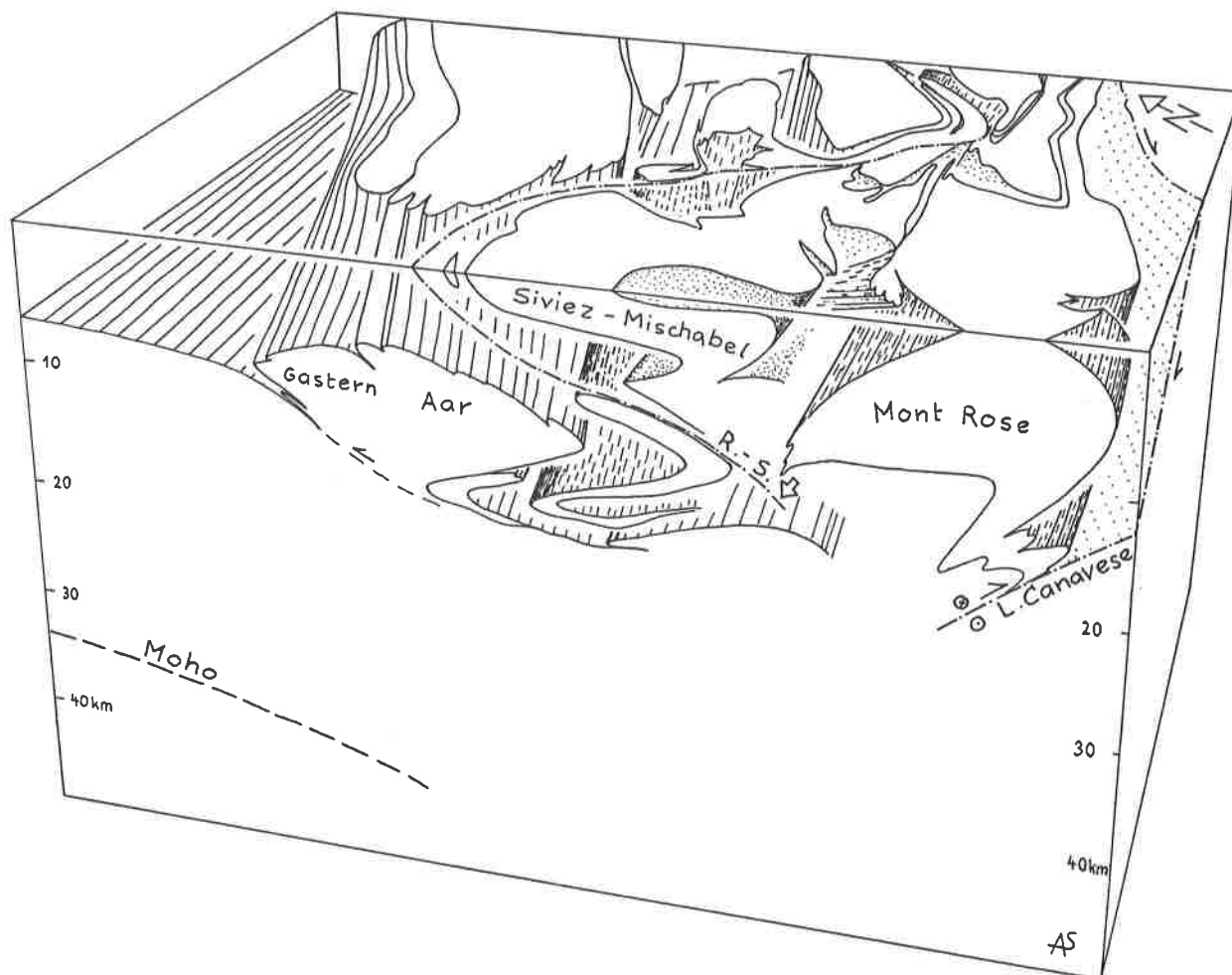


Coupe tectonique horizontale des Alpes centrales

par Albrecht Steck, Jean-Luc Epard, Arthur Escher, Robin Marchand,
Henri Masson et Laurent Spring



Mémoires de Géologie (Lausanne) 5 (1989) (avec 1 planche)

Editeur et diffusion : Institut de Géologie et Paléontologie, BFSH 2, 1015 Lausanne

Abstract

A horizontal tectonic section of the Central Alps (Switzerland and Italy) has been constructed at 2000m above sea level. One of the aims of this work was to unravel the structural complications of the Alps in order to prepare a convenient base for the interpretation of the Western seismic profiles of the Swiss NFP 20 seismic program.

