

Zeitschrift: Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Herausgeber: Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Band: 75 (1980-1981)
Heft: 358

Artikel: Deux directions principales de flux synmétamorphiques dans les Alpes centrales
Autor: Steck, Albrecht
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-277788>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 15.03.2025

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

BULLETIN N° 252 des Laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique
et du Musée géologique de l'Université de Lausanne

Deux directions principales de flux symmétamorphiques dans les Alpes centrales

PAR

ALBRECHT STECK¹

ALBERT HEIM, dans ses fameuses études sur les mécanismes de la formation de la chaîne alpine, reconnaît l'importance de l'étirement subvertical («steile Mineralstreckung») lié aux schistosités de surface axiale des grands plis déversés vers le N des Alpes centrales. Selon HEIM, cet étirement perpendiculaire à l'axe de la chaîne (notre étirement transversal X_I) marque dans la roche la direction du flux (écoulement) visqueux des nappes et des plis vers le NW (HEIM, 1919, 1921, 1922).

PLESSMANN (1958) découvre dans la couverture autochtone du massif de l'Aar à Raron (Rarogne) un deuxième étirement synschisteux d'orientation subhorizontale et environ perpendiculaire à l'étirement transversal, donc parallèle aux principaux axes des plis.

BADOUX (1963, 1972) observe une importante extension parallèle à l'axe des plis longitudinaux au cœur de la nappe de Morcles, à côté de la linéation transversale du flanc renversé.

Au cours des dernières années, nous avons parcouru les massifs cristallins externes de l'Aar et du Gothard et les Alpes simplio-tessinoises entre le Lötschenpass et Domodossola. Cette étude de géologie structurale nous a permis d'établir une carte de répartition régionale des deux étirements (fig. 1).

Ainsi, nous avons découvert que l'étirement transversal X_I ne se trouve pas seulement dans les unités helvétiques, mais également dans *toutes* les nappes penniques: Verampio, Antigorio, Lebendun, Monte Leone et Grand-Saint-Bernard. Tandis que l'étirement longitudinal X_{II} , plus jeune, n'a été formé qu'au S d'une limite qui passe dans le massif de l'Aar par le Restirothorn, Goppenstein et Brigue et suit vers l'E le bord S du massif du Gothard. Les deux étirements se sont formés successivement lors du métamorphisme régional tertiaire. La direction de la structure X_I témoigne d'un premier flux visqueux de l'ensemble des unités de la chaîne alpine

¹Institut de minéralogie et pétrographie, Palais de Rumine, 1005 Lausanne (Suisse).

vers le NW et l'orientation de l'étirement X_{II} d'un écoulement plus tardif des nappes penniques et des racines helvétiques vers le SW.

D'après les relations cristallisation-déformation, il est probable que dans la partie centrale et E du massif de l'Aar et dans les nappes glaronnaises les mouvements vers le N ont continué en même temps (ou alternativement) avec l'écoulement des nappes du Simplon vers le SW.

Un troisième étirement X_{III} , qui déforme les deux premiers dans la région de Crévola d'Ossola, est lié à la zone des racines penniques.

L'étirement transversal X_I

Sur l'affleurement, cet étirement est reconnaissable par les minéraux fibreux des ombres de pression et des fissures de tension symmétamorphiques et par des marqueurs de la déformation finie: fossiles, ooïdes et galets déformés dans les roches sédimentaires, enclaves et minéraux étirés dans les métagranites (HEIM, 1919, 1922; PLESSMANN, 1958, 1966; VOLL dans NABHOLZ *et al.*, 1963; VOLL, 1976a; STECK, 1966, 1968; DURNEY et RAMSAY, 1973; RAMSAY, 1980).

L'intensité de cette déformation est très variable selon la ductilité de la roche, mais également dans le même gneiss granitique on observe des passages de parties peu déformées à des zones de blastomylonites dont l'épaisseur peut atteindre 50 m et où le rapport $X_I:Z_I$ est nettement supérieur à 10:1. D'une manière générale l'intensité de cette déformation augmente avec le degré du métamorphisme du N vers le S et devient avec la diminution de la viscosité de la roche de plus en plus homogène, un phénomène pour lequel VOLL (1976b) a proposé des explications minéralogiques. Malgré les difficultés qui s'opposent à une quantification de cette déformation extrêmement hétérogène, nous citons quelques résultats de mesures du rapport axial de l'ellipsoïde fini (X_I = grand axe, Y_I = axe moyen et Z_I = petit axe) par rapport à une sphère de diamètre $D = 1$ correspondant à l'état non déformé.

