

# Déformation et métamorphisme dans la région du Simplon (Alpes Centrales)

Autor(en): **Merle, Olivier / LeGal, Philippe / Mancel, Patrick**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **79 (1986)**

Heft 3

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-165847>

## **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.

# Déformation et métamorphisme dans la région du Simplon (Alpes Centrales)

Par OLIVIER MERLE, PHILIPPE LE GAL et PATRICK MANCÉL<sup>1)</sup>

## RÉSUMÉ

Une analyse du champ de déformation et des structures associées a été conduite conjointement avec celle du métamorphisme principal dans la région du Simplon. Trois déformations successives ont été répertoriées: la première, produite dans les conditions métamorphiques de l'amphibolite faciès, correspond au déplacement horizontal des unités supérieures vers le nord-ouest. Le grand synclinal du Monte Leone et son homologue anticlinal du Wasenhorn–Hübschhorn seraient associés à cette déformation. La seconde déformation, produite dans des conditions métamorphiques rétrogrades, correspond à des cisaillements tangentiels (ou en faille normale) correspondant au déplacement des unités supérieures vers le sud-ouest. L'intense déformation pénétrative observée le long de la ligne du Simplon est associée à ce second événement. Enfin, le classique épisode de rétroplissement («back-folding») correspond dans cette région à un troisième épisode de déformation non pénétrative.

## ABSTRACT

Strain analysis of main deformational structures has been carried out in the Simplon area together with a study of metamorphism. Three superposed deformation events are described: the first one (D1) developed during the high temperature episode and corresponds to overthrusting towards the north-west. Large scale recumbent folds as Monte-Leone syncline and Wasenhorn–Hübschhorn anticline are associated with this first ductile strain (D1) recorded in the field. The second ductile deformation (D2) developed during retrograde metamorphic conditions and corresponds to horizontal shearing towards the south-west. The first deformation (D1) is completely overprinted along the Simplon line by the second deformation (D2). Lastly, the back-folding episode (Berisal syncline) postdates previous ductile D1 and D2 deformations and is associated with a normal brittle faulting along the Simplon line.

## Introduction

Le domaine pennique des Alpes centrales correspond à la croûte continentale européenne intensément déformée au tertiaire lors de la collision avec la plaque Austro-Alpine. Les Alpes lépontines occidentales sont limitées à l'ouest par la ligne du Simplon qui sépare, par un contact anormal cartographique, le domaine pennique en deux unités inférieures et supérieures (fig. 1). Les nappes de socle (orthogneiss et paragneiss paléozoïque) sont séparées les unes des autres par des bandes fines de carbonates et métapelites attribuées au mésozoïque et qui constituaient la couverture de la marge continentale européenne.

L'objectif de cet article est d'analyser en détail la déformation interne et les méga-structures associées dans la région du Simplon ainsi que les conditions Pression–Tempé-

<sup>1)</sup> Institut de Géologie, avenue du Général Leclerc, 35042 Rennes, France.