The section has been constructed by projection of tectonic limits along their dips and along the plunges of fold axes.

Axial traces of large folds allow the reader to distinguish older structures formed during the lower Tertiary phases of nappe emplacement from younger back folds mainly related to Argand's Insubric phase. It is important to note that most of these nappes are large recumbant folds, with normal and inverse limbs generated by ductile deformation at a deep level (about 7 - 30 km) in the Tertiary Alpine collision zone. Thrust nappes also occur in the Austroalpine (e.g., Dent Blanche) and more rarely in the Penninic (Zone Houillère) and the Helvetic (e.g., Diablerets nappe) domaines.

The movements of the Rhône - Simplon line (Beauregard's Simplon line) and of the Canavese line are related to upper Tertiary colder and more brittle deformation.

The kinematics of the Rawil depression and the Aiguilles Rouges - Mont Blanc, Gastern - Aar and Toce dome structures are discussed. These structures result from a long and complex evolution during the whole Tertiary orogeny.

Introduction

L'idée de construire une coupe géologique horizontale des Alpes centrales est née dans le cadre des travaux du Programme National de Recherche 20 (PNR 20) : "Structures profondes des Alpes suisses". Cette coupe horizontale représente, avec les coupes verticales et les cartes et analyses géologiques déjà publiées (ESCHER, MASSON et STECK, 1988, ESCHER, 1988, MASSON, HERB et STECK, 1980, et STECK, 1984 et 1987), un document synthétique de la géologie régionale. Il pourra servir à l'interprétation des réflecteurs rencontrés dans les coupes de sismique réflexion en Suisse occidentale : Zweisimmen-Grône (W1), Sierre-Zinal (W2), Stalden-Zermatt (W3) et Findelen-Zmutt (W4).

Notre coupe horizontale a été construite sur la base de quatre cartes tectoniques au 1 : 100'000 (publication en préparation) qui correspondent aux feuilles Col du Pillon (41), Oberwallis (42), Val de Bagnes (46) et Monte Rosa (47) des cartes nationales de la Suisse. Ces cartes ont été dressées par compilation de nombreux documents inédits provenant de Lausanne, des autres hautes écoles et du Service géologique suisse ainsi que d'universités italiennes (collaboration avec G. Dal Piaz et G. Martinotti). L'avantage d'une coupe horizontale sur une carte tectonique habituelle (par ex. carte tectonique de la Suisse, SPICHER, 1980) est de montrer en plan des structures géologiques tout en évitant les effets d'intersection avec une morphologie très accidentée. Nous avons complété la coupe par des pendages et de nombreux plongements axiaux, qui aident à visualiser les structures géologiques à trois dimensions. Certaines traces axiales de grandes structures plissées permettent d'établir localement les relations d'âge entre différentes phases de déformation.

Une coupe horizontale de l'Helvétique dans la dépression du Rawil a été récemment publiée par BURKHARD (1988). Notre construction s'en distingue en particulier par une conception différente de la géométrie des nappes et de leur enracinement.

Problèmes de construction

La construction d'une coupe horizontale est en principe semblable à celle d'une coupe verticale (ESCHER et al. 1988) et se fait par projection. Cependant certaines particularités méritent d'être discutées. La position de la coupe horizontale a été choisie à une altitude de 2000 m, moyenne entre la culmination des Alpes valaisannes (Mont Rose, 4634 m) et les 200 m du fond du Val d'Ossola. Cette courbe de niveau recoupe les limites des unités tectoniques en de nombreux endroits et la construction de leur trace se fait souvent par simple interpolation entre ces points. Dans certaines régions, les plongements axiaux ou les pendages sont très faibles, l'angle de projection des structures sur un plan horizontal est faible également et corrélativement les incertitudes de la construction tendent à augmenter. Cette difficulté s'accroît lorsque les intersections avec la courbe à 2000 m sont rares. Nous avons alors cherché la position de ces structures sur la coupe horizontale en construisant au préalable des cartes d'isohypses ou des coupes verticales.

