées selon ZINGG uniquement de matériel de la zone d'Ivrée. Ce n'est que dans cette zone d'écaillage au S de la ligne du Canavese à Vogogna ou sur l'autre rive de la vallée, près de la chapelle de Loro, que la direction d'étirement subverticale  $X_1$  change sa direction dans le temps et en conséquence la linéation d'étirement est souvent recourbée dans le plan de la schistosité (D37, fig. 13).

A Vogogna et Loro les phyllonites tertiaires de la zone d'écaillures buttent avec un contact franc contre le bloc rigide formé de métamorphites catazonales de la zone d'Ivrée.

Ce qu'on appelle la «ligne du Canavese», est en réalité une zone tectonique complexe, qui fait actuellement le sujet de diverses études structurales (SCHMID & ZINGG 1982). SCHMID décrit dans le val Loana, 17 km à l'E du val d'Ossola, une série de paragneiss à pegmatites à muscovite, la série de Scaredi, séparant la zone d'Ivrée des métasédiments permomésozoïques du Canavese, au contact méridional de la zone de Sesia. Dans ces trois zones de Sesia, du Permomésozoïque et de Scaredi nous avons pu distinguer trois principales directions d'étirement. Un plus ancien étirement d'orientation subverticale est souvent replissé dans le plan de la schistosité. Il corres-

pond très probablement à l'étirement transversal  $X_I$ . Une deuxième linéation d'étirement d'orientation plus constante, plonge avec environ  $70^\circ$  vers le SW. La forme asymétrique des ombres de pression des yeux de feldspath potassique des quartzporphyres de la zone de Sesia montre le sens de cisaillement lié à la création de cette structure synchrone d'un métamorphisme rétrograde dans le faciès schistes verts. Lors de cette déformation les Alpes centrales ont été soulevés par rapport aux Alpes méridionales (SCHMID).

Un troisième étirement subhorizontal est développé dans des zones de cisaillement simple dextre qui suivent principalement les deux contacts entre les zones de Scaredi et d'Ivrée d'une part et les zones de Scaredi et de Sesia de l'autre. Finalement la zone de cisaillement dextre au contact entre les zones d'Ivrée et de Scaredi est replissée à différents endroits entre Finero et le val Loana (STECK & TIECHE 1976 et observations du printemps 1983).

*Les mouvements de rétrocharriage et les bombements tardifs dans les Alpes centrales*  
(fig. 14)

Les mouvements de rétrocharriage commencent dans des unités actuellement érodées au-dessus de notre coupe dont la prolongation affleure, au NE et SW de la région du Simplon (flexure axiale du Toce). Il s'agit des *plis de vergence S de la Mischabel et du Wandfluhhorn*, à axes et étirement minéral qui plongent dans le premier cas de  $20^\circ$  vers l'W, dans le deuxième cas d'environ le même angle vers l'E. Lors de cette déformation, l'étirement  $X_{II}$  préexistant est transposé dans la nouvelle direction E ( $X_{III}$ ). Ces déformations synmétamorphiques ont eu lieu après la culmination du métamorphisme oligocène (HALL 1972, CHADWICK 1974). Une transposition des structures préexistantes a eu lieu dans la zone des racines, au N de Locarno. Et il est probable que la synforme de la Maggia (la «Maggia-Querzone») est de cette phase. Le fait que les structures  $X_{II}$  de direction NE passent graduellement à la nouvelle direction  $X_{III}$  d'orientation E rend difficile une délimitation des régions à étirements  $X_{III}$ .

Des rétrocharriages plus tardifs affectent également les unités plus profondes de l'empilement des nappes, c'est-à-dire le front pennique et la zone helvétique. Ainsi se forment *l'anticlinal du Glishorn et le synclinal de Berisal* à axes de direction SW dans des conditions épizonales (SA6).

Le plissement du Glishorn est suivi du *rétrocharriage Rhône-Simplon* avec des paragenèses à albite, épidote, séricite et chlorite dans les gneiss mylonitisés près du col du Simplon et une paragenèse à albite, épidote, mica blanc, biotite et grenat dans les mylonites du Zwischbergental. Nous pensons avec MILNES (dans STECK et al. 1979) que le mouvement de rétrocharriage d'environ 10 km est amorti au S par la formation de l'anticlinal de Vanzone (SA7). Il s'agit également d'un pli formé sans clivage de surface axiale sous des conditions épizonales. Il est probable qu'un important soulèvement des Alpes centrales par rapport aux Alpes méridionales a eu lieu lors de cette phase le long de l'accident insubrien (= ligne du Canavese). Les mouvements de rétrocharriage sont suivis de grandes ondulations avec formation des *flexures axiales de direction E de Gastern-Aletsch* dans le massif de l'Aar et du *Simplon-Toce* dans les Alpes pennines. On reconnaît ces deux culminations en comparant les coupes parallèles des figures 4 et 7 pour le massif de l'Aar et les coupes des figures 7 et 11 pour les Alpes pennines.

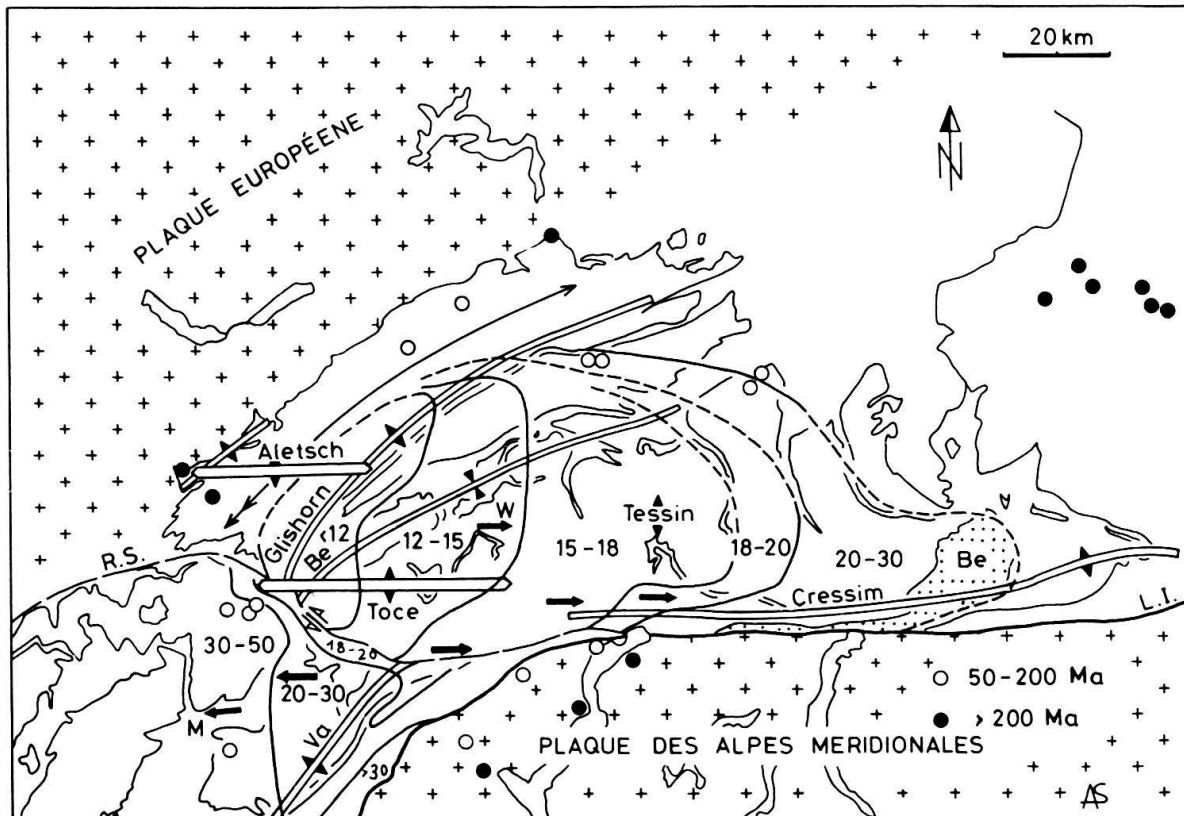


Fig. 14. Les structures de rétrocharriage et de bombement tardifs des Alpes centrales. Après la culmination du métamorphisme tertiaire, les Alpes centrales avaient été affectées par

- 1: le rétroplissement encore synmétamorphique du Wandfluhhorn (W) et de la Mischabel (M) à étirement minéral et axes de direction E.
- 2: les rétroplissements des racines par le pli de Cressim et des massifs cristallins externes avec l'antiforme du Glishorn et la synforme de Berisal (Be), suivis de
- 3: le rétrochevauchement du Simplon (R.S. = ligne Rhône-Simplon) et le rétroplissement de Vanzone (Va). Ces structures sont superposées par
- 4: les culminations axiales de direction E du Toce (Simplon-Toce) et d'Aletsch (Gastern-Aletschhorn). Il est évident que la géométrie des bordures rigides des deux plaques ait contrôlé les directions E et NE des plis, créant une image d'interférence avec des dômes et des bassins. Sur cette carte, nous avons également représenté les zones de même âge Rb-Sr de la biotite selon JÄGER et al. (1967), HUNZIKER et al. (1969) et HUNZIKER (1974) (en millions d'années). Ces auteurs interprètent ces dates comme âges de refroidissement sous  $\pm 300 \pm 50^\circ\text{C}$ . Certaines relations avec les structures de déformation tardive semblent exister. Ainsi, le refroidissement a commencé il y a environ 30 m.a. dans la région du Bergell avec l'antiforme du Cressim pour se propager vers l'W avec la culmination du Tessin, suivie de celle du Toce pour se terminer il y a environ 12 m.a. avec la flexure d'Aletsch.

Nous attribuons à ces culminations tardives des plis conjugués, ouverts et souvent en chevrons de la région du Simplon.

L'esquisse structurale des Alpes centrales (fig. 14) montre que la direction NE des axes du rétrocharriage du Glishorn et celle E des culminations Gastern-Aletsch et Simplon-Toce, correspondent à l'orientation des bordures des deux socles rigides de l'Europe et des Alpes méridionales. Ainsi, dans la charnière entre Alpes centrales et

occidentales, ces plis tardifs ont créé un magnifique dessin d'interférence avec des structures de dômes et de bassins. Le «mantled gneiss dôme de l'Aar» d'ESKOLA (1949) est un double pli de ce type.

Nous n'avons pas représenté dans les illustrations de ce travail des plis tardifs à axes de direction SE, souvent conjugués et formant des structures en chevrons qu'on observe le long de la limite Helvétique–Pennique et dans les zones de Chamonix et d'Urseren. AYRTON (1980) les a décrit dans le synclinal de Chamonix près de Martigny, LABHART (1965) les signale dans la région de Mörel et nous les avons étudiés au Heidenischbiel près de Raron (GASSER & DOLIVO 1980; STECK et al. 1979), et dans les calc-schistes du front pennique de la région de Viège. Ces plis sont plus jeunes que le clivage de crénulation  $S_4$ , mais leurs relations d'âge avec les autres structures tardives ne sont pas évidentes.