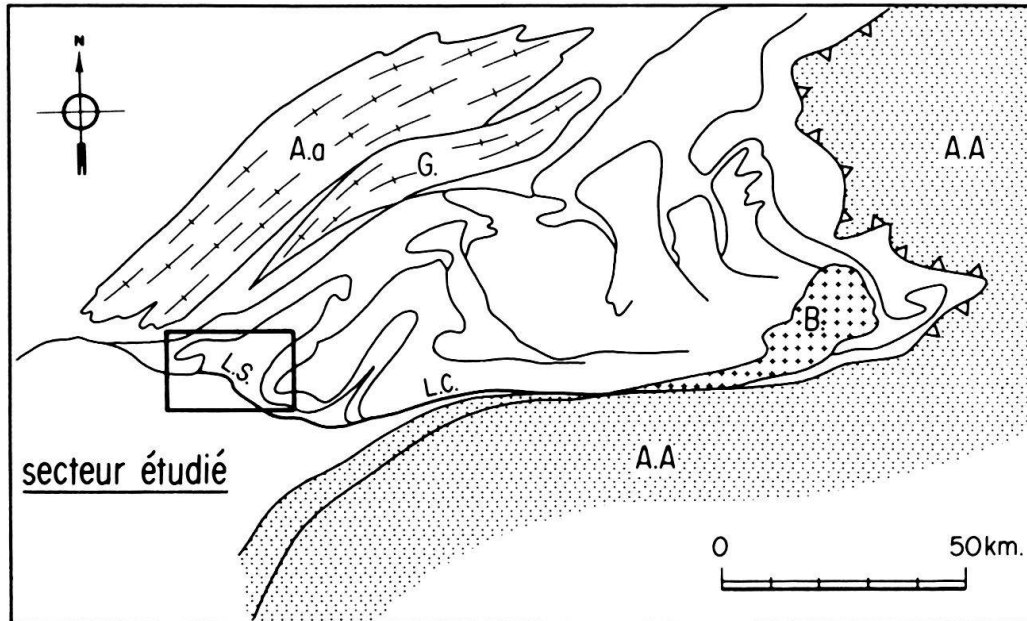


Fig. 1. Carte schématique des Alpes centrales et localisation du secteur étudié.

rature des déformations successives. Cette étude permet d'établir les relations structurales entre les déformations superposées de la zone pennique et le fonctionnement de la ligne du Simplon, en passant par l'étude conjointe de la carte et des coupes géologiques, du champ de déformation et des paragenèses métamorphiques.

### Structures cartographiques

La carte géologique, levée sur le terrain, est peu différente des cartes antérieures quant au tracé des bandes de mésozoïque séparant les nappes de socle (SCHMIDT & PREISWERK 1908, BEARTH 1972, MILNES 1974) (fig. 2).

Les différentes coupes géologiques (fig. 3) permettent d'apprécier l'architecture des différentes unités étudiées sur le terrain. Les structures sont dominées par des plis d'échelle kilométrique affectant le pennique supérieur et les nappes sommitales (Monte Leone et Berisal) du pennique inférieur tandis que les nappes basales du pennique inférieur (Antigorio et Lebendun) sont indemnes de ces déformations. Ces plis sont à séparer en deux groupes: d'une part des plis isoclinaux à plans axiaux horizontaux d'axe E-W, d'autre part des plis plus ouverts à plans axiaux raides d'axe moyen N 60 déversés vers le sud-est. La célèbre charnière synclinale du Monte Leone<sup>2)</sup> et son homologue anticlinal du Hübschhorn et du Wasenhorn appartiennent au premier groupe tandis que le synforme de Berisal, l'antiforme du Glishorn et les plis plus petits du Rebbio constituent le second groupe (fig. 3). Ce second groupe correspond au rétroplissement («Back-folding») classiquement décrit dans les Alpes centrales (STECK et al. 1979; HUBER et al. 1980, MILNES et al. 1981, SIMPSON 1982).

<sup>2)</sup> On doit à ce propos remarquer qu'au sud de cette charnière synclinale, la nappe du Monte Leone est doublée en épaisseur et qu'une structure synclinale est dessinée sur la grande falaise des Wammishörner. Cette charnière qui prolonge naturellement le synclinal du Monte Leone n'a, à notre connaissance, jamais été décrite jusqu'à présent (cf. coupe).