PLESSMANN (1966) détermine dans les oolites du Dogger du synclinal de Fernigen au N du massif de l'Aar un rapport moyen de 1,3:1,07:0,7. STECK (1968) pour des enclaves du granite central de l'Aar au glacier d'Oberaletsch le rapport 2:1,18:0,4. Des valeurs comparables sont obtenues par PFIFFNER (1980) dans les oolites du Dogger autochtone de la bordure E du massif; elles confirment le faible étirement selon l'axe Y_I découvert par les auteurs précédents. Au S de la ligne du Rhône des mesures valables sont encore plus difficiles à obtenir à cause de la deuxième déformation qui affecte la première. Dans la partie radicale de la nappe d'Antigorio et dans les gneiss de Randa dans la nappe du Grand-Saint-Bernard, nous avons souvent mesuré des rapports de $X_I:Z_I$ supérieurs à 20:1 et de $X_I:Y_I > 4:1$.

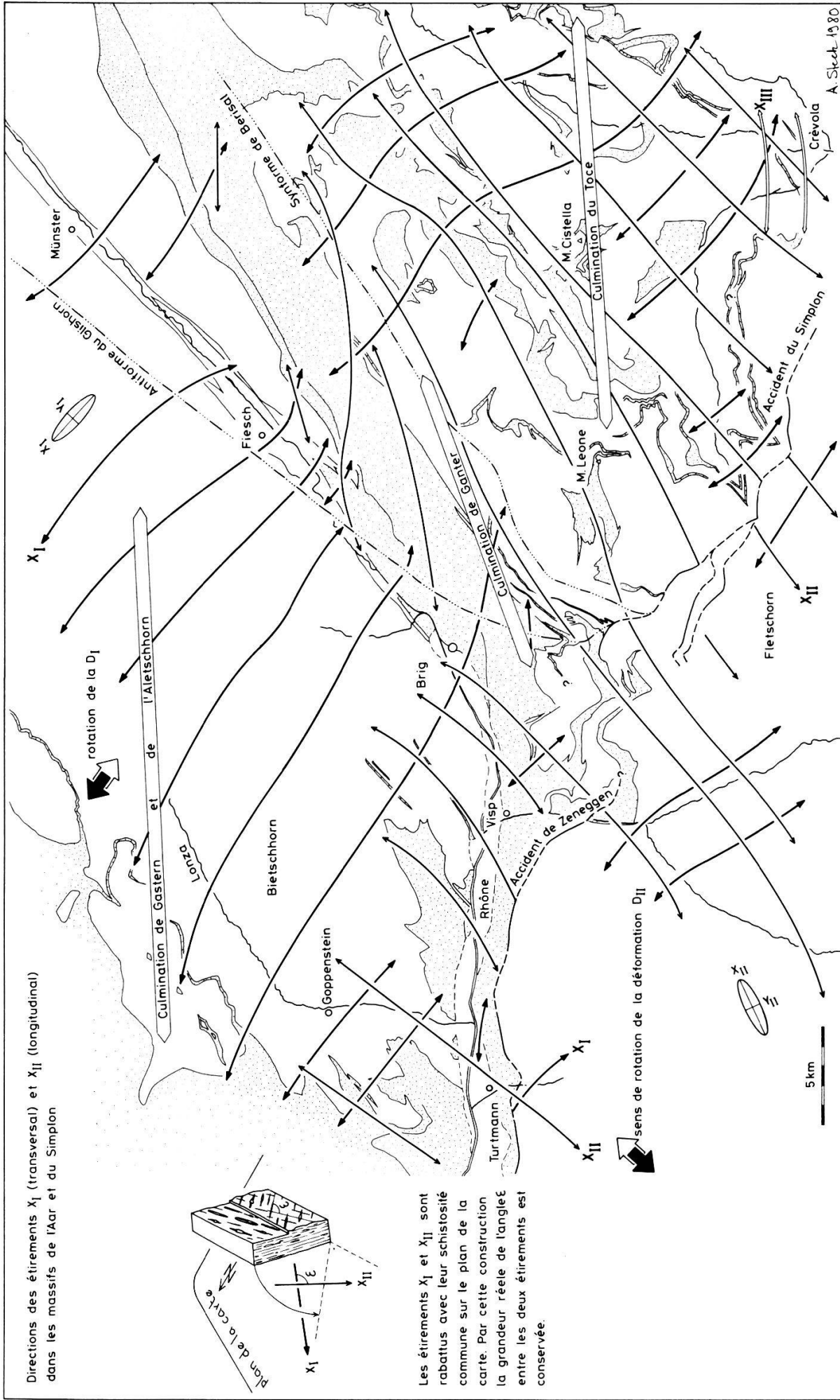


Fig. 1.