Les grandes structures de nappes

La chaîne alpine est une région classique de la découverte des nappes et à l'heure actuelle plus personne ne doute de leur existence. Par contre un grand nombre de géologues décrivent les nappes comme des "plaques" ou des "écaillés" essentiellement rigides, déplacées sur des failles plates ou des rampes formées selon les lois de la tectonique cassante. Cette géométrie caractérise les chevauchements superficiels, tels ceux du Jura ou des Préalpes. Dans le secteur représenté sur notre coupe horizontale, ce ne sont que les nappes austroalpines, issues par écaillage de la partie septentrionale de la croûte continentale apulienne, qui présentent ces caractéristiques. Les nappes penniques et helvétiques des Alpes centrales représentent à quelques exceptions près (p.ex. zone houillère, nappe des Diablerets) des grands plis couchés. Quant à celles qui sont constituées d'une série normale non plissée, leur chevauchement basal résulte généralement soit de l'étirement extrême d'un flanc renversé qui est ainsi réduit à une épaisseur nulle; soit de la réorientation ou de la réactivation (inversion) de paléofailles synsédimentaires, p. ex. la partie interne de la nappe du Mont Gond, ou la nappe de Plammis qui est issue de la remobilisation de la faille RKG dont l'histoire est complexe (DOLIVO, 1982). Toutes ces structures se sont formées dans un régime ductile, sous des conditions allant de l'anchizone profonde au faciès amphibolite du métamorphisme orogénique tertiaire. Notre interprétation rejoint ainsi un ancien concept argandien de la plasticité de la croûte continentale dans les orogènes. Le tableau 1 donne la liste des principales nappes que nous distinguons actuellement; un tableau plus complet se trouve dans ESCHER et al. (1988), accompagné de la mention de plusieurs propositions nouvelles de corrélations transversales que nous avons reprises ici.

Les plis déversés vers le NW représentent les structures de procharriage dominantes dans les unités helvétiques et la partie frontale de la zone pennique (zone de Sion - Courmayeur, nappes d'Antigorio, du Lebendun, du Monte Leone, zone houillère, nappe des Pontis et plis frontaux de la nappe de Siviez - Mischabel. Ces structures ont été créées lors du charriage tertiaire des nappes vers le NW.

Les grands plis d'axes transversaux, souvent de vergence SW (plis de l'Alphubel, du Stockhorn et de Cimalegna), mais également de vergence NE (pli du Métailler), sont répandus dans la moitié méridionale de notre coupe horizontale (parties supérieures de la nappe de Siviez - Mischabel et nappes du Mont Fort, du Mont Rose, du Tsaté, de Zermatt - Saas et de la Dent Blanche). Cette direction NW - SE des axes de plis est généralement subparallèle ou parallèle à une linéation d'étirement X I. Cet étirement transversal, responsable de l'alignement parallèle des axes de plis par rotation interne, a été créé lors du transport tertiaire de l'empilement des nappes dans une direction NW (Déformation D I de STECK, 1980, 1984, 1987 et sous presse, et SARTORI, 1987).

Les grands plis déversés vers le S ou le SE

La coupe horizontale confirme l'importance et l'étendue des grands plis déversés vers le S ou le SE. Ces derniers replissent les plis de procharriage. Beaucoup de traces axiales se poursuivent sur plusieurs dizaines de kilomètres. Les relations d'âge entre ces différents plis ne sont pas évidentes et, vu leur distribution et leur étendue régionale, il est possible qu'ils se soient formés au cours d'une longue période et pas nécessairement simultanément. Ainsi, le pli rétrodéversé Wandfluhorn - Bosa est déformé par des plis rétrodéversés plus récents, du type Berisal et Vergeletto. Les datations radiométriques de HUNZIKER et al. (1969) et HUREFORD (1986) donnent les âges limites de cette période de rétroplissement. Le pli de Vanzone s'est formé au plus tard lors de la surrection de la partie méridionale des Alpes centrales il y a environ 26 Ma (HURFORD, 1986) (phase insubrienne d'ARGAND), tandis que les plis du Glishorn et de Berisal sont recoupés par l'accident Rhône-Simplon, daté d'environ 10 Ma (HUNZIKER et al., 1969 et STECK, 1984).