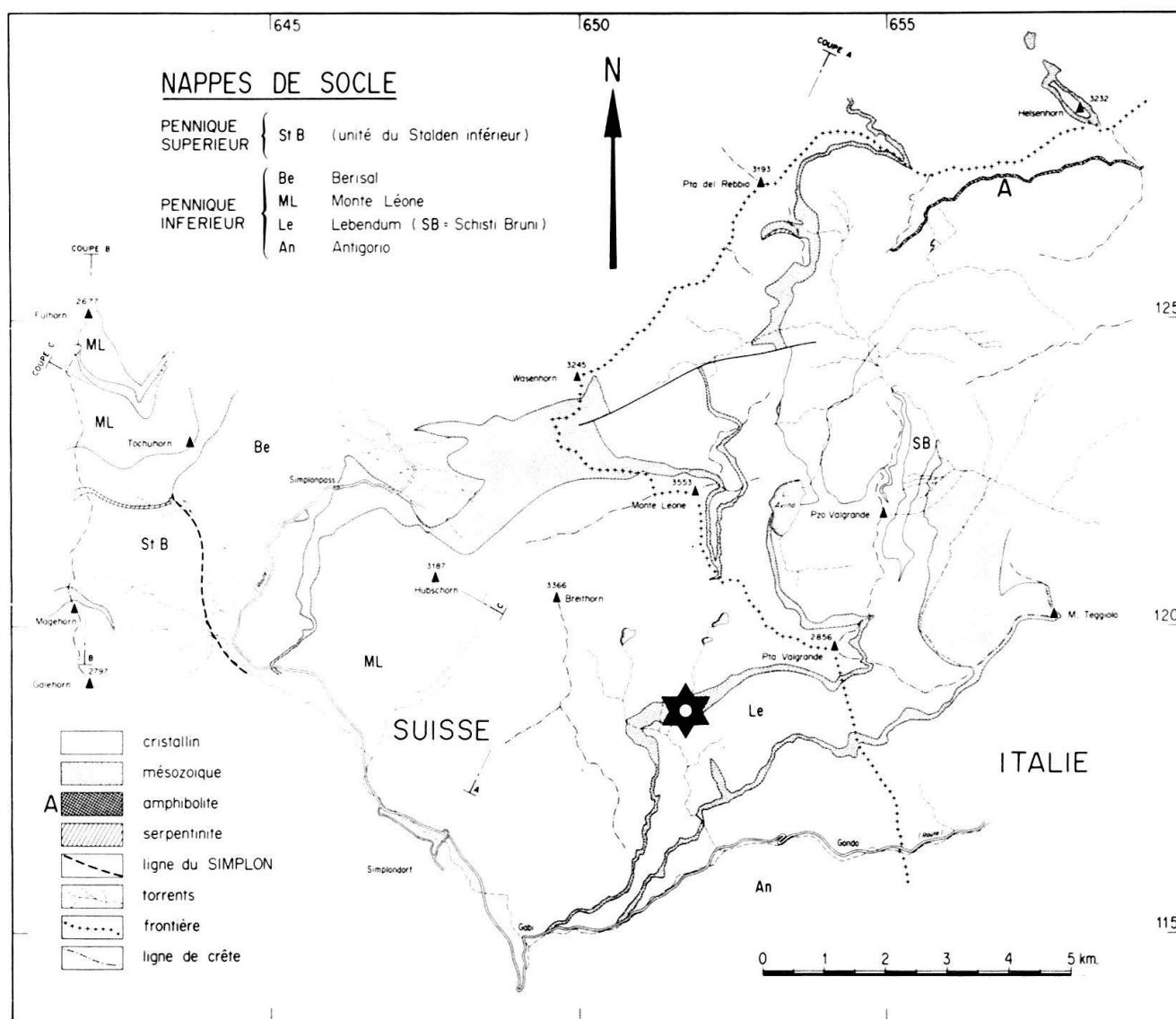


Fig. 2. Carte géologique de la région du Simplon (localisation de l'échantillon étudié par géothermomètre et géobaromètre).

En carte, la superposition de l'antiforme du Glishorn sur l'anticlinal E-W de l'Arezhorn dessine une interférence de type 2 (fig. 2 et 4) et en coupe, la structure du Hübschhorn correspond à un anticlinal basculé en position de synforme au moment de la formation du synclinal de Berisal. Les plis du premier groupe sont donc déformés par les plis du second groupe, établissant ainsi une chronologie des plissements kilométriques en deux épisodes distincts.