X_1 et Y_1 définissent le plan d'une schistosité. A l'intérieur du massif de l'Aar, du massif du Gothard, des gneiss de Verampio, d'Antigorio, de Lebedun, du Monte Leone et du Grand-Saint-Bernard, il s'agit de la première schistosité alpine. Mais simultanément à la formation de cette première schistosité, se développaient sur la bordure S des massifs cristallins externes, lors de processus de déformations rotationnelles progressives, d'autres schistosités (ou clivages de crénulations) dont l'axe de l'étirement est subparallèle à X_1 sur S_1 (NABHOLZ *et al.*, 1963; LISZKAY, 1965; STECK *et al.*, 1979).

Les relations cristallisation-déformation nous montrent que les structures liées à l'étirement transversal se sont formées au cours d'une très longue période. Dans le massif de l'Aar, la première schistosité a été formée pendant et après la culmination du métamorphisme régional alpin (STECK, 1968); d'après les controverses interminables des laboratoires de géochronologie, cette déformation a facilement pu s'étendre sur plus de dix millions d'années (FREY *et al.*, 1980). Cette période nous laisse une grande marge pour les vitesses de déformation (VOIR PFIFFNER, 1977). Plus intéressantes pour nous sont les estimations des températures et pressions qui ont régné lors de cette déformation. D'après FREY, nous aurions eu lors de la culmination du métamorphisme environ 300°C et 2 kb sur la limite N du massif de l'Aar, 450°C et 3 kb dans la zone d'Urseren et peut-être des températures supérieures à 600°C et des pressions autour de 6-7 kb dans la fenêtre de Verampio. Si ces valeurs sont fiables, les déformations D_1 auraient eu lieu sous une surcharge de 8 km de roches au Lötschenpass et de plus de 22 km dans la fenêtre de Verampio.

Après cette estimation des conditions physiques qui ont régné lors de cette phase de déformation, nous nous permettons quelques réflexions sur les mécanismes de déformation, dont la première schistosité avec l'étirement transversal est le produit.

Sous le microscope, en plaques minces, on observe des structures provenant de la déformation mécanique, de la dissolution sous pression avec migration chimique et de la recristallisation. Dans le cas des oolites du Dogger du synclinal de Fernigen, à une température d'environ 300°C et une pression de 2 kbar, PLESSMANN (1966) a déterminé quantitativement les parts de la déformation mécanique et de recristallisation et celle de la dissolution sous pression. Il prouve que dans ces roches la déformation par dissolution sous pression est beaucoup plus importante que par écrasement mécanique et recristallisation.

Par analogie avec les expériences des métallurgistes (NICOLAS et POIRIER, 1976), on doit s'imaginer que la roche s'est comportée comme un fluide très visqueux lors de la déformation.

A l'échelle du profil, le caractère rotatif de la déformation est évident (STECK, 1968; STECK *et al.*, 1979; fig. 3): vergence vers le NW des plis du socle du massif de l'Aar; mouvements chevauchants dans les zones de

blastomylonites parallèles à l'étirement X_1 ; dans ces zones de forte déformation, apparition d'un clivage de crénulation avec des plis P_2 également de vergence NW. Cette image structurale nous fait penser à une déformation par cisaillement simple telle qu'elle a été proposée par ESCHER *et al.* (1974) pour expliquer la formation d'une schistosité sur la côte W du Groenland. Dans les Alpes et en particulier dans le massif de l'Aar, la situation est plus complexe. Le granite central de l'Aar est traversé de zones de cisaillement conjuguées, synmétamorphiques et liées à l'étirement X_1 . A cause de la présence de ces structures conjuguées, nous nous demandons si la première schistosité a été formée par un cisaillement pur (STECK, 1968, fig. 5). Egalement, l'étirement d'au moins 20% selon l'axe Y_1 de l'ellipsoïde de déformation ne s'explique pas avec le modèle du cisaillement simple.