### **Datation des événements syn- et postmétamorphiques des Alpes centrales (fig. 15)**

Dans les nappes penniques et helvétiques les déformations synmétamorphiques ont commencé après le dépôt des sédiments les plus jeunes de ces unités tectoniques, c'est-à-dire après le dépôt des flyschs de l'Eocène supérieur ou de l'Oligocène inférieur (TRÜMPY 1980). Les relations entre cristallisation et déformation combinées avec la datation de minéraux du métamorphisme alpin et de leurs âges de refroidissement par des méthodes radiométriques, nous donnent des informations supplémentaires:

a) Dans la racine de la nappe du Monte Rosa les déformations  $D_I$  et  $D_{II}$  ont eu lieu avant la dernière cristallisation de porphyroblastes non orientés de staurotide, appartenant à une paragenèse de la culmination du métamorphisme tertiaire.

Selon HUNZIKER et al. (1969) cette culmination du métamorphisme a un âge de 38 m. a. Les déformations synmétamorphiques  $D_I$  et  $D_{II}$  dans la nappe du Monte Rosa datent donc de la fin de l'Eocène et/ou de l'Oligocène inférieur. La présence de filons postschisteux pegmatitiques dans les gneiss de la nappe du Monte Rosa et andésitiques dans la zone de Sesia (30 m. a.) indique également qu'une première période de compression s'est terminée avant 30 m. a. (SCHEURING et al. 1973).

b) Dans la région du Simplon, les déformations  $D_I$  et  $D_{II}$  ont également eu lieu avant la culmination du métamorphisme tertiaire, mais l'âge de cette culmination y est inconnu. On rappellera que l'âge des déformations  $D_I$  et  $D_{II}$  ne correspond généralement pas à des phases de déformation, mais à des structures qui se sont développées au cours d'une certaine période; elles sont en général hétérochrones dans tout leur domaine de répartition. Cette propriété d'hétérochronie des différents types de déformation (schistosité, plissement, etc.) caractérise également les processus métamorphiques, par exemple la création d'une isograde, le passage de la culmination du métamorphisme, etc. Nous pensons que lors des deux principales déformations synmétamorphiques  $D_I$  et  $D_{II}$ , le volume des roches ductiles a augmenté progressivement à la suite d'un réchauffement par diffusion thermique. Ces déformations ont tout d'abord atteint la zone pennique interne pour s'étendre progressivement au socle du Pennique externe, de l'Ultraschiste et de l'Helvétique. Dans cette zone de métamorphisme tertiaire, les déformations ont été les plus intenses dans les roches les plus ductiles situées au cœur de la région considérée. Dans un tel contexte tectonométamorphique, il est difficile de



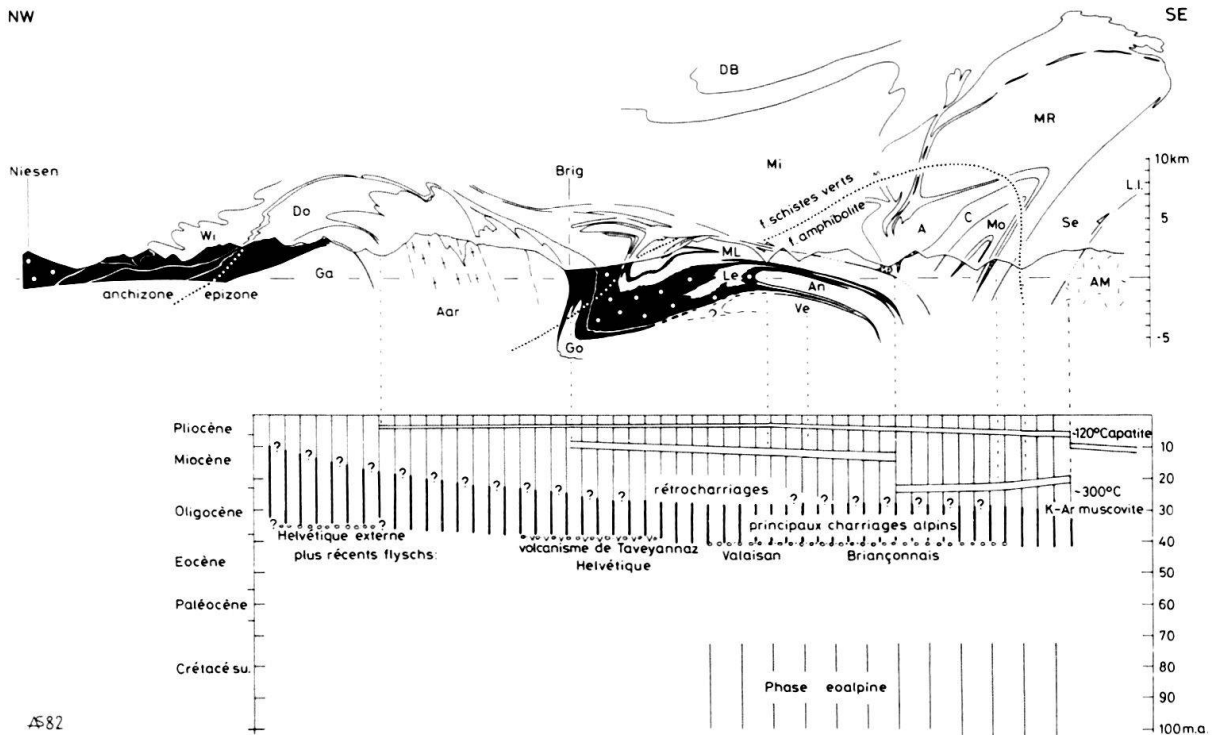


Fig. 15. Coupe géologique et schéma chronologique (âges des plus récents flyschs d'après MATTER et al. 1980 et TRÜMPY 1980, âges de refroidissement de la muscovite sous 300°C d'après FRANK et al. 1979 et ZINGG et al. 1976 et de l'apatite sous 120°C d'après WAGNER et al. 1977).

concevoir comment deux zones de subduction distinctes auraient pu se développer conformément au modèle proposé par TRÜMPY (loc. cit.).

c) Dans la région de Brigue, la fin des déformations  $D_1$  et  $D_{II}$  et des mouvements vers le NW est marquée par les plis  $P_4$  de vergence NW. Ces plis et un clivage de crénulation se sont formés pendant et après la cristallisation de la biotite qui caractérise la culmination du métamorphisme épizonal: dans les gneiss du massif de l'Aar (STECK 1968a) et dans les arkoses permienues de la zone d'Urseren (LABHART 1965) cette culmination est datée de 12 à 15 m. a. (JÄGER et al. 1967). Les premiers plis de rétrocharriage (Wandfluhhorn et Mischabel) peuvent être associés à des mouvements de cisaillement dextre après la culmination du métamorphisme. Ces déformations sont suivies par d'autres rétrocharriages orientés vers le S et le SW.

Lors de la création, l'antiforme de Cressim (rétrocharriage du Bergell) est recoupée par des granodiorites datées de 30 m. a. (JÄGER et al. 1967). Dans cette région, le refroidissement des biotites du métamorphisme tertiaire donne un âge identique, ce qui indique un soulèvement très rapide de l'antiforme. Dans les Alpes pennines, le refroidissement des gneiss du Monte Rosa survient approximativement à la même période (HUNZIKER et al. 1969). L'antiforme du Glishorn et la synforme de Berisal, comme le rétrocharriage des massifs cristallins externes (Aar et Gothard), sont du même style que la structure de Cressim. L'identité dans le type des plissements n'implique toutefois pas que ceci soit synchrones: il semble en effet que les rétrocharriages sont plus anciens dans la partie méridionale de la chaîne alpine que dans sa partie centrale. Selon le modèle de JÄGER, le soulèvement des Alpes centrales s'est déplacé progressivement

depuis le Bergell (30 m. a.) vers l'W, pour atteindre la région du Simplon il y a 12 m. a., en créant au passage la culmination du Tessin et les culminations du Toce et d'Aletsch. Ces structures sont obliques par rapport au pli de rétrocharriage du Glishorn.

Le plan de «rétrochevauchement» Rhône–Simplon recoupe le pli du Glishorn et il est replissé par la flexure du Simplon–Toce. Ce mouvement vers le S n'est pas beaucoup plus vieux que la «culmination du Toce». La limite entre la zone à chlorite et la zone à biotite dans les gneiss granitiques mylonitisés lors du chevauchement se situe quelque part entre le Simplon et Zwischbergen. Cette limite est dat e de 12 m. a. par HUNZIKER et al. (1969). Les observations sur les mouvements de rétrocharriage et de soulèvements tardifs montrent qu'il s'agit très probablement d'un processus continu qui a commencé dans certaines régions à la fin de l'Oligocène inférieur et qui s'est poursuivi jusqu'au Miocène supérieur ou même jusqu'à nos jours (GUBLER 1976).

La «ligne du Canavese» possède une histoire complexe. Elle s'est tout d'abord développée comme une zone de faille inverse, liée à des mouvements de rétrocharriage. Par la suite elle a partiellement fonctionné comme une zone de cisaillement simple dextre. Ces mouvements ont commencé il y a environ 30 m. a. pour rester actifs jusqu'au Pliocène (WAGNER et al. 1977). Actuellement, aucune activité tectonique n'est constatée le long de cet accident. Des mouvements plus récents ont eu lieu dans les zones des kakirites de la ligne du Centovalli (MILNES dans STECK et al. 1978).

### **Interprétation de l'orientation des étirements $X_I$ et $X_{II}$ et de leurs structures d'interférence**

L'orientation des étirements  $X_I$  et  $X_{II}$  a été représentée sur les cartes structurales et les projections stéréographiques illustrées dans les figures 3, 5, 7, 8, 10, 11, 12 et 13 et dans la planche 2. Il est important de chercher à comprendre la signification des directions de ces étirements. Dans cette analyse, nous devons distinguer les régions dans lesquelles on observe un seul étirement transversal de celles où il existe deux étirements superposés.