### Champ de déformation finie

Comme dans l'ensemble des Alpes Lépointines occidentales (STECK 1984, MERLE, sous presse), deux champs superposés de déformation finie ont été observés sur le terrain. La première déformation D1 est caractérisée par une linéation d'allongement minérale de direction moyenne N 110 matérialisée par l'orientation des baguettes d'amphibole, l'allongement d'amas de biotite, ou des zones abritées autour des grenats (fig. 5). La présence

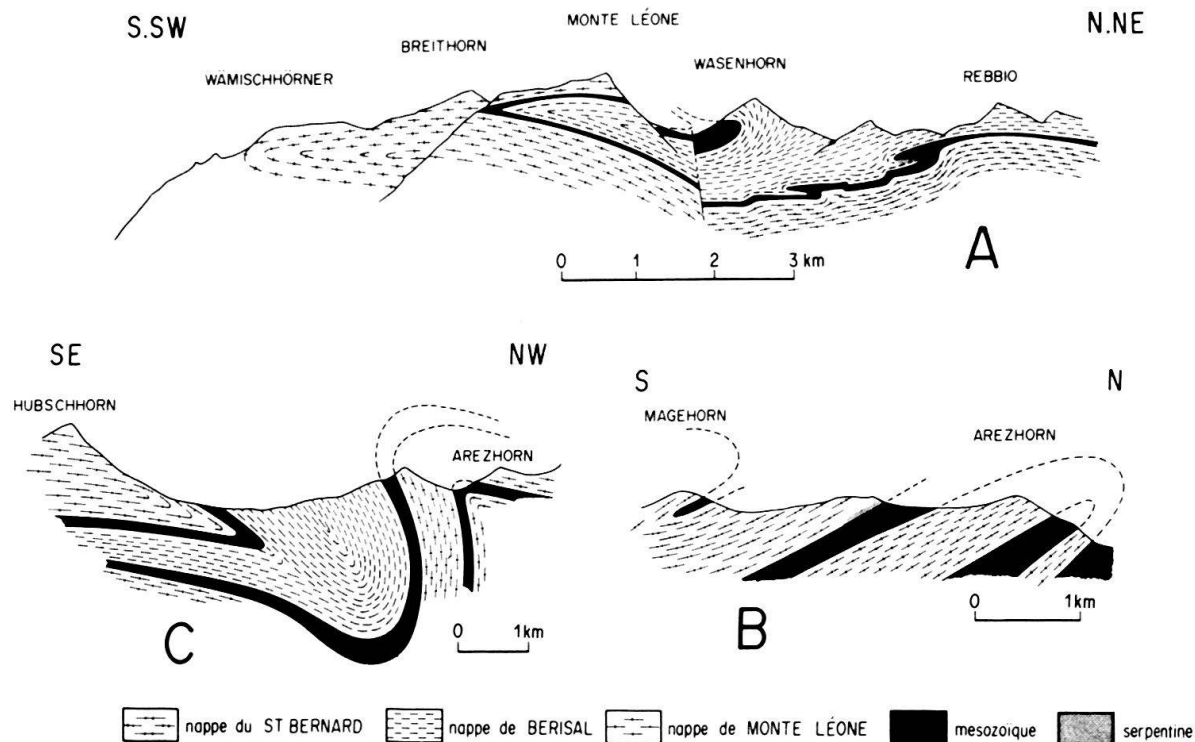


Fig. 3. Coupes géologiques (localisation des coupes sur la fig. 2). Sur la coupe C, l'antiforme du Hübschhorn est antérieur au synclinal de Berisal et son plan axial replissé par ce dernier.

