

# **Comparaison des relations socle-couverture entre les zones internes et externes dans les Alpes centrales = Comparison of the basement-cover relationships between internal and external zones in the Central Alps**

Autor(en): **Baudin, Thierry / Marquer, Didier**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **74 (1994)**

Heft 3

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-56360>

## **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.

SHORT COMMUNICATION

**Comparaison des relations socle-couverture entre les zones internes et externes dans les Alpes centrales\***

**Comparison of the basement-cover relationships between internal and external zones in the Central Alps**

par *Thierry Baudin*<sup>1</sup> et *Didier Marquer*<sup>1</sup>

**Abstract**

The comparison of the geometry of ductile deformations between basement and cover in the internal and external zones of the Alps highlights several differences. During the Tertiary collision, the original competence contrasts and the anisotropy between basement and cover produced heterogeneous deformation in the basements and a more homogeneous deformation in the covers. In the external as in the internal zones, the measured patterns of shear zones in the basements are compatible with only one major Alpine deformation. The basement of the external crystalline massifs is characterized by both sub-vertical schistosity and stretching lineations. These lineo-planar structures become progressively horizontal near the contact with the cover. In the Penninic zone, the Alpine schistosity in the basement and in the cover is sub-horizontal and associated with a SSE–NNW stretching lineation.

At the scale of the Alps, the Penninic basement constitutes several thin nappes. The covers are pinched between these crystalline nappes and are interpreted as large shear zones. The external zone is characterized by a lower intensity of strain but a higher deformation gradient at the basement-cover contact. In contrast in the Penninic zone, the strain intensity is everywhere higher but the deformation gradient at the basement-cover contact is lower than in the external parts. The initial thickness of the continental crust, – thinned continental crust in the Penninic zone and normal thickness of the crust in the external massif – before the Tertiary collision, could be partly responsible for these differences.

*Keywords:* heterogeneous deformation, basement, cover, continental crust, external massifs, Penninic zone, Central Alps.

**Introduction**

La comparaison des relations socle-couverture entre les zones externes et internes des Alpes centrales suisses a permis de dresser les différences essentielles dans la géométrie des structures associées aux déformations alpines. L'étude des mécanismes de collision continentale nécessite d'utiliser un marqueur de déformation finie qui permette de suivre la géométrie des structures à une échelle orogénique. L'interface socle-couverture, qui sépare deux orogénèses, a été utilisée comme le principal marqueur de ces déformations. Dans

les Alpes, la localisation du contact socle-couverture est parfois ambiguë car la plupart des auteurs fixent la base de la couverture au Trias inférieur et considèrent le Permo-Carbonifère, éventuellement sous-jacent, comme faisant partie du socle, au même titre que le cristallin polycyclique. Cette unité intermédiaire se rapproche pourtant plus de la couverture mésozoïque de par son caractère monométamorphique, son anisotropie subhorizontale et son comportement rhéologique global. La série monocyclique permocarbonifère des Alpes centrales sera donc considérée ici comme partie intégrante de la cou-

\* Résumé élargi de la contribution présentée au symposium «Basement-cover relationships in the Alps», Verbier, 24 septembre, 1993.

<sup>1</sup> Institut de géologie, E. Argand 11, CH-2007 Neuchâtel, Switzerland.

verture par rapport au socle polycyclique sous-jacent.

#### MÉTHODE ET OBJETS D'ÉTUDE

Les régions étudiées, représentatives des zones externes et internes, sont respectivement situées dans le massif de l'Aar et dans la nappe pennique de Tambo (Fig. 1). Dans ces régions, au cours de l'orogénèse alpine, la couverture est restée sub-autochtone sur le socle polycyclique. Cette étude comparative s'est uniquement intéressée aux déformations de mise en place des nappes et des chevauchements dus à la collision continentale tertiaire. Les déformations sont évidemment progressives, et donc diachrones, du fait de l'avancée du front de déformation vers les zones externes au cours de la collision. L'âge des premières déformations est probablement Eocène dans ce domaine pennique (MARQUER et al., 1993) et Oligo-Miocène dans les zones externes. Une comparaison entre les déformations dans le socle et dans la couverture, suivie d'une étude spécifique de l'interface, a été réalisée pour chacune de ces zones.