L'âge relatif de la première schistosité et de la mise en place des nappes est depuis quelques années le sujet d'une controverse. PLESSMANN (1958) et l'école de BEDERKE, RAMSAY et ses élèves pensent que la formation de la première schistosité alpine a eu lieu après la mise en place des nappes. Tandis que VOLL (NABHOLZ *et al.*, 1963, VOLL, 1976) dit clairement que la formation de la première schistosité est liée déjà à la première mise en place des nappes.

Au N des massifs cristallins externes, BADOUX (1972) démontre que la diverticulation de la nappe ultrahelvétique a eu lieu sans formation d'une schistosité et avant la mise en place du pli de Morcles et des nappes des Diablerets et du Wildhorn.

Quant à nous, il nous paraît évident qu'un certain synchronisme de la première schistosité dans les gneiss d'origine prétriasique et des zones de paragenèses isogrades qui recoupent l'empilement des nappes helvétiques et penniques prouve que la première schistosité est principalement postérieure à la première mise en place des nappes. Et comme nous l'avons dit plus haut, la schistosité s'est formée à des profondeurs supérieures à 8 km. Nous obtenons cette épaisseur de roches uniquement par un empilement de nappes. Cette schistosité est également beaucoup plus intense dans la zone des racines que dans la partie frontale des nappes helvétiques. Ainsi, nous avons conclu (STECK, 1968) que le premier bombement du massif de l'Aar avec la formation de sa schistosité de surface axiale est postérieur au premier chevauchement des nappes helvétiques par-dessus le massif. Au S des massifs cristallins externes il est plus difficile de prouver l'existence de structures antérieures à la première schistosité à cause de la forte recristallisation et déformation syn- et postschisteuses. Ainsi, les plis isoclinaux antérieurs à la schistosité principale décrite au Wandfluhhorn par HALL sont peut-être contemporains d'une première schistosité; cette dernière doit avoir échappé à l'observation de cet auteur. Il en est de même pour les plis dans le Lias près du barrage du lac de Gries où les observations de LISZKAY (1965) et de RAMSAY (STECK *et al.*, 1979) sont en contradiction.

L'étirement longitudinal X_{II}

L'étirement longitudinal de direction moyenne 240° est reconnaissable comme le premier par l'allongement des minéraux fibreux et des marqueurs de l'ellipsoïde de la déformation finie. Dans le dernier cas, il s'agit souvent de la somme des deux étirements. Pour cette raison, nous avons si possible mesuré la direction de l'étirement minéral ou des fibres pour déterminer l'orientation de X_{II} . Les deux grands axes X_{II} et Y_{II} de l'ellipsoïde de déformation définissent le plan d'une schistosité. Dans le socle du massif de l'Aar, il s'agit de la première schistosité qui est tout d'abord créée par la première déformation D_I à étirement subvertical et ensuite reprise par la deuxième déformation (D_{II}) à étirement subhorizontal (STECK *et al.*, 1979, fig. 2). Dans la couverture sédimentaire du massif, DOLIVO (1981, thèse sous presse) a démontré que cette même schistosité de surface axiale des grands plis du socle est une deuxième, qui replisse une plus ancienne à étirement transversal. Egalement dans la couverture mésozoïque des nappes simplio-tessinoises, il s'agit d'une deuxième et parfois d'une troisième schistosité dont l'étirement est orienté vers le SW. Dans les corps gneissiques, où le premier étirement est souvent encore bien visible à côté du deuxième, les deux schistosités sont généralement confondues et toutes sortes de figures d'interférence dues aux deux déformations sont visibles sur l'affleurement. Une description de ces phénomènes fait partie d'une autre publication actuellement en préparation. Sur l'affleurement, une forte variation de la direction de l'étirement X_I dans la schistosité principale annonce ou trahit la présence de la deuxième déformation. Un mécanisme qui explique ce phénomène est décrit par RAMSAY (1967, fig. 8-13 et 8-14). Lorsque le deuxième étirement est suffisamment intense, les traces du premier disparaissent et la direction du deuxième est très constante à travers l'affleurement. Dans ce cas, les axes des plis, millimétriques à hectométriques, sont rendus strictement parallèles à la linéation par déformation et rotation interne.

Sur l'échantillon, l'étirement longitudinal est souvent plus difficile à reconnaître qu'une fine crénulation, généralement parallèle, rarement oblique de quelques degrés à la direction d'étirement. Cette crénulation, postérieure à la première cristallisation des micas (séricite et biotite), dans le plan de la schistosité, est accompagnée de clivages de différentes vergences qui se recoupent dans l'axe de la crénulation. De temps en temps, deux crénulations apparaissent, formant des angles de quelques degrés entre elles.