#### *Régions à un seul étirement transversal $X_I$ (pl. 2)*

Dans la tranche Aar–Simplon, il s'agit d'une part de la zone se trouvant au N de la limite de la déformation  $D_{II}$  à étirement longitudinal et d'autre part, d'une grande partie de la zone de Sesia. L'orientation du grand axe  $X_I$  de l'ellipsoïde de déformation est très constante à travers un affleurement de quelques centaines de mètres de diamètre dans ces roches qui ont uniquement subi la première déformation  $D_I$  ( $D_{12}$  et 14, fig. 6;  $D_{15}$  et 16, fig. 8). L'orientation de  $X_I$  indique dans ces tectonites la direction de l'extension finale de la roche lors de cette déformation. Dans le massif de l'Aar et dans les nappes helvétiques au N de sa bordure externe, l'étirement transversal forme dans le plan d'une même schistosité un spectaculaire éventail avec un angle d'ouverture d'environ 40  entre le Haslital à l'E, où l'étirement est de direction 150  et le Lötschenpass à l'W, où l'étirement est de direction 110  (fig. 22). Cet éventail régulier, d'une largeur de 50 km, s'est développé progressivement avec l'extension transversale. Il correspond à la formation du premier pli de socle de l'Aar et au mouvement divergent des

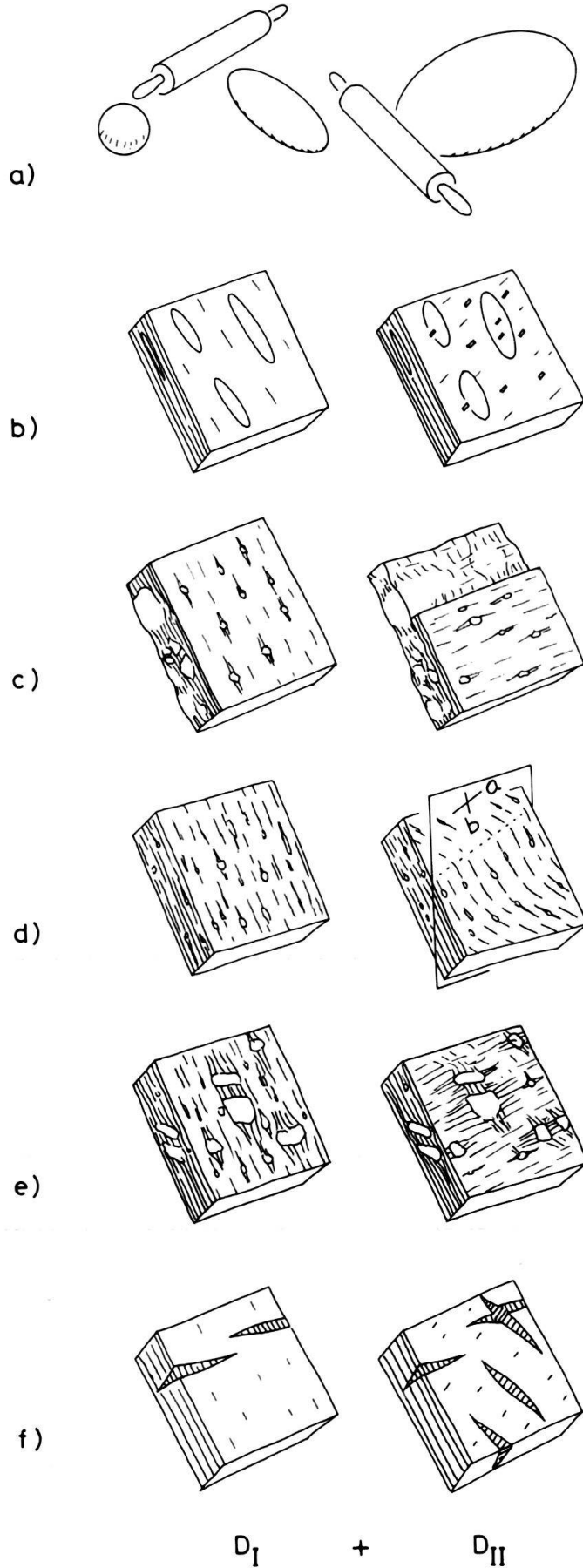


Fig. 16. Structures d'interférence des deux déformations  $D_I$  et  $D_{II}$  dans le cas du développement d'une déformation ductile et homogène, l'ellipsoïde de la déformation fine correspond à la somme des deux déformations superposées. b: des porphyroblastes de forme allongée et cristallisés lors de la deuxième déformation indiquent la direction de l'étirement  $X_{II}$ . c: lorsque la deuxième déformation est concentrée dans des zones parallèles à la schistosité de la roche, deux étirements peuvent être observés, dans les deux cas l'étirement est le produit de deux déformations superposées. d: un premier étirement  $X_I$  est remplissé dans le plan de la couche. e: des minéraux de forme fibreuse croissent successivement dans les deux directions d'étirement dans des ombres de pression de porphyroclastes. Les fibres de la première génération sont souvent replissées. f: des minéraux de forme fibreuse croissent successivement dans deux générations de fissures de tension selon le «crack and seal mechanism» de RAMSAY.

nappes helvétiques vers le N et le NW. L'extension d'environ 20% selon l'axe  $Y_1$  de l'ellipsoïde de la déformation finie est liée à ce charriage divergent (STECK 1968, 1980, FRANKS 1968 et PFIFFNER 1980).

*Régions à deux étirements  $X_1$  et  $X_{II}$  superposés (fig. 16–20, pl. 2)*

L'orientation du premier étirement commence fortement à varier et trahit ainsi la deuxième déformation lorsqu'on passe d'une région à un seul étirement  $X_1$  à une région à deux (ou plusieurs) étirements superposés dans le plan d'une même schistosité. La forte variation de l'orientation du premier étirement dans ces roches à déformations superposées peut avoir différentes origines.

1. La forme de l'ellipsoïde de déformation et l'orientation de ses axes principaux sont changées par déformation interne (fig. 16a et 17a–c).
2. Une déformation interne hétérogène provoque l'incurvation de la linéation d'étirement préexistante (fig. 16d et fig. 19c et d). Il s'agit de l'exemple analysé par RAMSAY (1967): une linéation est déformée par un pli similaire dans une surface de schistosité non plissée. La direction a du pli se trouve dans la surface de la couche et forme un grand angle avec la linéation déformée.
3. Des corps plus rigides allongés selon  $X_1$  subissent une rotation externe dans une matrice ductile. Ces objets rigides peuvent être des cristaux, des galets ou des domaines peu déformés de la roche.

Dans la même roche, la direction du second étirement est beaucoup plus constante, à condition que celle-ci soit marquée par des minéraux allongés qui ont cristallisé lors de la seconde déformation (fig. 18). Dans la zone de cisaillement simple dextre, cette linéation d'étirement  $X_{II}$  est dirigée d'une manière régulière vers le NE (ou le SW).

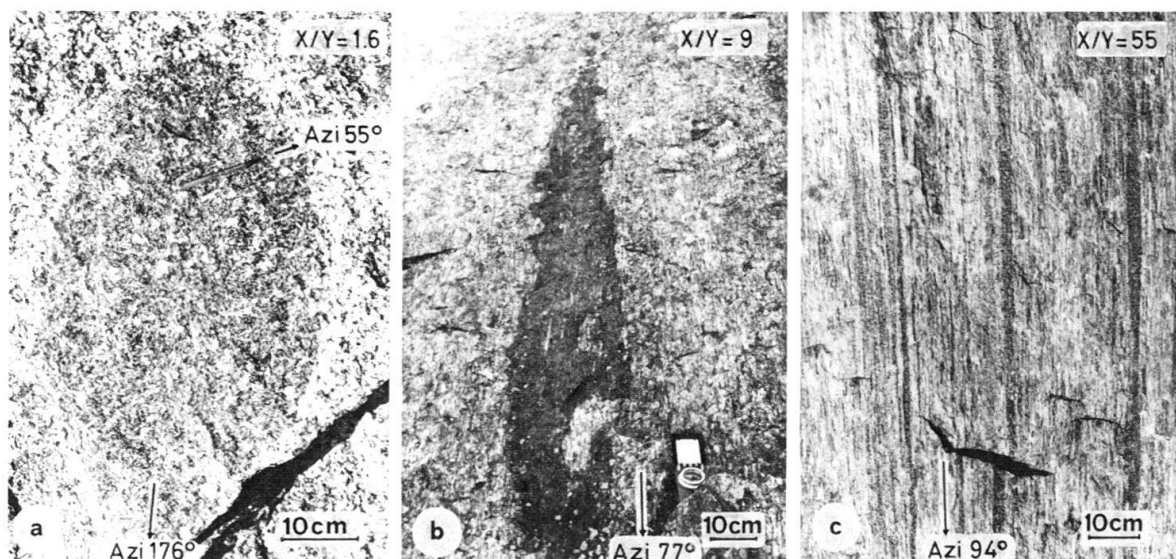


Fig. 17. Trois exemples illustrent la grande hétérogénéité de la déformation dans les gneiss d'Antigorio, région du Wandfluhhorn. Ces gneiss avec leurs enclaves magmatiques sont affectés par les déformations alpines  $D_I$ ,  $D_{II}$  et  $D_{III}$ . Le grand axe X des enclaves fortement étirées sont orientés vers l'E, parallèlement à l'axe du pli du Wandfluhhorn (HALL 1972, COLOMBI 1983). Il s'agit de la direction de l'étirement  $X_{III}$  de la déformation  $D_{III}$ .

Dans certains cas, les orientations des étirements observés dans un échantillon de roche correspondent aux produits des deux déformations. Il s'agit de gneiss et de schistes dans lesquels des couches de forte déformation  $D_{II}$  alternent avec des couches dans lesquelles l'étirement de la première déformation est encore bien conservé. Dans une telle roche, on peut également mesurer deux directions d'étirement (fig. 16c). Dans ce type de déformation les deux directions sont variables, mais la variation de  $X_I$  est généralement plus forte que celle de  $X_{II}$ . Ce type de structure d'interférence est répandu dans les gneiss des nappes penniques, par exemple dans la nappe du Monte Leone près du Kriegalpass (fig. 10 et 11, D22 et D23) ou dans les gneiss d'Antigorio entre Bertonio et le Monte Teggiolo (D27).

L'orientation des deux étirements est également variable lorsque les deux déformations sont environ du même âge et se superposent alternativement comme, par exemple, dans la région du Resti- et du Faldunrothorn (fig. 3 et 4, D3 et D4). Dans ce dernier cas il est évident que l'orientation des deux champs de contraintes, responsables de la formation des deux étirements, a varié au cours du temps.