#### La zone externe: le massif de l'Aar

Le massif de l'Aar est examiné à travers une coupe NNW-SSE qui longe la partie orientale du massif (Fig. 2). Le socle est composé d'une série gneissique méta-sédimentaire intrudée par des granites tardi-varisques. La couverture sédimentaire débute par les conglomérats du Trias basal. A l'intérieur du cristallin, la déformation alpine, ductile au sud et fragile-ductile au nord, est très hétérogène. La foliation pénétrative de direction ENE-WSW et la linéation d'étirement associée sont subverticales (Fig. 2). Dans les nombreux corps granitiques la plupart des zones de cisaillement sont aussi subverticales et anastomosées, entourant des lentilles préservées de la déformation alpine où subsistent des foliations magmatiques. Ces structures anastomosées semblent exister aussi bien à l'échelle de l'affleurement qu'à l'échelle du massif (Fig. 2a).

Dans la couverture sub-autochtone, les déformations sont ductiles et plutôt homogènes. Des grands plis isoclinaux, d'axes perpendiculaires au raccourcissement, montrent une schistosité de plan axial souvent subhorizontale. Depuis les coupes de ROHR (1926) la géométrie d'ensemble du contact socle-couverture n'a guère été modifiée. Le sommet du socle est affecté par des écailles qui se prolongent dans la couverture en

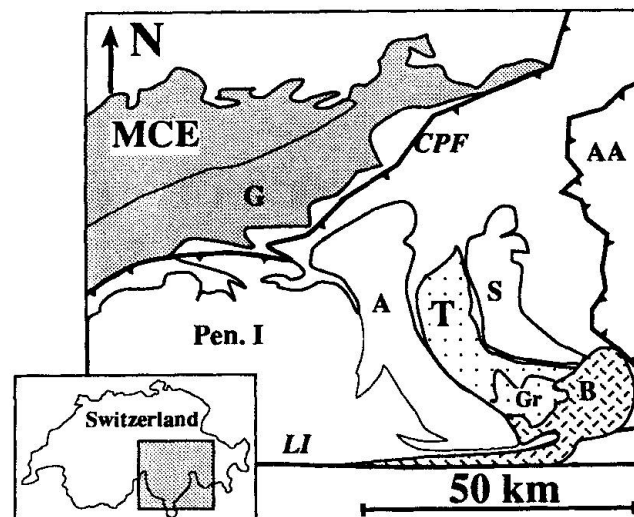


Fig. 1 Situation des Massifs cristallins externes (MCE) et de la nappe de Tambo (T). S: nappe de Suretta, B: intrusion de Bergell, Gr: zone de Gruf-Chiavenna, A: nappe d'Adula, AA: Austro-alpin, Pen. I: zone pennique inférieure (sens large). CPF: chevauchement pennique frontal, LI: ligne insubrienne.

provoquant des plis isoclinaux superposés (STECK, 1984; BURKHARD, 1988). L'étude des champs de déformation a démontré des brusques augmentations de l'intensité des déformations à la base des écailles cristallines et dans la couverture (KAMMER, 1989). Les plans de chevauchement basaux de ces écailles cristallines semblent s'enraciner avec un pendage de plus en plus marqué à l'intérieur du socle cristallin (PFIFFNER, 1993). Bien que les modèles tectoniques proposés pour cette région des Alpes soient nombreux, il reste que la géométrie de la déformation finie et la distribution des zones de cisaillement dans le socle témoignent d'une composante globale de raccourcissement subhorizontal (Fig. 3).

#### Zone pennique: la nappe de Tambo

La nappe de Tambo appartient, avec la nappe de Suretta, à la zone briançonnaise (Fig. 1). La nappe d'Adula sous-jacente représente l'ancienne marge européenne amincie. Entre Adula et Tambo, la suture du Misox résulte de la fermeture tertiaire de l'océan valaisan (Fig. 1). Le cristallin de Tambo est surmonté par sa propre couverture, la zone du Splügen, qui est pincée sous la nappe de Suretta. Cette couverture débute par une série volcano-détritique permienne qui forme toujours le soubassement des séries mésozoïques. La nappe de Tambo a subi quatre phases de déformation au cours de l'orogénèse tertiaire