Plus rarement, nous avons observé le même type de crénulation associé au premier étirement (NABHOLZ *et al.*, 1963; STECK, 1968). Cette crénulation semble se former dès qu'une fine couche de séricite ou biotite marque la schistosité et sa formation doit être génétiquement liée à celle de l'étirement. WENK (1955, WENK *et al.*, 1965), sur ses «cartes structurales» du Tessin, n'a pas distingué entre étirements, crénulations et petits plis. Par

contre, dans notre étude, dont les résultats sont résumés sur la figure 1, nous avons uniquement utilisé les directions d'étirement en distinguant les différents types et en déterminant leurs âges relatifs.

Les paragenèses minérales qui ont cristallisé lors de la formation de l'étirement longitudinal sont celles de la culmination du métamorphisme régional. Dans les Alpes simplon-tessinoises, la cristallisation a continué après la formation de la deuxième schistosité (HALL, 1972, DOLIVO, 1981 et observations personnelles). Les conditions de température et de pression étaient donc semblables à celles qui régnaient lors de la formation de l'étirement transversal et la déformation a eu lieu à une profondeur supérieure à 18 km. La roche a dû se comporter, lors d'une vitesse de déformation lente, comme un liquide très visqueux (NICOLAS et POIRIER, 1976).

Quel est le mécanisme de formation des schistosités à étirement longitudinal X_{II} ?

DOLIVO (1981) propose un mécanisme par cisaillement simple dextre pour la bordure SW du massif de l'Aar. Nos observations dans une plus grande région confirment une déformation par cisaillement simple, analogue au modèle qu'ont imaginé ESCHER *et al.* (1974) pour expliquer la formation d'une schistosité sur la côte E du Grœnland.

Nos arguments sont les suivants:

- La limite N de l'étirement longitudinal que nous pouvons dessiner sur la carte correspond à la trace d'une surface limite du volume de roche atteint par cette déformation. Cette surface subverticale recoupe l'étirement avec un angle faiblement inférieur à 45° sur la bordure S du massif de l'Aar.
- Proche de cette surface dans le massif de l'Aar, DOLIVO a démontré une flexure de l'étirement compatible avec un cisaillement dextre.
- Egalement dans cette région, DOLIVO observe des fibres de quartz et calcite en forme de S dans les ombres de pression des pyrites. En admettant une croissance antitaxiale (DURNAY *et al.*, 1973) la courbure des fibres est due à un cisaillement dextre.

La position de la surface limite montre que la voie libre dans laquelle la roche a pu s'étendre lors de cette déformation se trouve au SW. Malheureusement, nous ne connaissons pas l'inclinaison originale des plans de schistosité. Actuellement, ils sont replissés par les grands plis de rétrocharriage de la quatrième phase et des bombements plus tardifs (STECK *et al.*, 1979, fig. 3, et STECK, dans MASSON *et al.*, 1980, fig. 36). Ce sont, du N au S, l'antiforme du Glishorn, le synclinal de Berisal et le bombement du Toce. Au S du massif de l'Aar, où la schistosité portant l'étirement longitudinal est inclinée de 40° à 75° vers le S, DOLIVO (1981) propose un décrochement ductile par cisaillement dextre. Au centre de la culmination du Toce, cette même structure est actuellement subhorizontale. S'il s'agit dans cette région de la position initiale de cette schistosité, on doit s'imaginer une déformation chevauchante par cisaillement simple vers le SW.

Ce mouvement des unités supérieures vers le SW était très considérable. Par exemple, la nappe de la Dent Blanche avait subi par rapport aux gneiss de Verampio un déplacement vers le SW d'au moins quelques dizaines et probablement de plus de 100 km. Ces valeurs peuvent être calculées en connaissant l'étirement moyen selon l'axe $X_{II}:1+e \geq 4$, et l'épaisseur de la couche de roche déformée par cisaillement simple. Il s'agit de l'empilement des nappes entre les gneiss de Verampio et ceux de la Dent Blanche, qui mesure 10 km (méthode selon RAMSAY, 1967, p. 85).