Nous concluons que l'étirement  $X_I$  a conservé sa direction originale en dehors de la zone de la deuxième déformation  $D_{II}$  (ou de la troisième déformation  $D_{III}$ ) et que dans les régions à étirements superposés, la direction du premier étirement est modifiée par la seconde déformation, tandis que la direction de la deuxième linéation d'étirement est plus constante et correspond souvent à la vraie direction d'extension de la deuxième phase, à condition qu'on ait sélectionné des linéations minérales de formation syn-étire-

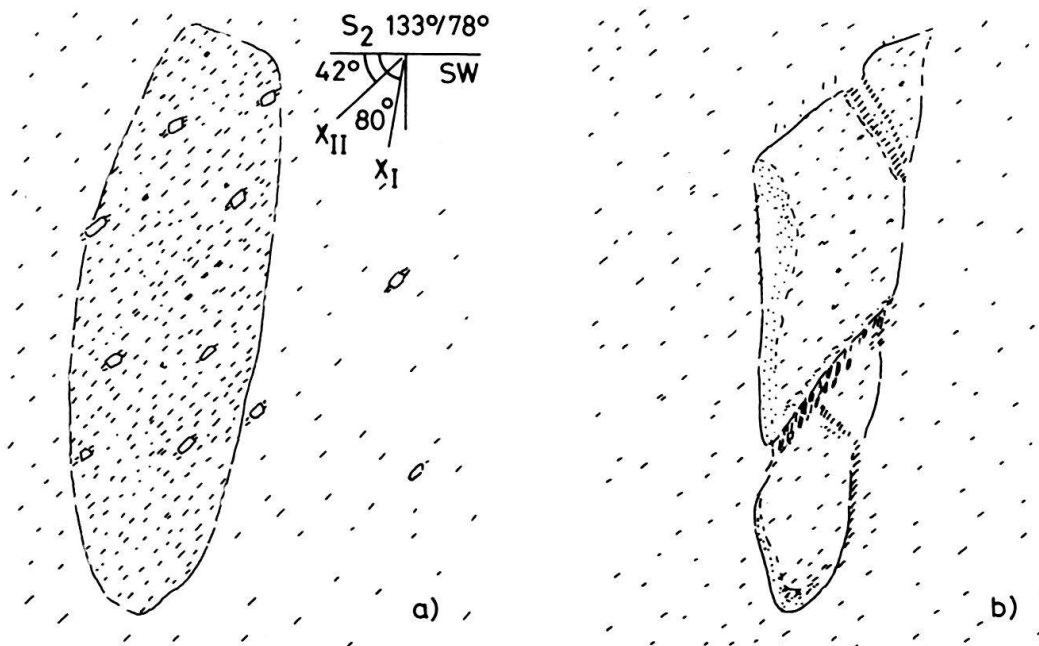


Fig. 18. A l'W de la Binnegga, au bord de la route qui mène de Ernen à Ausserbinn, affleurent des tuffs conglomératiques d'âge permien. Ces tuffs de la zone d'Urseren ont subi successivement les deux déformations  $D_I$  et  $D_{II}$ . a: dans ce cas, un galet aussi ductile que la matrice a subi successivement les deux déformations. Des cristaux marquent la direction du second étirement. b: dans un galet granitique, dans le même tuff, se sont successivement développés deux systèmes de fissures de tension avec des minéraux de forme fibreuse, indiquant les deux directions d'étirement  $X_I$  et  $X_{II}$ . Il est évident que dans cette roche la première déformation a été beaucoup plus intense que la deuxième.

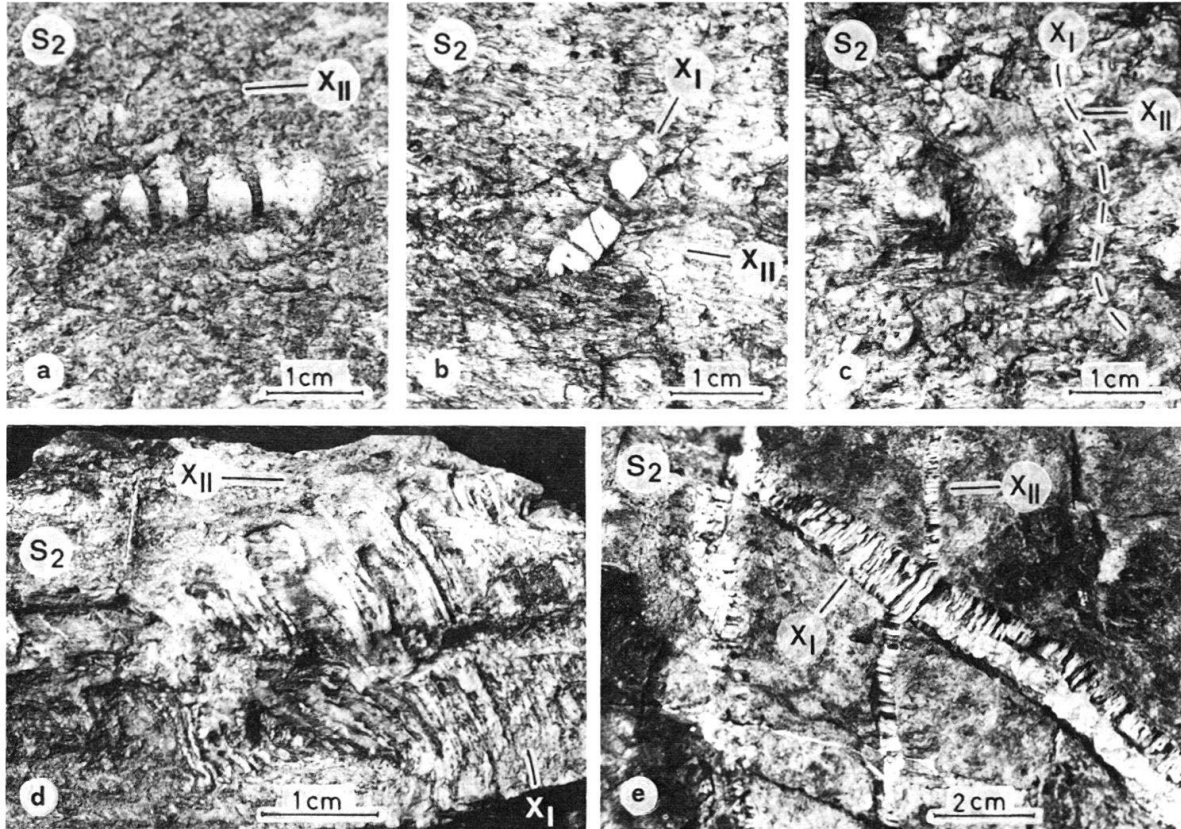


Fig. 19. Gneiss œillés de Brigerbad, massif de l'Aar. Ces gneiss ont subi successivement les déformations  $D_I$  et  $D_{II}$ . a: porphyroclaste de feldspath potassique étiré selon  $X_{II}$ . Remarquer la crénulation subparallèle à cet étirement. b et c: les minéraux fibreux des ombres de pression de la déformation  $D_I$  sont replissés par la déformation  $D_{II}$ . d: les fibres de quartz dans une fissure de tension de la déformation  $D_I$  ont subi la déformation  $D_{II}$ : elles sont plissées et de nouvelles fibres d'orientation  $X_{II}$  ont cristallisé entre les fibres préexistantes. Gneiss à deux feldspaths de Birgisch, massif de l'Aar. e: Calcaire liasique du Faldumrothorn (massif de l'Aar) recoupé par deux systèmes de fissures de tension remplis de quartz et de calcite. La fissure à fibres d'orientation  $X_I$  s'est ouverte après celles dans lesquelles les fibres ont une orientation  $X_{II}$ . Le chemin de la déformation peut être déterminé par la forme des fibres au point d'intersection des deux fissures (DURNEY & RAMSAY 1973). Sur le même affleurement, on observe une relation d'âge inverse, avec des fibres  $X_{II}$  plus jeunes que les fibres  $X_I$ . Nous concluons que, dans cette région du massif de l'Aar, les déformations  $D_I$  et  $D_{II}$  sont du même âge.

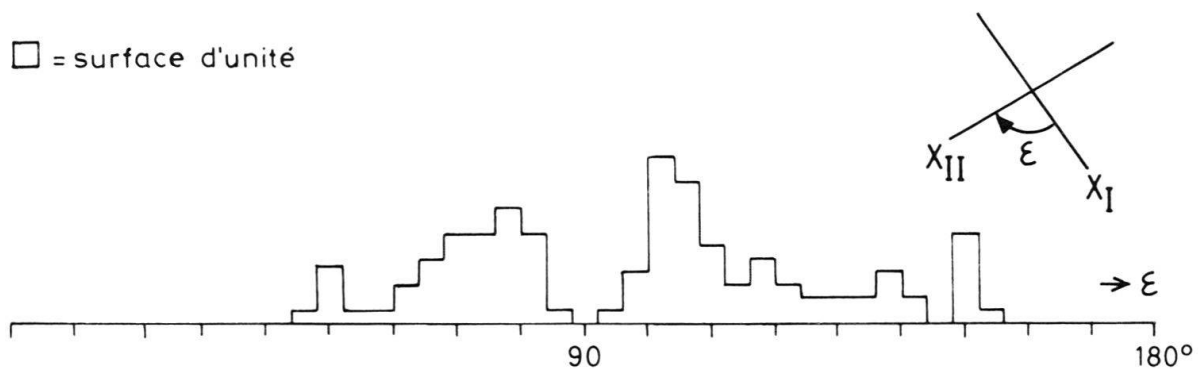


Fig. 20. Histogramme des angles moyens entre les deux étirements, représentés sur la carte structurale de la planche 2 et la figure 10.

ment. Dans ce cas, l'orientation du deuxième étirement est très constante (fig. 10, D23, fig. 18 et 19).

Les directions moyennes de  $X_I$  et de  $X_{II}$ , représentées sur nos cartes structurales (pl. 2 et fig. 11) se recoupent toujours avec un angle  $\varepsilon$  différent de  $90^\circ$ . Le phénomène est mieux visible sur l'histogramme de la figure 20. Cela peut s'expliquer par le fait que la direction du premier étirement a subi une rotation par déformation interne de la roche dans la direction du deuxième étirement. Ainsi l'angle aigu entre les deux directions diminue lors de la déformation. L'asymétrie dans la distribution des angles  $\varepsilon$ , correspondant à une plus grande abondance des angles obtus par rapport aux angles aigus, reflète la superposition également asymétrique d'une première déformation rotative à plan de symétrie vertical et de direction NW par une deuxième déformation rotative dextre avec un plan de symétrie incliné vers le NW.

### **Géométrie de la zone de cisaillement simple dextre ( $D_{II}$ ) (fig. 21, pl. 2 et 3)**

La zone à étirement longitudinal  $X_{II}$  est délimitée par deux surfaces, dont les traces forment un angle inférieur à  $45^\circ$  avec l'étirement. On obtient en dépliant les structures de rétrocharriage plus tardives de la Mischabel, du Glishorn et de Vanzone, et les bombements tardifs de Gastern–Aletsch et du Simplon–Toce, une tranche de roches à surfaces limites plus ou moins planes et inclinées vers le S et à linéation d'étirement de direction NE. Ces propriétés géométriques correspondent à celles d'une zone de cisaillement simple dextre. La zone de cisaillement possède une épaisseur d'environ 20 km dans la vallée du Rhône et d'environ 10 km dans la vallée d'Ossola. La profondeur et l'inclinaison de la zone peut être calculée à partir des données géobarométriques de FRANK (1979). Les roches de la région du Restirothorn se sont trouvées à une profondeur d'environ 9 km et celles de Pallanzeno à 25 km. Le pendage de la zone a été de  $25^\circ$  vers le S. Cette zone de cisaillement simple dextre profonde se distingue par sa faible inclinaison des décrochements qui se développent près de la surface terrestre où la plus grande contrainte  $\sigma_1$  possède une orientation subparallèle à la surface terrestre. Il est évident que cette orientation particulière de la zone est contrôlée par l'orientation des trois axes du champ de contrainte, par l'anisotropie des roches préexistantes et par leur ductilité relative. La zone de cisaillement s'enracine dans la zone la plus ductile de l'édifice alpin où les roches se sont trouvées à des températures supérieures à  $600^\circ\text{C}$  (zone à Sillimanite). Ainsi la zone de cisaillement déforme entre Locarno et Domodossola les unités austroalpines et penniques. Ensuite elle traverse obliquement les nappes penniques du Simplon et continue entre Viège et Sierre dans la zone frontale de la nappe du St-Bernard et les nappes helvétiques.