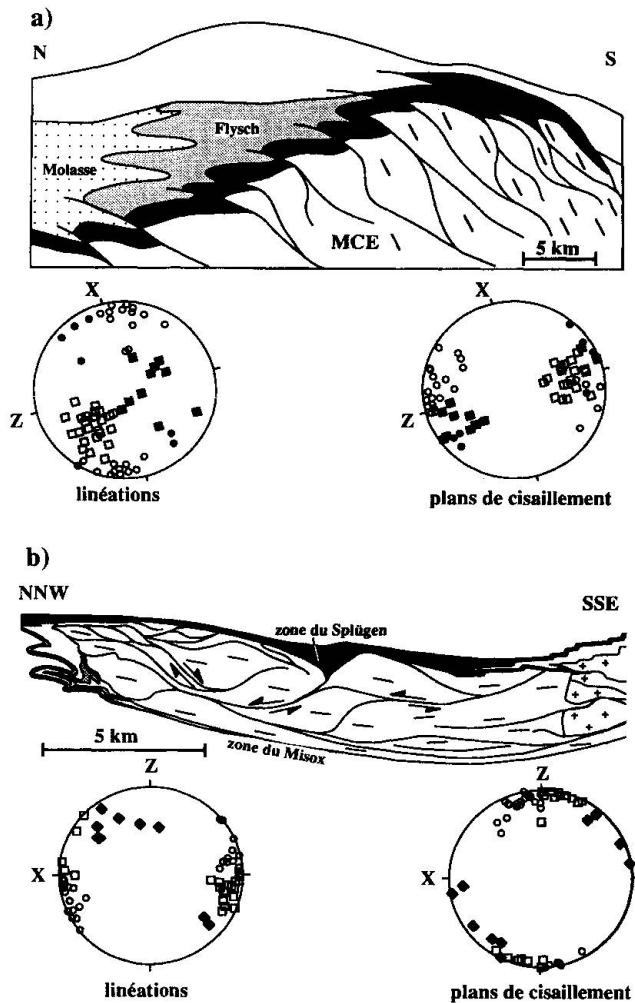


Fig. 2 Coupes structurales schématiques du massif de l'Aar (a: modifiée d'après PFIFFNER, 1993) et de la nappe de Tambo (b). Les couvertures sont figurées en noir. Les principales zones de cisaillements sont marquées en traits pleins dans le cristallin. La schistosité est indiquée par un trait court. a) Massif de l'Aar: Projection des linéations et des pôles des plans de cisaillements dans le plan XZ (plan de coupe). Carrés blancs: zones dextres, carrés noirs: zones sénestres, ronds: zones conjuguées autour de X. b) Nappe de Tambo: Projection des linéations et des pôles des plans de cisaillements dans le plan XZ. Carrés blancs: zones inverses de chevauchement vers le NNW, cercles: zones abaissant le compartiment NW, losanges noirs: zones abaissant le compartiment SE. Stéréogrammes: projection de Schmidt.  $X > Y > Z$ : axes principaux de la déformation (RAMSAY, 1967).

(MARQUER, 1991; BAUDIN et al., 1993). Seul le premier événement est directement associé à la collision continentale et correspond à l'empilement des nappes. Dans le socle, la déformation est très hétérogène et préserve des reliques lenticulaires anté-alpines qui conservent généralement une structuration sub-verticale (Fig. 2b). La

schistosité alpine est toujours sub-horizontale et porte une forte linéation d'étirement orientée NNW-SSE. L'étude de la distribution, de la géométrie et du degré de symétrie des zones de cisaillement associées au charriage de la nappe montrent une composante cisailante globale vers le NNW (Fig. 2b) (MARQUER, 1991; BAUDIN et al., 1993).

Dans la couverture, cette même déformation qui a d'abord débuté par des écaillages est devenue beaucoup plus homogène au cours de la déformation progressive. La foliation alpine associée est subhorizontale. Le toit du cristallin est affecté par de petites écailles de socle qui ont engendré, par propagation de la déformation, les premiers plissements dans la couverture. La nappe de Suretta sus-jacente correspond au développement extrême de l'un de ces chevauchements cristallins locaux qui a évolué en une véritable nappe. Plusieurs générations de plis se sont surimposés durant cette tectonique d'empilement. Sous l'effet de l'intense déformation progressive, certains axes de plis s'incurvent et s'orientent parallèlement à la linéation d'étirement. La zone de contact entre le socle et la couverture se marque par une très forte augmentation de l'intensité de la déformation: la foliation anté-alpine subverticale du socle est effacée par la schistosité alpine horizontale, de plus en plus marquée à l'approche du contact et extrême dans la couverture. A l'échelle de la chaîne alpine, la zone du Splügen et la zone du Misox se présentent donc comme des véritables zones de cisaillement. Quelle que soit l'intensité de la déformation, la foliation alpine à l'intérieur du socle et de la couverture demeure toujours parallèle et sub-horizontale (Fig. 3).