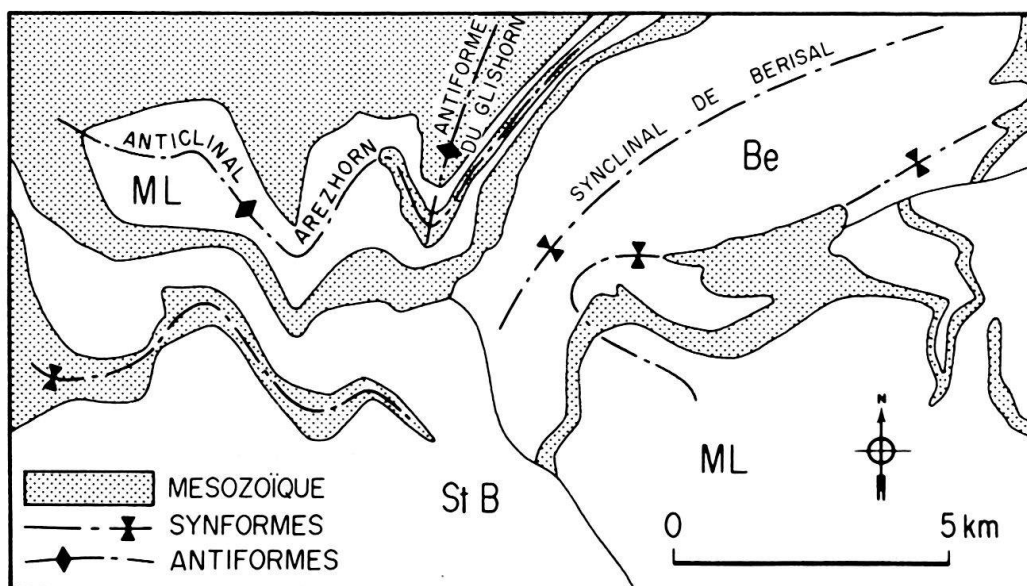


Fig. 4. Trace des plans axiaux des plis kilométriques affectant les nappes de socles (d'après MILNES & MÜLLER dans TRÜMPY 1980).

de critères de cisaillement, visible autant sur le terrain qu'en lame mince, associés à une foliation subplate indique un déplacement des unités supérieures vers le nord-ouest par rapport aux unités inférieures.

La seconde déformation D2 est caractérisée par une linéation d'étirement L2 de direction moyenne N 60 matérialisée par un étirement macroscopique de la roche (fig. 6).