### **Détermination quantitative du déplacement provoqué par la zone de cisaillement simple dextre**

RAMSAY (1967, 1980) propose différentes méthodes de détermination du déplacement par une zone de cisaillement simple.

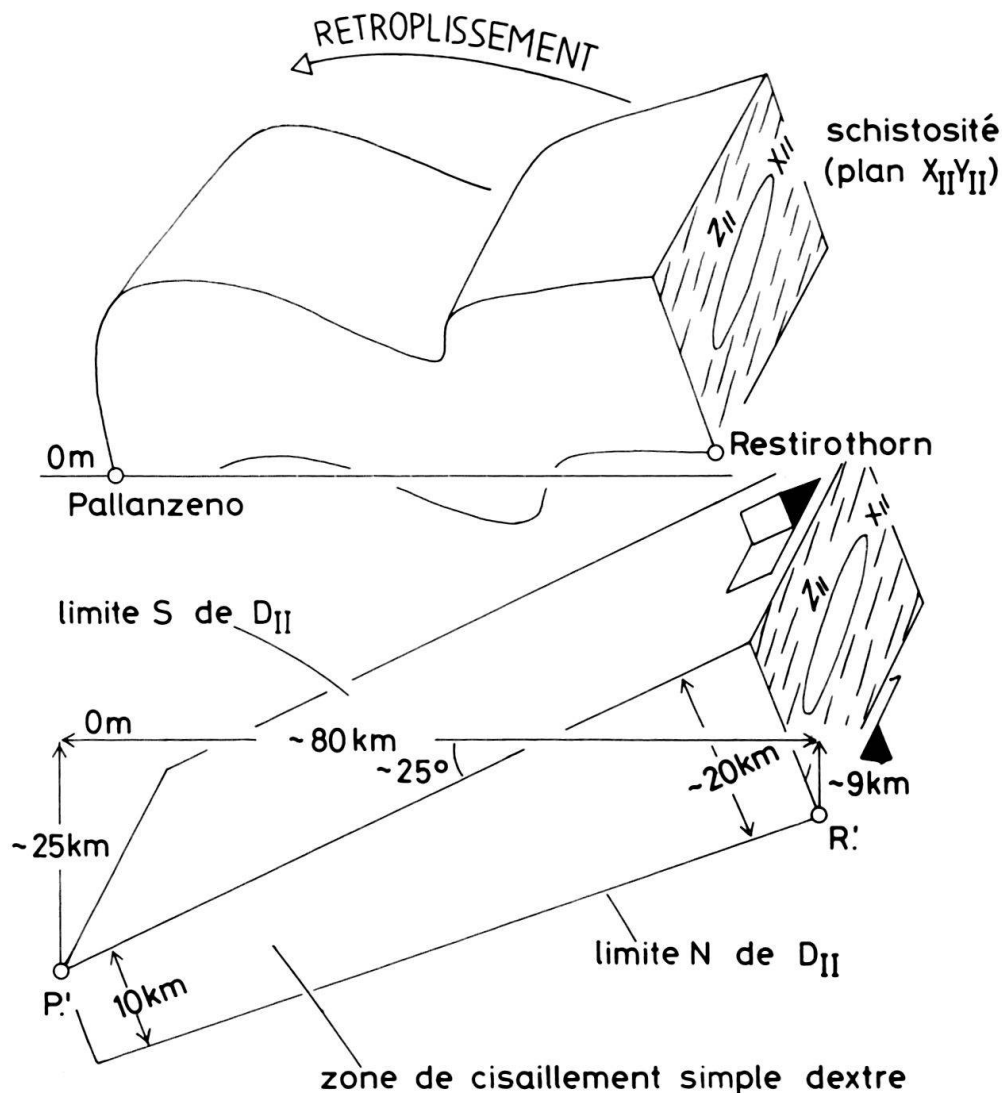


Fig. 21. Reconstruction de l'inclinaison originale de la zone de cisaillement simple dextre par déplissement et en utilisant les données géobarométriques de FRANK (1979).

Une première méthode (1980) consiste à mesurer l'angle entre la linéation d'étirement et la surface limite de la zone et l'épaisseur de la zone. De ces valeurs, on obtient par un calcul simple le déplacement.

Dans notre cas, il est malheureusement impossible de déterminer d'une manière suffisamment précise l'angle entre la direction de la linéation et les surfaces limites.

Dans la seconde méthode (1967), il faut déterminer le rapport axial de l'ellipsoïde de la déformation finie de la zone et l'épaisseur de la zone.

Déjà les premières observations qualitatives montrent que la déformation n'est pas homogène. Les niveaux de calcschistes très ductiles sont plus fortement étirés selon  $X_{II}$  que les corps de gneiss. Également dans ces derniers, la déformation est très inhomogène.

Pour obtenir des valeurs quantitatives, nous avons procédé de la façon suivante. La détermination des directions X, Y et Z est relativement simple. Le plan de la schistosité correspond au plan XY et la direction d'étirement à X.



Mais l'ellipsoïde défini par ces trois axes ne correspond généralement qu'à la somme des déformations  $D_I$  et  $D_{II}$ . Pour obtenir la direction de  $X_{II}$ , il faut mesurer l'orientation des minéraux qui doivent leur orientation à une croissance orientée dans le champ de contrainte de la déformation  $D_{II}$ . Ce sont les minéraux fibreux dans les fissures de tension ou dans les ombres de pression des métamorphites du faciès schistes verts et des minéraux de croissance synschisteuse, par exemple hornblende, dans le faciès amphibolite.

Pour obtenir des valeurs quantitatives de la déformation, nous avons mesuré, chaque fois que l'occasion s'est présentée, les dimensions selon les trois axes principaux d'objets déformés, comme des enclaves et des amas de biotite dans les gneiss granitiques ou des galets dans les calcaires mésozoïques, tout en contrôlant le parallélisme du grand axe avec les minéraux de croissance fibreuse selon  $X_{II}$ . Dans les gneiss, nous avons obtenu d'une manière générale des valeurs supérieures à 4 pour l'étirement  $(1 + e)$  selon la direction  $X_{II}$ . Pour une zone de cisaillement simple d'une épaisseur de 15 km, nous obtenons ainsi un déplacement minimal de 60 km (selon la méthode de RAMSAY 1967, p.85). Cela signifie que les unités austroalpines Sesia, Dent-Blanche et les Alpes méridionales ont subi un déplacement relatif d'au moins 60 km vers WSW par rapport aux unités Verampio, Gothard et Aar, faisant partie de la plaque européenne. Il s'agit ici d'une valeur minimale, obtenue par des mesures dans les gneiss granitiques. Le décrochement était certainement bien supérieur à 100 km.

### **La zone de cisaillement simple dextre dans le contexte des Alpes centrales (fig. 22)**

La zone de cisaillement simple dextre de la région du Simplon est une structure d'importance régionale (fig. 22 et pl. 3).

Avec une épaisseur de 10 à 20 km (la largeur d'intersection mesurée sur la carte géologique est de 40 km) et une orientation E elle traverse la chaîne alpine à l'endroit où celle-ci possède sa plus petite largeur. Les déformations de cisaillement dextre sont en partie responsables de ce rétrécissement local de la chaîne. Au Tessin, la zone de cisaillement longe la ligne du Tonale. A l'W de Locarno, elle quitte la ligne insubrienne. La trace de sa limite méridionale passe sur le bord N de l'unité de Sesia, dans le val Vigizzo et la vallée d'Ossola. Plus à l'W elle traverse sous la nappe de la Dent-Blanche la zone de Siviez-Mischabel. Ainsi la limite méridionale de la zone de cisaillement dextre coïncide environ avec la suture entre les socles penniques et austroalpins. Cette zone limite entre deux plaques en compression a donc été réactivée à l'Oligocène inférieur par un cisaillement simple dextre.

La ligne insubrienne est une structure plus jeune. Elle suit à l'E de Locarno (ligne du Tonale) la zone de cisaillement préexistant et vers l'W (ligne du Canavese) le contact entre la zone de Sesia et les Alpes méridionales. Cette structure s'est développée comme faille inverse après le métamorphisme régional par un soulèvement relatif des Alpes pennines par rapport aux Alpes méridionales. Il est de l'ordre de 10 km dans la vallée d'Ossola et de 20 km au Bergell. Plus tard cette discontinuité tectonique a également formée une zone de cisaillement simple dextre (SCHMID et al. 1982). Le couloir de cisaillement simple dextre – préexistant l'accident insubrien – s'enracine dans la zone à sillimanite du métamorphisme régional oligocène, c'est-à-dire dans la région où des températures supérieures à 600 °C ont été atteintes et où les roches ont été les plus