Certains plis rétrodéversés et tardifs déforment les mylonites de la ligne du Canavese (pli de Fela à l'W de Finero, STECK et TIECHE, 1976).

Les grands accidents tectoniques cassants

La coupe horizontale est traversée par deux grands accidents postérieurs à la culmination du métamorphisme tertiaire. Il s'agit des lignes du Canavese et Rhône-Simplon.

La ligne du Canavese, qui est probablement issue d'une ancienne cicatrice éoalpine (HUNZIKER, 1974, ESCHER et al., 1988), s'est développée au Tertiaire tout d'abord comme faille inverse (rétrocharriage), avec un rejet vertical d'environ 10 km, puis comme décrochement dextre (SCHMID et al., 1987, STECK, 1984 et 1987). Ces déplacements mettent des métamorphites tertiaires de faciès amphibolite et schistes verts des Alpes centrales en contact avec les roches de la zone d'Ivrée, faiblement touchées par le métamorphisme tertiaire. Selon les datations radiométriques de HURFORD (1986), ce soulèvement a eu lieu il y a environ 26 Ma. Il est probable que le rétrocharriage du Canavese et le pli de Vanzone déversé vers le SE appartiennent à la même phase de déformation (phase insubrienne d'ARGAND, 1916).

La ligne Rhône-Simplon est un décrochement dextre au N de Domodossola. Elle passe à une faille normale, subparallèle à la surface de la nappe du Monte Leone près du village du Simplon, recoupe au Col du Simplon les grands plis déversés vers le SE de Berisal et du Simplon, et redevient un décrochement dextre dans la vallée du Rhône où elle se ramifie en un essaim de nombreux petits décrochements (MASSON, 1988) avant de se dissiper dans la zone de Chamonix et ses abords (noter l'inflexion dextre des unités helvétiques au NE de Martigny). MANCKTELOW (1985) propose au Simplon un rejet d'environ 12 km vers le SW, mesuré parallèlement à une linéation d'étirement dans le plan de faille. Entre Sion et Martigny, la branche principale du décrochement a encore un rejet dextre de 3 ou 4 km. Nous proposons un âge d'environ 10 à 12 Ma en appliquant les âges de refroidissement de la biotite (HUNZIKER et al. 1969) à l'isograde chlorite-biotite dans les mylonites de cet accident au N de la localité d'Engiloch (STECK, 1984). Certains auteurs voient dans la faille du Simplon une structure créée par un mécanisme de glissement par gravité (MANCKTELOW, 1985). Nous voyons plutôt dans cette structure une expression des mouvements décrochants dextres accompagnés d'extension dans la zone de collision entre les deux plaques européenne et apulienne, corrélativement à la création de grandes structures en dôme (culmination Aar-Toce) et en bassin (dépression Rawil-Valpelline).

Cette ligne Rhône - Simplon représente une manifestation tardive et cassante de la grande zone de cisaillement ductile dextre du Simplon (STECK, 1984, 1987 et sous presse). Cette dernière traverse la chaîne alpine, avec une épaisseur d'environ 10 km, sur une diagonale entre la région de Locarno à l'E et de Martigny à l'W.

Tableau 1: *Liste des grandes structures alpines représentées sur la coupe horizontale***Plis et nappes déversés vers le NW :****Unités helvétiques**

- Massifs cristallins externes des Aiguilles Rouges (avec le synclinal alpin de Salvan - Dorénaz) et de Gastern [couvertures mésozoïques et tertiaires en blanc].
- Plis-nappes de Morcles et du Doldenhorn, et leurs patries (plis externes des massifs du Mont Blanc et de l'Aar).
- Nappes de Plammis, du Gellihorn, du Jägerchrüz et d'Ardon, et leurs patries (secteurs internes des massifs de l'Aar et du Mont Blanc).
- Nappe du Wildhorn s.l. (Diablerets, Mont Gond et Sublage avec le synclinal du Prabé et l'anticlinal de Drône) et sa patrie (massifs du Gothard et du Mont Chétif).
- Ultrahelvétique [en blanc].

Unités penniques inférieures

- Plis-nappes d'Antigorio et du Lebendun, et leurs couvertures (zones du Teggiolo et de Sabbione).
- Zone de Bosco - Isorno - Bombogno - Orselina et nappe de la Maggia.
- Pli-nappe du Monte Leone, et ses couvertures (zones de Sion-Courmayeur, du Rosswald et du Fäldbach).
- Zones houillères (inférieure et supérieure confondues pour simplifier), de Stalden inférieure et de Visperterminen, et leurs couvertures.