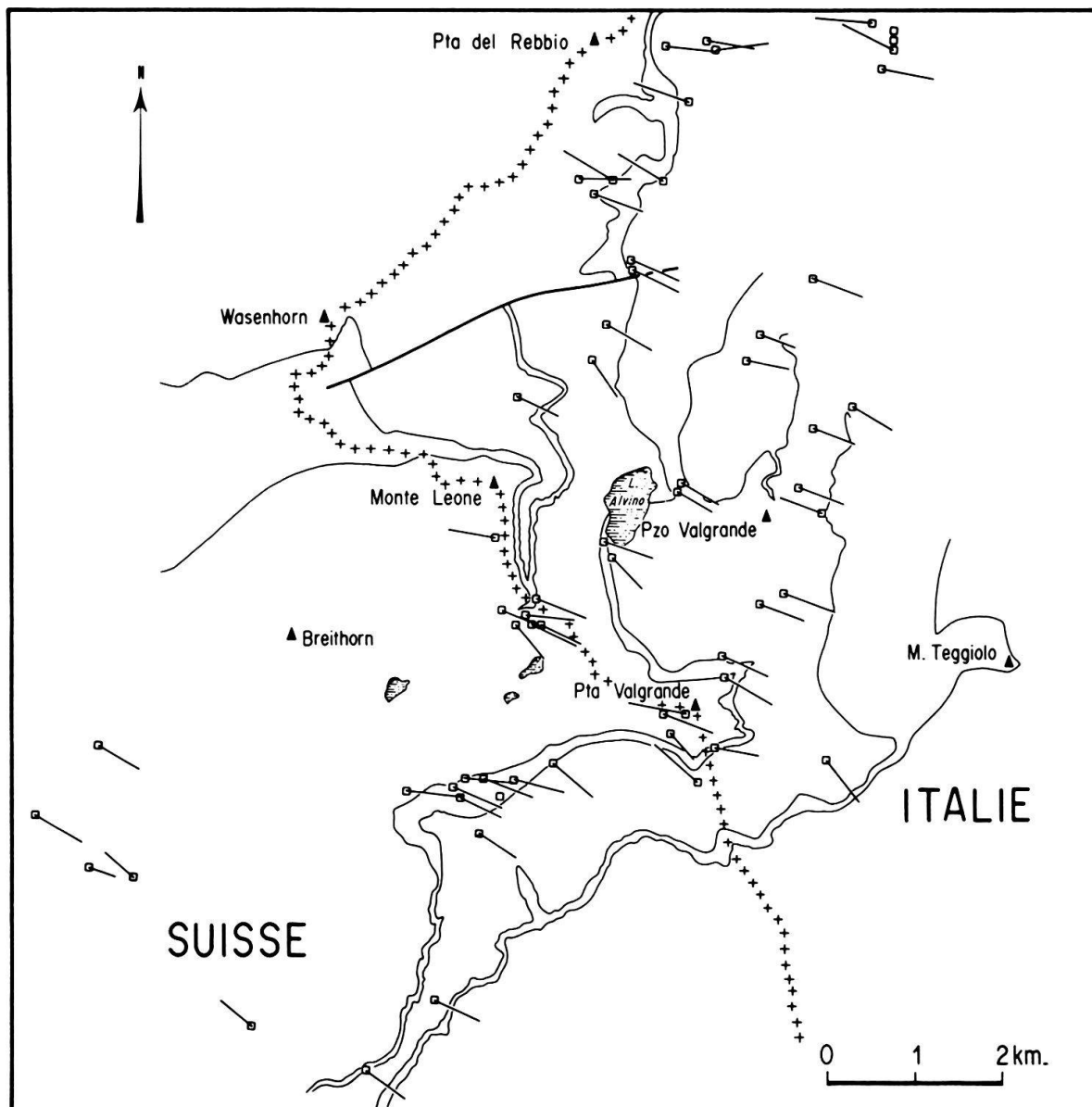


Fig. 5. Linéations d'étirement du champ de déformation D1. La longueur des traits est inversement proportionnelle au plongement de la linéation (la mesure se trouve au centre du carré). La plupart des linéations sont subhorizontales, les plongements n'excédant jamais  $20^\circ$  (traits courts).

Des critères de cisaillement, omniprésents sur le terrain, indiquent que cette déformation D2 correspond à un déplacement des unités supérieures vers le sud-ouest par rapport aux unités inférieures (pour une description plus complète de ces deux champs de déformation à l'échelle des Alpes Léponentines occidentales: cf. MERLE, sous presse).

Cette seconde déformation D2 s'exprime le plus souvent par des bandes de cisaillement qui recoupent la schistosité antérieure en association avec des plissements et des transpositions de cette dernière en une nouvelle foliation également plate (fig. 7b). Cependant, il est également fréquent que la foliation formée au cours de la déformation D1 soit réutilisée au cours de cet épisode D2 si bien que l'on peut observer, sur le même plan d'aplatissement, la linéation L1 plissée dans ce plan et la linéation L2 superposée de