## Discussion et conclusions

### COMPARAISON ENTRE SOCLE ET COUVERTURE

Dans la zone externe comme dans la zone interne, les champs de déformation entre socle et couverture sont cohérents avec une seule et même déformation alpine majeure. Le contraste de compétence et d'anisotropie initiale entre le socle et la couverture se traduit lors du raccourcissement horizontal par une déformation hétérogène dans le socle et beaucoup plus homogène dans la couverture. A l'intérieur de celle-ci, la déformation progressive est à l'origine des axes de plis parallèles à la linéation d'étirement, du boudinage et des surimpositions de plis. Au cours de ce même épisode de déformation progressive, le

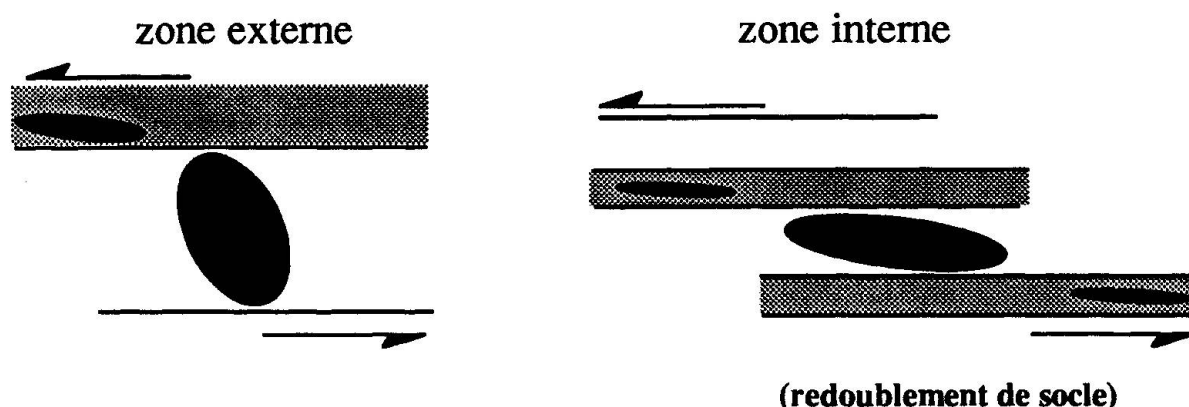


Fig. 3 Schéma simplifié indiquant les différences d'intensité et de gradient de déformation entre les zones externes et internes. En blanc: socle cristallin, en grisé: couverture.

socle enregistre une déformation hétérogène caractérisée par une distribution simple des structures tandis que dans la couverture apparaissent des structures pénétratives superposées.

#### COMPARAISON ENTRE ZONES EXTERNES ET INTERNES

La tectonique de collision tertiaire a affecté différemment les zones externes et internes: (i) les massifs cristallins externes sont caractérisés par une schistosité et un étirement subvertical. Cette structure linéoplaire tend à devenir horizontale ou même à être inclinée vers le nord dans la couverture sommitale et frontale. Le toit du cristallin est affecté par de petits chevauchements mais il n'existe aucun véritable redoublement de socle à l'échelle du massif. (ii) Dans la zone pennique, le socle sud-européen et briançonnais est découpé en nappes avec une schistosité alpine

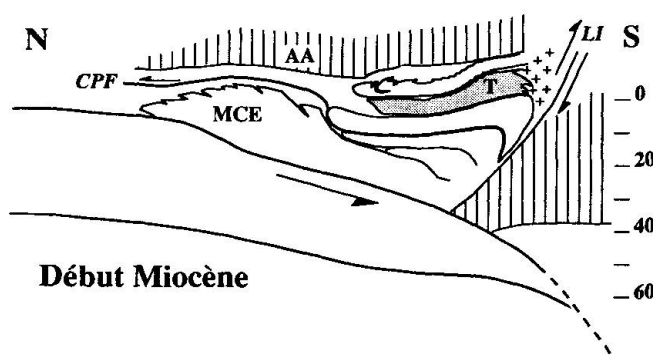


Fig. 4 Coupe interprétative illustrant la fin de la collision continentale au début du Miocène. MCE: Massifs cristallins externes, T: nappe de Tambo, AA: Austro-alpin, CPF: chevauchement pennique frontal, LI: ligne insubrienne. La zone pennique correspond à un empilement de lambeaux de croûte amincie au cours de l'Éocène-Oligocène.

sub-horizontale. La linéation associée est orientée NNW-SSE. Les couvertures sédimentaires se retrouvent pincées entre les nappes cristallines. A l'échelle de la chaîne alpine, ces couvertures correspondent à de grandes zones de cisaillement ductiles.