Unités penniques moyennes

- Nappe des Pontis - Stalden supérieure - Berisal (socle et couverture).
- Pli-nappe de Siviez - Mischabel (socle et couverture)
- Plis-nappes du Mont Fort et du Mont Rose (socle et couverture).

Unités penniques supérieures

- Nappes ophiolitiques du Tsaté, de Zermatt-Saas et d'Antrona.

Unités austro - et sud - alpines

- Nappe d'Arolla (Dent Blanche inférieure) et zone de Sesia.
- Métasédiments permo-mésozoïques de la zone du Canavese.
- Nappe de Valpelline (Dent Blanche supérieure) et Seconde zone diorito-kinzigitique.
- Zone d'Ivrée [en blanc].

Plis déversés vers le S ou le SE (rétroplis)

- Traces axiales des antiformes de Fela, de Boccioleto, de Vanzone, du Balmahorn, de la Mischabel, du Glishorn, de l'Evêque, des synformes de Gabbio, de la Monte Preja, du Mittaghorn, de la Valpelline, de Bagnes et de Berisal, et du pli couché du Wandfluhhorn.
- Trace axiale du massif des Aiguilles Rouges et ligne de crête du massif de Gastern, en tant que grands rétroplis du socle.

Grands accidents tectoniques tardifs

- Ligne du Canavese
- Ligne Rhône-Simplon

Grandes culminations et dépressions

- Dépression Rawil - Valpelline.
- Culminations des massifs externes Aiguilles Rouges - Mont Blanc - Mont Chétif et Gastern - Aar - Gothard, et du Toce.

Cette zone de cisaillement dextre du Simplon est responsable d'une forte extension longitudinale de l'empilement des nappes. Cela se manifeste surtout dans la zone des "racines penniques" et entre Brig et Martigny. Elle est également responsable de la forte inflexion des racines helvétiques entre Ardon et Martigny. D'après les datations radiométriques de HURFORD (1986), cette zone de déformation ductile à paragenèses des faciès schistes verts et amphibolite a été créée avant 26 Ma.

La dépression du Rawil et les grandes culminations Aiguilles Rouges - Mont Blanc, Gastern - Aar - Gothard, et du Toce

La dépression du Rawil et les grandes culminations Aiguilles Rouges - Mont Blanc et Gastern - Aar - Gothard sont les produits d'une cinématique longue et complexe. La similitude pétrographique des socles des Aiguilles Rouges et de Gastern, comprenant tous deux des granites et migmatites à cordiérite, et la symétrie entre l'enracinement de la nappe de Morcles sur le massif du Mont Blanc externe et celui de la nappe du Doldenhorn sur le massif de l'Aar externe, sont des faits géologiques incontestables (MASSON et al. 1980). Par contre une asymétrie de forme et un relai en échelon des deux couples de massifs Aiguilles Rouges - Mont Blanc et Gastern - Aar, caractérisent aussi la dépression du Rawil, et demandent une explication. Les sept anticlinaux de gneiss du massif de l'Aar ne se raccordent pas aux deux anticlinaux du massif du Mont Blanc. Cette configuration géométrique correspond plutôt à celle de deux grands plis créés en échelon dès l'origine. Cela est confirmé par les structures internes au massif de l'Aar, qui se développe dès le début comme un anticlinal avec une crête incurvée (STECK, 1968 et 1984). D'autre part on constate que les positions des zones synclinales de Chamonix (entre Aiguilles Rouges et Mont Blanc), et de la Jungfrau (entre Gastern et Aar), correspondent à la limite des faciès à préhnite-pumpellyite et schistes verts du métamorphisme régional tertiaire (FREY et al. 1974). Cela confirme l'idée (HEIM, 1919-22, NABHOLZ et VOLL, 1963, STECK, 1968, et VOLL, 1976) du contrôle du plissement des massifs cristallins externes par le degré du métamorphisme et en particulier par les propriétés rhéologiques des gneiss du socle prétriasique lors de la déformation synmétamorphique tertiaire.