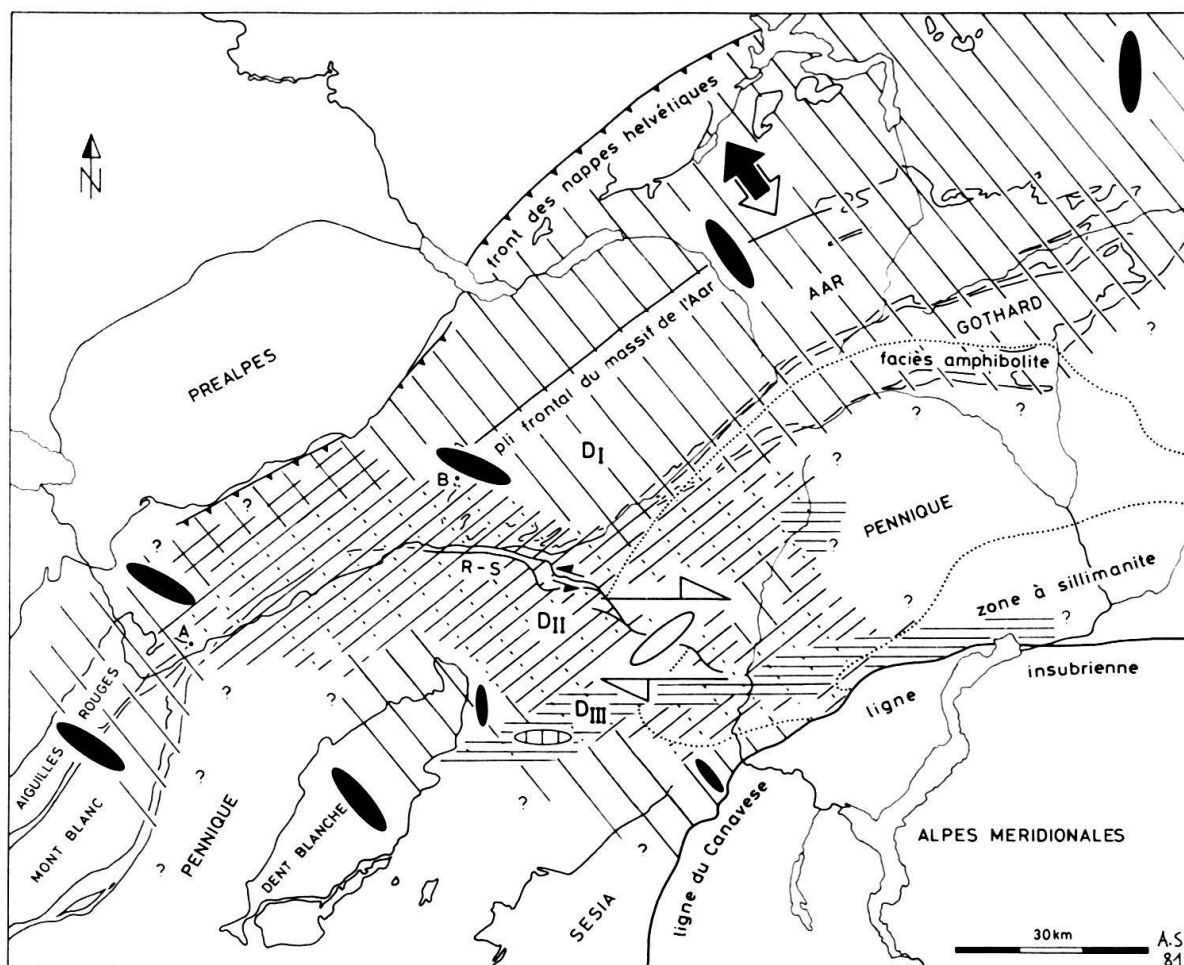


Fig. 22. La zone de cisaillement simple dextre dans le contexte des Alpes centrales.

ductiles de l'édifice alpin lors de ces déformations. Dans ce cadre, on peut soulever la question d'un réchauffement local, lié à cette zone de cisaillement. FLEITOUT & FROIDEVAUX (1980) proposent un modèle selon lequel l'énergie thermique dans une zone de métamorphisme orogénique de type leontin provient de l'énergie de friction produite dans une profonde zone de décrochement ductile. Dans les Alpes centrales, un tel réchauffement provoqué par friction s'ajouterait à celui provoqué par une épaisse couche de nappes (NIGGLI 1961). Mais on peut également s'imaginer que la diffusion thermique, lors du dégazage métamorphique, a été plus élevée dans la zone de racine et parallèlement aux structures inclinées (WENK 1955).

La trace de la limite septentrionale de la zone de cisaillement simple dextre recoupe d'une manière discordante toutes les unités tectoniques déjà en place. Cette limite longe depuis le Blinnenhorn le bord S de la couverture liasique du massif du Gothard, traverse à l'W de Brigue la terminaison occidentale du massif de l'Aar et continue de là à l'intérieur des nappes helvétiques, en passant à l'E de la Gemmi. D'après les observations de BADOUX (1963, 1972) et de H. Masson (comm. orale), nous savons que l'étirement longitudinal se retrouve encore plus loin, jusque dans le massif de Morcles.

Dans différentes régions de la zone de cisaillement simple dextre, l'étirement  $X_{II}$  de direction SW a été transposé dans une nouvelle direction E (ou W) lors de la phase de

rétroplissement ( $D_{III}$ ) de la Mischabel et du Wandfluhhorn. Ainsi, la direction des linéations est de direction E (ou W) dans la zone des racines au N et NW de Locarno et entre Zermatt et Domodossola. A cause du passage graduel d'une direction d'étirement à l'autre, il est très difficile de délimiter les zones à déformation  $D_{III}$ .

### **Hypothèses sur la continuation vers l'W de «la grande zone de cisaillement»**

Nous n'avons pas levé la continuation occidentale de la zone. Sur la base des données tectoniques de la littérature, on peut s'imaginer différentes possibilités qui ne s'excluent pas.

1. Un décrochement dextre passe entre les massifs de Gastern–Aar, d'un côté et des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc de l'autre, et continue peut-être dans la région du Léman. Il est possible que la faible rotation dans le sens de l'aiguille de la montre de la ligne AB sur la figure 22, par rapport aux synclinaux de la Jungfrau, entre Aar et Gastern et celui de Chamonix, entre Aiguilles-Rouge et Mont-Blanc, soit due à cette zone de cisaillement dextre. Dans ce cas, les massifs cristallins externes des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc d'un côté, et de Gastern–Aar de l'autre se seraient éloignés lors de l'étirement  $X_{II}$ . Mais il est également possible que les massifs de Gastern–Aar et des Aiguilles-Rouges–Mont-Blanc soient des plis de socle formés dans des positions en échelon, dans un régime décrochant dextre.
2. Une zone de cisaillement dextre se poursuit ailleurs, par exemple dans le synclinal de Chamonix. A Martigny, AYRTON (1980) signale des linéations courbées, témoins d'une déformation qui superpose l'étirement transversal  $X_I$ , dominant dans ce synclinal. Mais il semble que la deuxième déformation n'y est pas très importante et ne s'observe que localement. D'autre part, il est peu probable, mais pas exclu, qu'un décrochement continue dans une autre direction, par exemple dans le front pennique à l'E du massif du Mont-Blanc.
3. La zone de cisaillement dextre est couplée avec un chevauchement vers l'W des nappes alpines dans la région des massifs des Aiguilles-Rouges, des Préalpes savoyardes et des chaînes subalpines, le décrochement ne continuant pas au-delà de ces unités. Les données tectoniques dont nous disposons actuellement sont en faveur d'un tel modèle.

### **Chronologie relative des charriages vers le NW et du grand cisaillement dextre**

Un autre problème que nous devons discuter est l'association de mouvements de cisaillement simple dextre au centre de la chaîne avec des chevauchements de nappes du domaine helvétique vers le N et le NW. Dans la zone de décrochement ductile, l'étirement longitudinal  $X_{II}$  déforme des roches qui ont toutes déjà subi une déformation à étirement transversal  $X_I$ . Ainsi, dans cette région méridionale et profonde de l'édifice alpin les mouvements de cisaillement dextre sont plus jeunes que les mouvements chevauchants.

La situation est différente dans les régions plus septentrionales et moins profondes. D'après les relations entre cristallisation et déformation, nous devons conclure que lors

du cisaillement dextre en profondeur, les mouvements de chevauchement de la déformation  $D_1$  ont continué dans la partie centrale et E du massif de l'Aar et dans les nappes helvétiques. Le fort avancement vers le NW du front des nappes helvétiques entre les lacs de Thoune et des Quatre-Cantons et l'orientation en éventail de l'étirement transversal  $X_1$ , témoignent de cette continuation tardive des chevauchements. Ainsi, dans les Alpes de la Suisse centrale, la nappe de Glaris a encore été transportée vers le N après avoir subi une première recristallisation tertiaire, sous les conditions du faciès schistes verts (MARTINI 1972, FREY et al. 1973, MILNES et al. 1980), tandis qu'à l'W du Lötschenpass les surfaces isogrades du métamorphisme tertiaire recoupent un empilement de nappes helvétiques bloqué dans son mouvement vers le NW.

Au Faldum- et au Restrothorn (au S de B, fig. 22), dans une région limite entre les zone de procharriage et de cisaillement dextre, les deux étirements  $X_1$  et  $X_{II}$  se forment alternativement et sont donc du même âge.

De ces observations sur les relations entre cristallisation et déformation entre la Suisse centrale et occidentale, nous concluons qu'à l'W du massif de l'Aar, l'avancement des nappes helvétiques a été bloqué lors des déformations synmétamorphiques par cisaillement dextre; tandis qu'en Suisse centrale et orientale, les nappes helvétiques ont continué à migrer vers le N et le NW. On aurait donc, dans une phase tardive des déformations tertiaires des mouvements de chevauchement vers le N et le NW dans une zone supérieure et externe et en même temps des mouvements de cisaillement dextre dans une zone centrale et plus profonde. Il est possible que la plus petite contrainte  $\sigma_3$  et la contrainte moyenne  $\sigma_2$  échangeaient leurs positions avec la profondeur dans un champ de contrainte qui gardait la direction NW-SE de la contrainte maximale  $\sigma_1$  environ constante. Dans ces conditions, des mouvements de chevauchement vers le NW peuvent avoir lieu près de la surface terrestre et des mouvements décrochants synchrones en profondeur.

Dans une zone de passage où  $\sigma_3 = \sigma_2$ , on s'attend à la formation d'une seule schistosité sans étirement particulier. Ce n'est pas ce que nous avons trouvé sur le terrain. Dans la région du Resti- et du Faldumrothorn, la formation des deux étirements  $X_1$  et  $X_{II}$  a alterné pendant une certaine période dans le temps, formant parfois des structures en «tablette de chocolat» avec deux systèmes de fissures de tension et des fibres de deux orientations  $X_1$  et  $X_{II}$  relativement constantes.

Les discussions de ce chapitre nous mènent à la conclusion suivante. La formation de la grande zone de cisaillement dextre du Simplon, située à l'intérieur du coude entre les Alpes centrales et occidentales, a permis le développement simultané de nappes de chevauchement de vergence N et NW dans les Alpes helvétiques et de vergence W dans les Alpes dauphinoises. Ce mécanisme explique la création de l'arc des Alpes occidentales.

## Remerciements

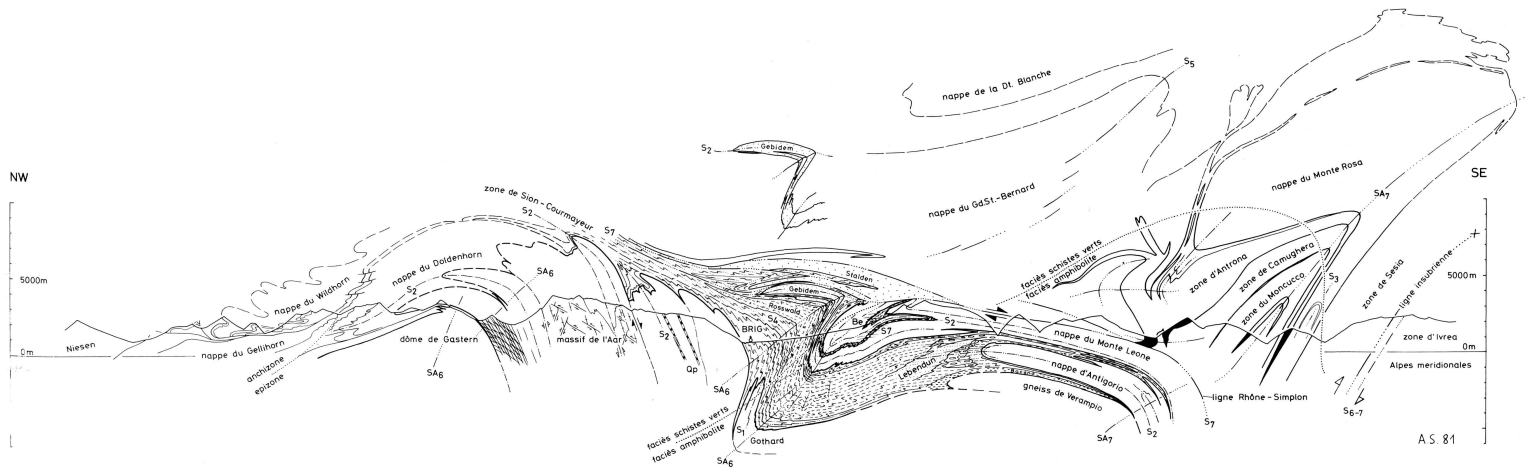
A. Baud et les professeurs A. Escher, H.-P. Laubscher et H. Masson sont vivement remerciés pour leur lecture du manuscrit et pour leurs suggestions et critiques. L'auteur tient également à remercier Mme A.-M. Magnenat pour la dactylographie du texte.