D'un point de vue du régime de déformation globale: (i) la zone externe se caractérise par une faible intensité de déformation (MARQUER et GAIPAIS, 1985) et un fort gradient de déformation au contact socle-couverture; (ii) alors que la zone interne est dotée d'un faible gradient mais d'une grande intensité de déformation (MARQUER, 1991) qui parallélise les différentes unités (ex.: nappes de Simano, Adula, Tambo et Suretta) (Fig. 3). Ce contraste dans l'intensité et la géométrie d'ensemble des déformations peut s'expliquer par une différence importante de l'épaisseur initiale de la croûte entre ces deux zones, juste avant la collision tertiaire. Les nappes des socles penniques, aujourd'hui épaisses de 3 à 5 km, pourraient être issues de la croûte très amincie correspondant aux marges de la fosse valaisanne. Dans cette hypothèse, le cristallin de Tambo et Suretta formerait la croûte supérieure tandis que les granulites de Gruf et les ultramafites de Chiavenna, situées plus au sud, pourraient représenter respectivement la croûte inférieure et un lambeau de manteau sous-continentale. Lors de la fermeture valaisanne, cette croûte continentale amincie est entrée en subduction vers le SSE. Cet enfouissement a produit des écaillages et des redoublements du socle qui ont conduit à la formation du prisme d'accrétion crustal pennique (Fig. 4).

Le domaine des Massifs cristallins externes possédait une croûte d'épaisseur normale (NFP 20) qui a contribué au ralentissement puis au blocage des mouvements de collision. Ce mécanisme s'est traduit par un étirement sub-vertical et un

raccourcissement horizontal qui a provoqué, au Miocène, la surrection des Massifs cristallins externes (Fig. 4).

### Remerciements

Ce travail a bénéficié du soutien du Fonds National N° 20.33421.92. Nous remercions vivement M. Burkhard, F. Persoz et G. Schönborn pour les discussions fructueuses et la lecture critique du manuscrit.

### Références

- BAUDIN, TH., MARQUER, D. et PERSOZ, F. (1993): Basement-cover relationships in the Tambo nappe (Central Alps, Switzerland): geometry, structures and kinematics. *J. struct. Geol.*, 15, 3/5, 543–553.
- BAUDIN, TH. et MARQUER, D. (1993): Metamorphism and deformation in the Tambo nappe (Swiss Central Alps): evolution of the phengite substitution during alpine deformation: *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 73, 278–285.
- BURKHARD, M. (1988): L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). *Eclogae geol. Helv.*, 81, 63–114.
- KAMMER, A. (1989): Alpidische Verformung des aarmassivischen Nordrandes. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 69, 37–53.
- MARQUER, D. (1991): Structures et cinématique des déformations alpines dans le granite de Truzzo (Nappe de Tambo: Alpes centrales suisses). *Eclogae geol. Helv.*, 84/1, 107–123.
- MARQUER, D. et GAPAIS, D. (1985): Les massifs cristallins externes sur une transversale Guttanen – Val Bedretto (Alpes centrales): Structures et histoire cinématique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 301, II, 8, 543–546.
- MARQUER, D., BAUDIN, TH., PEUCAT, J.J. et PERSOZ, F. (1993): Rb–Sr mica ages in the Alpine shear zones of the Truzzo granite: Timing of the Tertiary alpine P-T-deformations in the Tambo nappe (Central Alps, Switzerland). *Eclogae geol. Helv.*, 85/3, 1–61.
- PFIFFNER, O.A. (1986): Evolution of the north alpine foreland basin in the Central Alps. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 8, 219–228.
- PFIFFNER, O.A. (1993): The structure of the Helvetic nappes and its relation to the mechanical stratigraphy. *J. struct. Geol.*, 15, 3/5, 511–521.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. Ed. Graw Hill, New York, 568 pp.
- ROHR, K. (1926): *Stratigraphie und tektonische Untersuchung der Zwischenbildungen am Nordrande des Aarmassivs (Zwischen Wendenjoch und Wetterhorn)*. *Beitr. Geol. Karte Schweiz., N.F.*, 57, 1, 1–62.
- STECK, A. (1984): Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar–Simplon–Ossola). *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 77, 1, 55–100.

Manuscrit accepté le 2 mars 1994.