La position en échelon des deux paires de massifs résulte d'une direction de poussée oblique aux isogrades, mais perpendiculaire aux plis de socle : soit une direction de poussée NW, parallèle aux linéations d'étirements dans les massifs (STECK, 1987 et sous presse). Cela signifie que la dépression du Rawil s'est déjà amorcée lors de cette phase précoce de la compression continentale tertiaire d'orientation SE-NW.

Quant à la localisation précise des massifs du Mont Blanc et de l'Aar, il est plausible qu'elle soit héritée de grandes structures paléozoïques. Il est difficile d'être plus précis sur ce point, puisqu'on ne sait justement pas de quoi le socle est fait sous le Rawil ! On peut cependant envisager :

- Un contrôle des culminations alpines par la présence des grands corps granitiques centraux de l'Aar et du Mont Blanc, qui ont d'ailleurs manifesté une tendance ascendante pendant tout le Mésozoïque. Par leur richesse en quartz (plus de 30 %), ces granites sont à la fois plus ductiles et moins denses que les gneiss et amphibolites encaissants. Nous proposons en quelque sorte un nouveau modèle génétique des "mantled gneiss domes" d'ESKOLA (1949), modèle susceptible de s'appliquer également à des dômes granitiques d'autres chaînes orogéniques telles que l'Himalaya (voir STUTZ, 1988).

- Un contrôle des dépressions axiales par des bassins permo-carbonifères obliques aux lignes directrices alpines. On en a un exemple bien visible à petite échelle avec le synclinal alpin de Salvan-Dorénaz (PILLOUD, 1989), déterminé par un bassin carbonifère oblique au massif des Aiguilles Rouges et à la nappe de Morcles, et qui induit dans ceux-ci une "mini-dépression" des axes. Un exemple plus frappant, mais en dehors de notre coupe, est celui de la forte dépression axiale séparant les massifs du Mont Blanc et de Belledonne, qui est également déterminée par l'intersection de ces grands anticlinaux de socle avec un bassin carbonifère oblique et avec le décrochement paléozoïque (et non alpin) du Bon Nant (EPARD et MASSON en prép.).

Puis, au cours de l'Oligocène et du Miocène, les dépressions et culminations s'accroissent lors des mouvements de compression, transpression et décrochement dextre qui caractérisent la zone de collision entre les deux plaques européenne et adriatique (STECK, 1984, 1987 et sous presse).

C'est en particulier pendant le mouvement de la grande zone de décrochement ductile dextre du Simplon, d'une épaisseur de 10 km environ, puis pendant le jeu de l'accident cassant tardif Rhône-Simplon (à distinguer chronologiquement de la précédente), que la position en échelon des massifs s'est accentuée par des mouvements dextres dans la dépression du Rawil. Le redressement du massif de l'Aar et la création du pli déversé vers le S du Glishorn se situent chronologiquement entre les déformations ductiles et cassantes de la région du Simplon. La culmination tardive du Toce s'est ajoutée, par un bombement progressif, pendant le jeu des structures décrochantes dextres du Simplon. Durant cette période tardive de l'orogénèse alpine, la culmination Toce-massif de l'Aar et la dépression Rawil-Valpelline représentent les dômes et bassins (structure de "pull -apart ") caractéristiques des grandes zones de décrochement.

Les séismes de cette région sont liés au rejeu actuel de failles décrochantes dextres (PAVONI, 1980). Cette activité sismique, et l'importante surrection actuelle de la région Aar-Simplon au NE de l'accident Rhône-Simplon (GUBLER et al. 1981, MENARD, 1988), témoignent de la modification actuelle de la forme de la dépression Rawil-Valpelline.

La dépression du Rawil montre d'une manière exemplaire l'évolution de la géométrie d'une grande structure alpine durant une cinématique longue et complexe. La connaissance géologique des Alpes centrales est d'une densité rarement atteinte dans d'autres régions du monde, voilà pourquoi les modèles simples ne leur sont que rarement applicables.

Remerciements : Ce travail n'aurait pas pu être réalisé sans l'aide des collègues du Service Géologique Suisse, Hermann Fischer, Werner Flück et Laurent Jemelin et des diverses hautes écoles suisses qui nous ont permis d'utiliser des levés géologiques inédits.