Un modèle

Les premiers empilements de nappes de la chaîne alpine avaient été créés par des chevauchements à basse température. Ce n'est que plus tard, suite au réchauffement par remontée des isothermes, que ces chevauchements cassants ont passé graduellement à des déformations ductiles sous les conditions des faciès schistes verts et amphibolite. Les premiers mouvements synschisteux avaient eu lieu dans la direction NW parallèlement à l'étirement transversal. A un certain moment, les nappes du Simplon s'étaient écoulées vers le SW en faisant très probablement partie d'une zone de cisaillement simple dextre. Et cela pendant que, dans la partie centrale et E du massif de l'Aar et dans les nappes helvétiques de la Suisse centrale et orientale, les mouvements vers le N se poursuivaient. A l'échelle des Alpes, ce modèle est compatible avec un rapprochement accompagné d'une forte composante de décrochement dextre des socles rigides et non métamorphiques des Alpes méridionales et de l'Europe comme l'imagine LAUBSCHER (1970).

Une description et une analyse plus détaillées des structures de déformations observées entre le Lötschenpass et Crévola d'Ossola sont données dans une autre publication en préparation.

BIBLIOGRAPHIE

- BADOUX, H. 1963. – Les bélemnites tronçonnées de Leytron (Valais). *Bull. Soc. Vaud. Sc. nat.* 311, v. 68, 1-7.
- 1972: Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne. *Matér. Carte géol. Suisse* (n.s.) 143.
- DOLIVO, E. 1981. – Nouvelles observations structurales au SW du massif de l'Aar entre Visp et Gampel. *Matér. Carte géol. Suisse*, sous presse.
- DURNEY, D.W. et RAMSAY, J.G. 1973. – Incremental strains measured by syntectonic crystal growths, dans *Gravity and Tectonics*, John Wiley & Sons, New York, 67-96.
- ESCHER, A., ESCHER, J.C. et WATTERSON J. 1975. – The reorientation of the Kangâmiut dike swarm, West Greenland. *Gronlands geol. Unders., Misc. Pap. N° 153, Canadian Journal of Earth Sciences*, 12, 158-173.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. et MULLIS J. 1980. – Alpine metamorphism along the Geotraverse Basel-Chiasso: a review. *Eclog. geol. Helv.* 73/2, 527-546.

- FURRER, H. 1962. – Geol. Atlas Schweiz. 1:25'000, feuille Gemmi et notices.
- HALL, W.D.M. 1972. – The structural geology and metamorphic history of the Lower Pennine nappes. Valle di Bosco, Ticino, Switzerland. PhD thesis Univ. London.
- HEIM, A. 1919, 1921, 1922. – Geologie der Schweiz (3 vol.) Tauchnitz, Leipzig.
- LAUBSCHER, H.P. 1970. – Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.* 50, 565-596.
- LISZKAY-NAGY, M. 1965. – Geologie der Sedimentbedeckung des südwestlichen Gotthard-Massivs im Oberwallis. *Eclogae geol. Helv.* 58, 901-965.
- MASSON, H., HERB, R. et STECK, A. 1980. – Helvetic Alps of Western Switzerland, dans *Geology of Switzerland, Part B*, Wepf & Co, Basel, 109-153.
- NABHOLZ, W.K. et VOLL G. 1963. – Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden). *Eclogae geol. Helv.* 56, 755-808.
- NICOLAS, A. et POIRIER, J.P. 1976. – Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. John Wiley, London.
- PIFFNER, O.A. 1977. – Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz. *Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich, N.F.*, 217, 1-432.
- 1980. – Strain analysis in folds (Infrahelvetic Complex, Central Alps), *Tectonophysics* 61, 337-362.
- 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.
- 1966. – Lösung, Verformung, Transport und Gefüge (Beiträge zur Gesteinsverformung im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge). *Z. deutsch. geol. Ges.* 115, 650-663.
- RAMSAY, J.G. 1967. – Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York, 568 p.
- 1980. – Shear zone geometry: a review. *J. Struct. Geol.* 2, 83-99.
- STECK, A. 1966. – Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv. *Beitr. Geol. Karte Schweiz (N.F.)* 130.
- 1968. – Die alpidischen Strukturen in den zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs. *Eclogae geol. Helv.* 61, 19-48.
- , RAMSAY, J.G., MILNES, A.G. et 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 du Nord du 2 au 5 octobre 1978. *Eclogae geol. Helv.* 72/1, 287-311.
- VOLL, G. 1976a. – Structural studies of the Valser Rhine Valley und 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.
- WENK, E. 1955. – Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. *SMPM* 35/2, 311-319.
- et TROMMSDORFF, V. 1965. – Parallelgefüge und Glimmerregelung im südöstlichen Teil der Simplongruppe. *Eclogae geol. Helv.* 58, 417-422.

Manuscrit reçu le 28 novembre 1980.