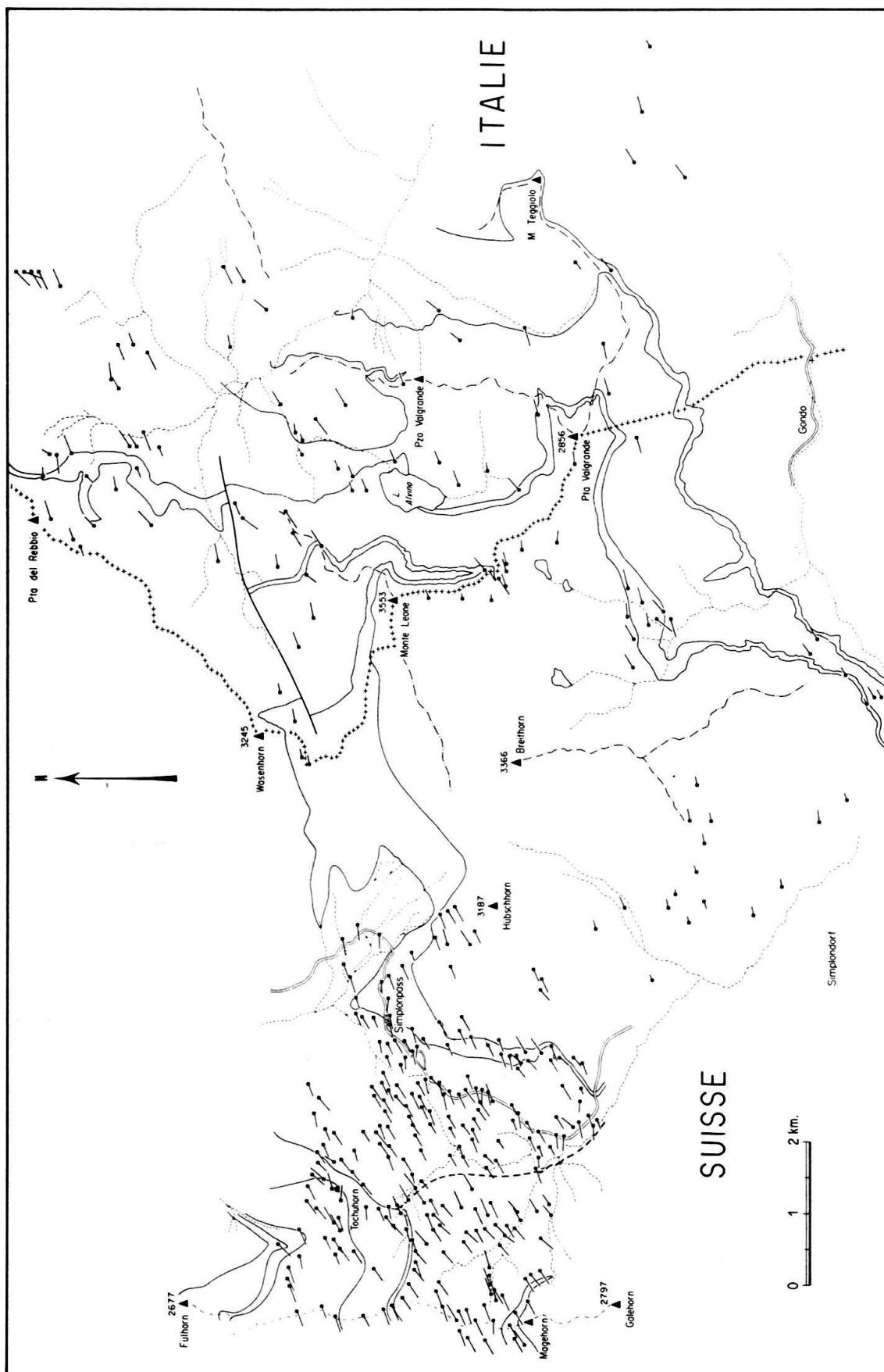


Fig. 6. Linéation d'éirement du champ d'éirement D2. L'hétérogénéité des mesures est liée d'une part à l'oblitération de la déformation D1 dans le secteur du col du Simplon et d'autre part, à la plus grande difficulté d'accès de la partie est (glacier et plusieurs sommets à plus de 3000 m). Pour les plongements des linéations voir figure 5.