Références

- ARGAND, E. (1916) : Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 31.
- BEARTH, P. (1956) : Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der leontinischen und penninischen Alpen. *Eclogae geol. Helv.* 49, 279-290.
- BURKHARD, M. (1988) : Horizontalschnitt des Helvetikums der Westschweiz auf 2500 m zwischen Mt. Blanc- und Aar-Massiv (Rawil-Depression). *Rapp. géol. Serv. hydr. géol. Suisse* 4.
- DOLIVO, E. (1982) : Nouvelles observations structurales au SW du massif de l'Aar entre Visp et Gampel. Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 157.
- ESCHER, A. (1988) : Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard. *Rapp. Serv. hydr. géol. Suisse*, 7.
- ESCHER, A., MASSON, H. et STECK, A. (1987) : Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. *Rapp. géol. Serv. hydr. géol. Suisse* 2 et *Mémoire de Géologie (Lausanne)* 2.
- ESKOLA, P. (1949) : The problem of mantled gneiss domes. *Quart. J. geol. Soc. London* 4, 461 - 476.
- FREY, M., HUNZIKER, J.C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G.V., JÄGER, E. and NIGGLI, E. (1974) : Alpine Metamorphism of the Alps - A Review. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 54/2/3, 247-290.
- GUBLER, E., KAHLE, H.G., KLINGELE, E. MUELLER, S. et OLIVIER R. (1981) : Recent crustal movements in Switzerland and their geophysical interpretation. *Tectonophysics*, 38, 297-315.
- HEIM, ALB. (1919-1922) : *Geologie der Schweiz, Bd. II : Die Schweizeralpen.* Leipzig.
- HUNZIKER, J.C. (1974) : Rb-Sr and K-Ar age determinations and the Alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 31.
- HUNZIKER, J.C. und BEARTH, P. (1969) : Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen, Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose. *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 205-222.
- HURFORD, A. J. (1986) : Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps (South Central Switzerland) and an age of vertical movement on the Insubric fault line. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92, 413-427.
- MANCKTELOW, N. (1985) : The Simplon Line : A major displacement zone in the western Lepontine Alps. *Eclogae geol. Helv.* 78/1, 73-96.
- MASSON, H. (1988) : Les décrochements de la vallée du Rhône. *NFP 20 Bulletin* 6 (Sion 1988), 40-41.
- MASSON, H., HERB, R. et STECK, A. (1980) : Helvetic Alps of Western Switzerland. In: *Geology of Switzerland, a guide-book (Part B).* - Wepf, Basel.
- MENARD, G. (1988) : Structure et cinématique d'une chaîne de collision - Les Alpes occidentales et centrales. Thèse OG et IRIGM-Grenoble.
- NABHOLZ, W. und VOLL, G. (1963) : Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden). *Eclogae geol. Helv.* 56/2, 755-808.
- PAVONI, N. (1980) : Comparaison of focal mechanisms of earthquakes and faulting in the Helvetic zone of the Central Valais, Swiss Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, 73/2, 551-558.
- PILLOUD, C. (1989) : Structures de déformation alpines dans le synclinal de Permo-carbonifère de Salvan-Doréaz. Thèse Lausanne.
- SCHMID, S., ZINGG, A. et HANDY, M. (1987) : The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. *Tectonophysics* 135, 47-66.

- SPICHER, A. (1980) : Carte tectonique de la Suisse, 1 : 500'000. Schweiz. geol. Kommission, Basel.
- STECK, A. (1980) : Deux directions principales de flux symmétamorphique dans les Alpes centrales. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. (358) 75, 141-149.
- STECK, A. (1984) : Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). Eclogae geol. Helv. 77/1, 55-100.
- STECK, A. (1987) : Le massif du Simplon - Réflexions sur la cinématique des nappes de gneiss. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 67, 27-45.
- STECK, A. (sous presse) : Une carte des zones de cisaillement ductile des Alpes centrales. Eclogae geol. Helv. 82.
- STECK, A. et 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.
- STUTZ, E. (1988) : Géologie de la chaîne de Nyimaling aux confins du Ladakh et du Rupshu (NW-Himalaya, Inde) - évolution paléogéographique et tectonique d'un segment de la marge nord - indienne. Mémoires de Géologie (Lausanne) 3.
- VOLL, G. (1976) : Recristallisation of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina nappe, Swiss Alps, and its geological signification. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 641-647.