## BIBLIOGRAPHIE

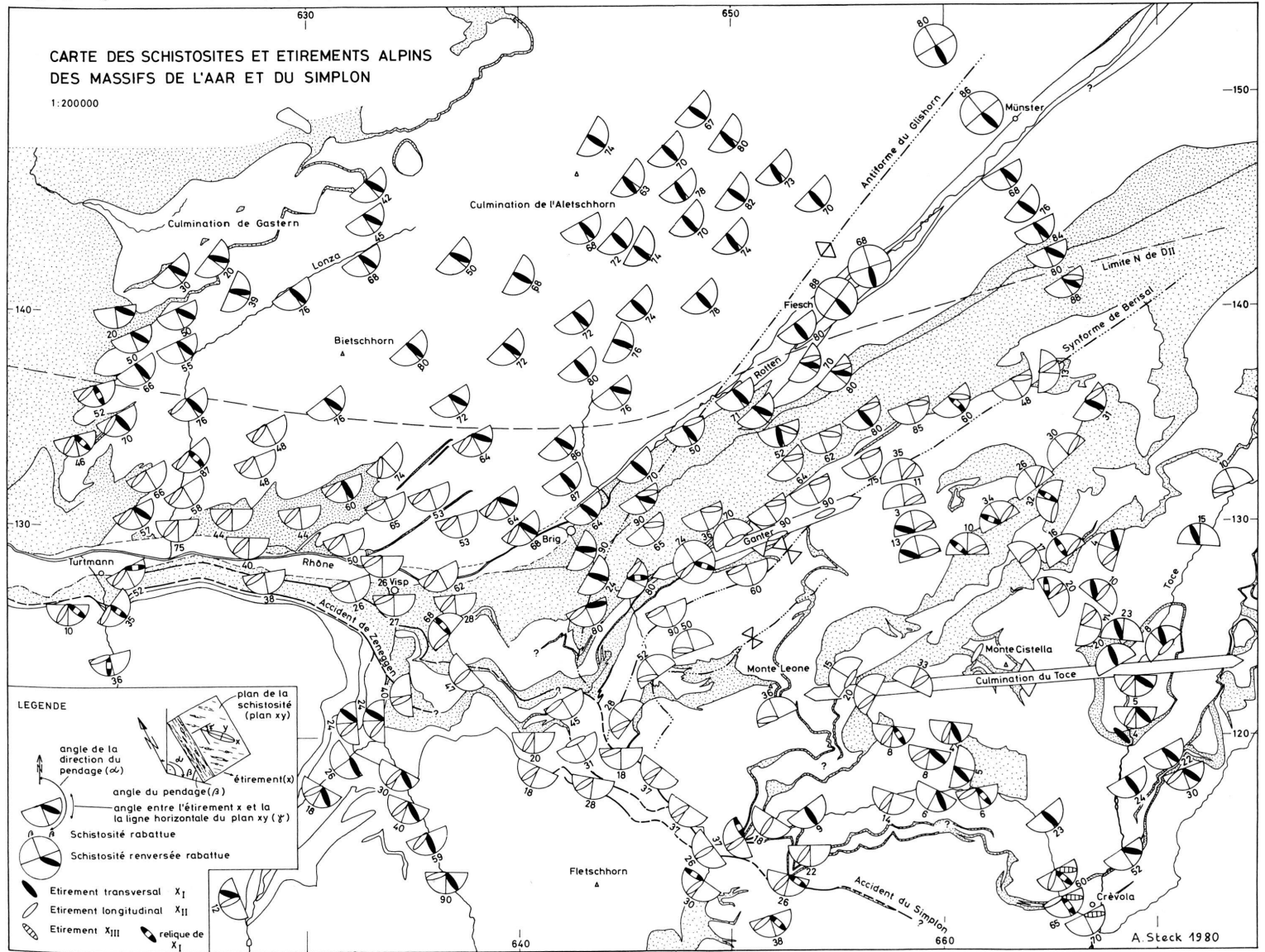
- ANDERSON, E. M. (1951): The dynamics of faulting. – Oliver & Boyd, Edinburgh.
- AHRENDT, H. (1980): Die Bedeutung der Insubrischen Linie für den tektonischen Bau der Alpen. – N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.] 160/3, 336–362.
- ARGAND, E. (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 31.
- AYRTON, S. (1980): La géologie de la zone Martigny–Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcles (un exemple de subduction continentale). – Eclogae geol. Helv. 73/1, 137–172.
- AYRTON, S., & RAMSAY, J. G. (1974): Tectonic and Metamorphic Events in the Alps. – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 54/2–3, 609–639.
- BADOUX, H. (1963): Les bélemnites tronçonnées de Leytron (Valais). – Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne 138 et Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 68/6, 233–239.
- (1972): Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 143.
- BEARTH, H. P. (1956): Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen. – Eclogae geol. Helv. 49, 279–290.
- (1972): Simplon. – Geol. Atlas der Schweiz, Bl. 61.
- (1973): Erläuterungen zu Blatt Simplon. Geol. Atlas der Schweiz, Nr. 61. – Schweiz. geol. Komm., Basel.
- BOLLI, H., BURRI, M., ISLER, A., NABHOLZ, W., PANTIĆ, N., & PROBST, P. (1980): Der nordpenninische Saum zwischen Westgraubünden und Brig. – Eclogae geol. Helv. 73/3, 779–797.
- BUGNON, P.-C. (1980): Géologie des racines helvétiques dans la région de Loèche (Valais). – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. (359) 75, 201–206.
- BURRI, M. (1979): Les formations valaisannes dans la région de Visp. – Eclogae geol. Helv. 72, 789–802.
- CHADWICK, B. (1974): Glaucofane fabric in the cover of the Monte Rosa Nappe, Zermatt–Saas Fee, Southwest Switzerland. – Bull. geol. Soc. Amer. 85, 907–910.
- COLLET, L. W., & PARÉJAS, E. (1931): Géologie de la chaîne de la Jungfrau. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 63.
- DOLIVO, E. (1982): Nouvelles observations structurales au SW du massif de l'Aar entre Visp et Gampel. – Matér. Carte géol. Suisse [n. s.] 157.
- DURNEY, D. W., & RAMSAY, J. G. (1973): Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. In: Gravity and Tectonics (p. 67–96). – Wiley, New York.
- ESCHER, A., ESCHER, J. C. & WATTERSON, J. (1975): The reorientation of the Kangâmiut dike swarm, West Greenland. – Canad. J. Earth Sci. 12, 158–173.
- ESKOLA, P. (1949): The problem of mantled gneiss domes. – Quart. J. geol. Soc. London 4, 461–476.
- FLEITOUT, L., & FROIDEVAUX, C. (1980): Thermal and mechanical evolution of shear zone. – J. struct. Geol. 2, 159–164.
- FRANK, E. (1979): Metamorphose mesozoischer Gesteine im Querprofil Brig–Verampio. – Thèse, Univ. Berne.
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., ROGWILLER, P., & SCHINDLER, C. (1973): Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den Helvetischen Alpen der Ostschweiz. – Contr. Mineral. Petrol. 39, 185–218.
- FURRER, H. (1948): Das Sackungsgebiet von Greich–Goppisberg, nördlich Mörel, und der Riederhornstollen (Oberwallis). – Eclogae geol. Helv. 41/2, 291–296.
- GASSER, U., & DOLIVO, E. (1980): Nouvelles observations sur la géologie du Heidnischbiel (Raron, VS). – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. (357) 75, 9–22.
- GERLACH, H. (1869): Die Penninischen Alpen. – Denkschr. Schweiz. natf. Ges. 22.
- GUBLER, E. (1976): Beitrag des Landesnivellements zur Bestimmung vertikaler Krustenbewegungen in der Gott-hard-Region. – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 56, 675–678.
- HALL, W. D. M. (1972): The structural and metamorphic history of the lower pennine nappes, Valle di Bosco, Ticino, Switzerland. – Ph.D. Thesis, Univ London.
- HEIM, ALB. (1919–1922): Geologie der Schweiz, Bd. II: Die Schweizeralpen. – Leipzig.
- HOMEWOOD, P., GOSSO, P., ESCHER, A., & MILNES, A. (1980): Cretaceous and tertiary evolution along the Besançon–Biella Traverse (Western Alps). – Eclogae geol. Helv. 73/2, 635–649.
- HUNZIKER, J. C. (1969): Rb–Sr–Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen; Hellglimmer und Gesamtgesteinsalterswerte. – Eclogae geol. Helv. 62/2, 527–542.
- (1974): Rb–Sr and K–Ar age determinations and the Alpine tectonic history of the Western Alps. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 31, 1–54.

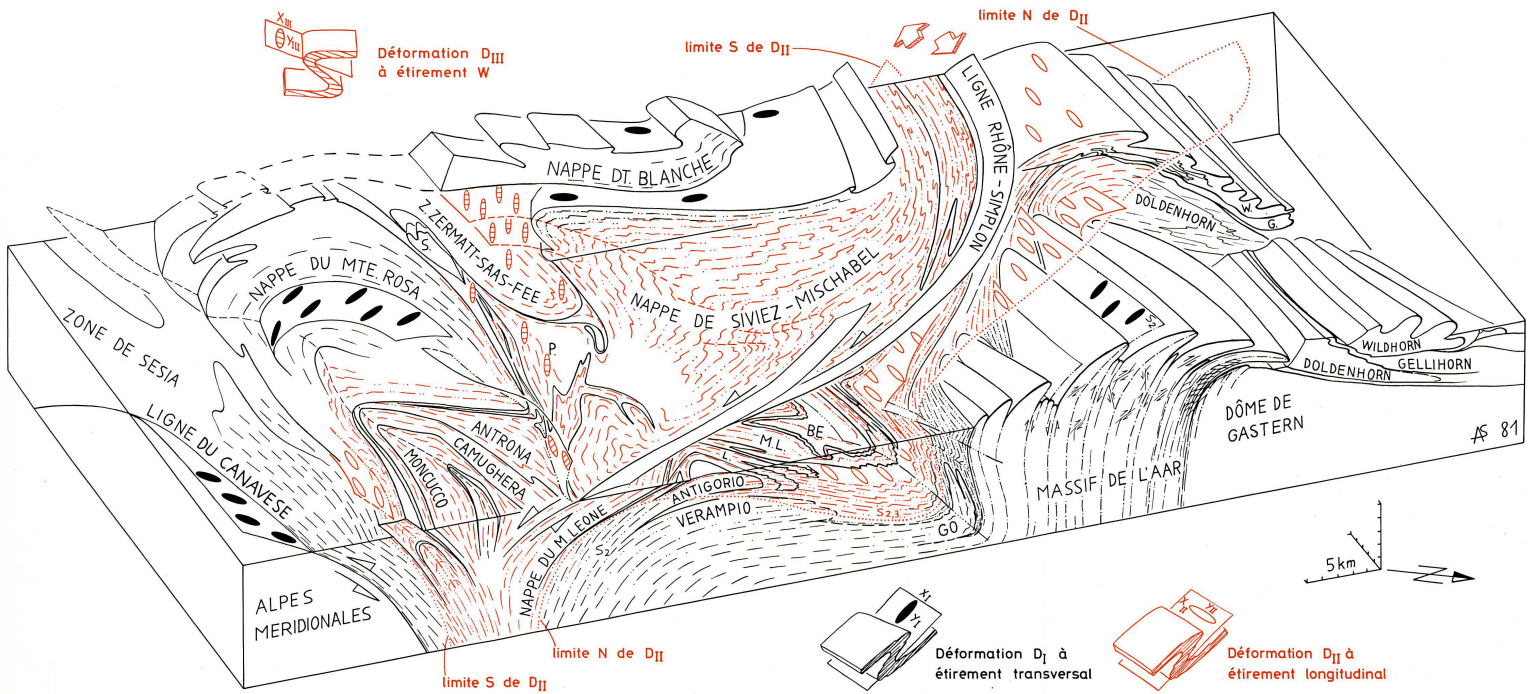
- HUNZIKER, J.-C., & BEARTH, P. (1969): Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen. Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der Alpenen Metamorphose. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 205–222.
- JÄCKLI, H. (1951): Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabius (Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 44/2, 332–337.
- JÄGER, E., NIGGLI, E., & WENK, E. (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 134*.
- JOOS, M. (1967): Über die Herkunft der Lebendunserie. – *Eclogae geol. Helv.* 60/1, 151–155.
- KRÄHENBÜHL, T. (1984): Etudes géologiques du Synclinal de la Jungfrau dans le Inner Faslertal et au Lötschenpass. – Dipl. Univ. Lausanne.
- LABHART, T.P. (1965): Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs. – *Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F.) 124*.
- (1967): Mehrphasige alpine Tektonik am Nordrand des Aarmassivs. – *Eclogae geol. Helv.* 59/2, 803–830.
- LAUBSCHER, H.P. (1970): Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 50, 565–596.
- (1973): Alpen und Plattentektonik. Das Problem der Bewegungsdiffusion an kompressiven Plattengrenzen. – *Z. dtsh. geol. Ges.* 124, 295–308.
- LISZKAY-NAGY, M. (1965): Geologie der Sedimentbedeckung des südwestlichen Gotthard-Massivs im Oberwallis. – *Eclogae geol. Helv.* 58/2, 901–965.
- LUGEON, M., & ARGAND, E. (1905): Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. – C.R. Acad. Sci. Paris.
- MARTHALER, M. (1984): Géologie des unités penniques entre le Val d'Anniviers et le Val de Tourtemagne (Valais). – *Eclogae geol. Helv.* 77.
- MARTINI, J. (1972): Le métamorphisme dans les chaînes alpines externes et ses implications dans l'orogénèse. – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 52, 257–276.
- MASSON, H. (1972): Sur la mesure de la déformation dans les roches à linéation (échantillonnage de polarité mixte). – *Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne* 194, 1–23.
- MASSON, H., & STECK, A. (1982): Planar and linear structures in the Helvetic and Simplon (Western and Central Swiss Alps). – *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 239*, 186–188.
- MASSON, H., HERB, R., & STECK, A. (1980): Helvetic Alps of Western Switzerland. In: *Geology of Switzerland, a guide-book (Part B)*. – Wepf, Basel.
- MILNES, A.G. (1965): Structure and history of the Antigorio nappe (Simplon group, North Italy). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 45/1, 167–177.
- (1968): Strain analysis of the basement nappes in the Simplon Region, Northern Italy. – 23e Congr. int. Geol. Prague 6/3, 61–76.
- (1973): A structural reinterpretation of the classic Simplon tunnel section of the Central Alps. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 84, 269–274.
- (1974): Post-nappe folding in the western Lepontine Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 67/2, 333–348.
- MILNES, A.G., & PFIFFNER, O.A. (1980): Tectonic evolution of the Central Alps in the cross section St. Gallen-Como. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 619–633.
- NABHOLZ, W.K., & VOLL, G. (1963): Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 56/2, 755–808.
- NIGGLI, E. (1960): Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen. – *Int. geol. Congr., Rep.* 21 sess. Norden XIII, p. 132–138, Copenhagen.
- PFIFFNER, O.A. (1980): Strain analysis in folds (Infrahelvetic complex, Central Alps). – *Tectonophysics* 61, 337–362.
- (1981): Fold-and-thrust tectonics in the Helvetic nappes (E Switzerland). In: *Thrust and Nappe Tectonics*. – Geol. Soc. London.
- PLESSMANN, W. (1958): Tektonische Untersuchungen an Randteilen des Gotthard- und Montblanc-Massivs sowie an der Grenze Penninikum-Helvetikum. – *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. IIa*, 7, 153–188.
- POLACK, P. (1983): La fenêtre de Verampio. – Dipl. Univ. Lausanne.
- PROBST, P. (1980): Die Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Passo di San Giacomo. – *Matér. Carte géol. Suisse [N.F.] 153*.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and facturing of rocks*. – McGraw-Hill, New York.
- (1980): Shearzone geometry: a review. – *J. struct. Geol.* 2, 83–99.

- REINHARDT, B. (1966): Geologie und Petrographie der Monte Rosa-Zone, der Sesia-Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana (Prov. di Novara, Italien). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 46, 553–678.
- RODGERS, J., & BEARTH, P. (1960): Zum Problem der Lebendundecke. – Eclogae geol. Helv. 53/1, 169–178.
- RUTISHAUSER, J. (1975): Die Bedeutung des Jungfrau-Gipfelgesteins für die Zonierung des Aarmassivs. – Eclogae geol. Helv. 68/3, 511–515.
- RUTISHAUSER, H., & HÜGI, T. (1978): Der Kontakt zwischen Gasterngranit und Lauterbrunner-Kristallin im Gasterntal (Aarmassiv, Schweiz). – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 35, 3–53.
- SCHOURING, B., AHRENDT, H., HUNZIKER, J.C., & ZINGG, A. (1974): Palaeobotanical and Geochronological Evidence for the Alpine Age of the Metamorphism in the Sesia-Zone. – Geol. Rdsch. 63.
- SCHMID, S.M., & ZINGG, A. (1982): Excursion F, Insubric Line. – Int. Conf. planar and linear fabrics of deformed rocks. Zurich 1982.
- SCHMIDT, C., & PREISWERK, H. (1908): Geol. Karte der Simplongruppe, Spezialkarte Nr. 48 mit Erläuterungen.
- STECK, A. (1966): Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aargranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 130.
- (1968a): Die alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs. – Eclogae geol. Helv. 61/1, 19–48.
- (1968b): Junge Bruchsysteme in den Zentralalpen. – Eclogae geol. Helv. 61/2, 387–393.
- (1980): Deux directions principales de flux synmétamorphiques dans les Alpes centrales. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. (358) 75, 141–149.
- STECK, A., & BURRI, C. (1971): Chemismus und Paragenesen von Granaten aus Granitgneisen der Grünschiefer- und Amphibolitfazies der Zentralalpen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 51/2–3, 1–4.
- STECK, A., RAMSAY, J.G., MILNES, A.G., & BURRI, M. (1979): Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse et la Société Suisse de Minéralogie et Pétrographie en Valais et en Italie nord du 2 au 5 octobre 1978. – Eclogae geol. Helv. 72/1, 287–311.
- STECK, A., & TIECHE, J.-C. (1976): Carte géologique de l'antiforme péridotitique de Finero avec des observations sur les phases de déformation et de recristallisation. – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 56, 501–512.
- TAYLOR, C. (1976): Tectonic studies at the SW end of the Aar Massif, Switzerland. – Thesis, London.
- THELIN, P. (1983): Les gneiss œillés de la nappe du Grand Saint-Bernard. – Thèse Univ. Lausanne.
- TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland, Part A. – Wepf, Basel.
- VOLL, G. (1976a): Structural Studies of the Valser Rhine Valley and Lukmanier Region and their importance for the nappe structure of the Central Swiss Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 619–626.
- (1976b): Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina nappe, Swiss Alps and its geological significance. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 641–647.
- WAGNER, G.A., REIMER, G.M., & JÄGER, E. (1977): Coolig ages derived by apatite fission-track, mica Rb–Sr and K–Ar dating: The uplift and cooling history of the Central Alps. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 30.
- WENK, E. (1955): Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 35/2, 311–319.
- WENK, E., & TROMMSDORFF, V. (1965): Parallelgefüge und Glimmerregelung im südöstlichen Teil der Simplongruppe. – Eclogae geol. Helv. 58, 417–422.
- ZINGG, A. (1982): Mylonitization of high grade paragneisses of the Ivrea Zone along the Insubric Line. – Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 239a, 297–299.









Bloc-diagramme tectonique (perspective parallèle) de la tranche Gastern-Ossola des Alpes centrales. Ce schéma montre la répartition régionale des trois principaux étirements:  $X_2$  de direction transversale (noir),  $X_{11}$  de direction longitudinale (rouge) et  $X_{111}$  d'orientation W (rouge). D'autres types d'étirements apparaissent dans la zone ductile entre les socles de Siviez-Mischabel et la Dent-Blanche et près de la ligne du Canavese. Ces derniers ne sont pas représentés. L'étirement  $X_1$  se trouve dans toutes les unités tectoniques de la chaîne. Dans la zone de cisaillement simple dextre à étirement  $X_{11}$  (déformation  $D_1$ ) l'étirement  $X_1$  apparaît partout comme relique.

L'étirement  $X_{111}$  ( $D_{111}$ ) occupe le couloir entre le front de la nappe du Monte Rosa et le pli de la Mischabel. Les schistosités à étirement  $X_1$  et  $X_{11}$  sont déformées par les plis de Vanzone, de la Mischabel, du Glishorn et l'occident Rhône-Simplon. Toutes ces structures de déformation symétriomorphiques de la chaîne alpine ont été créées dans une zone chaude et ductile entre les socles plus rigides des Alpes méridionales et de l'Europe. Ce plissement alpin a eu lieu lors de mouvements de rapprochement et de coulissement dextre des deux socles.