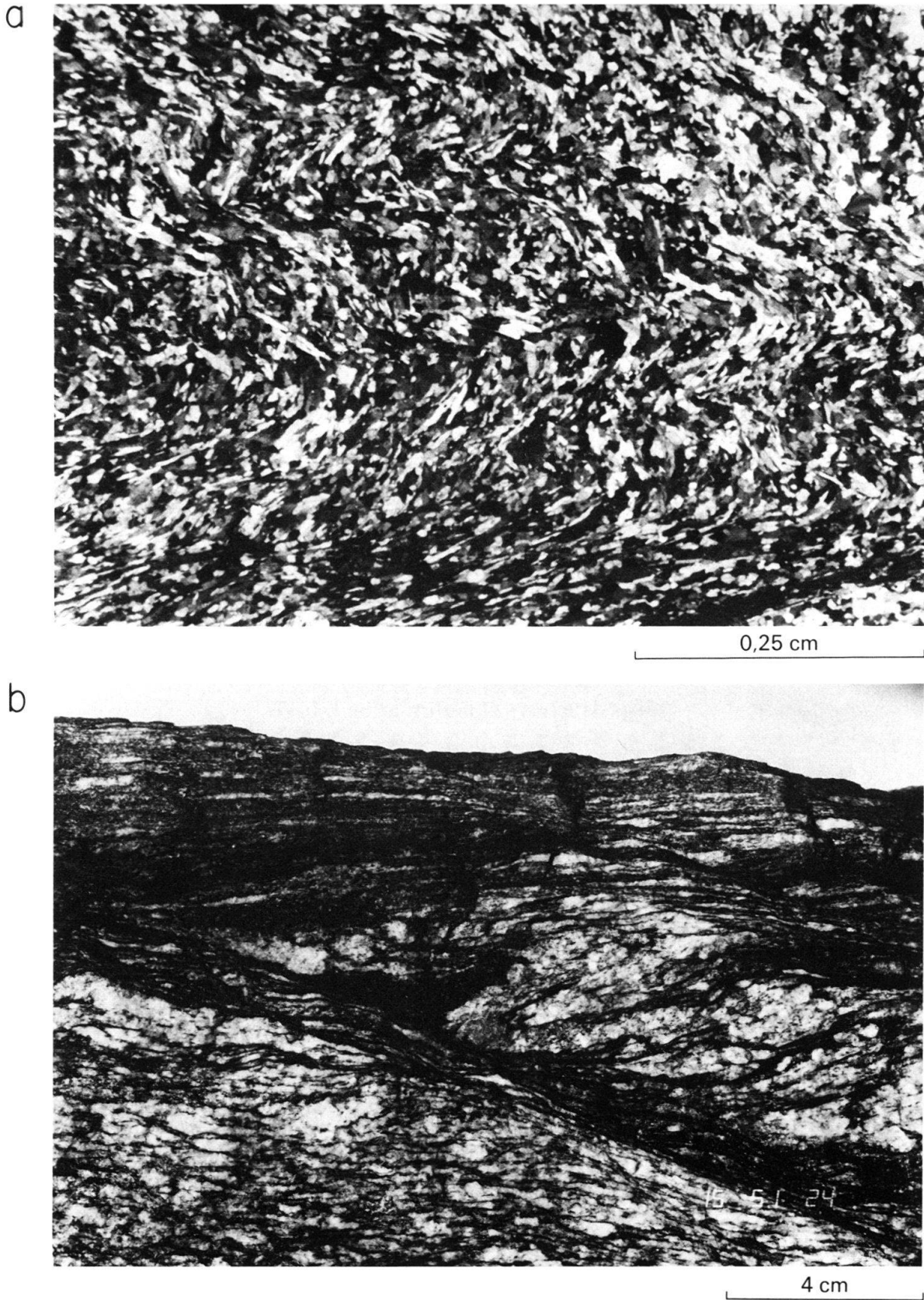


Fig. 7. a): Crénulation dans un niveau phylliteux à la charnière du synclinal du Monde Leone. b): Bande de cisaillement D2 (en sombre) recoupant et plissant la foliation D1 antérieure, paragneiss de la nappe du Monte Leone sous le Mésozoïque du Helsenhorn.



direction constante. De très beaux exemples de ce second cas sont visibles sur les grandes surfaces plates du Paso di Boccareccio.

A l'approche de la ligne du Simplon (BEARTH 1956), la seconde déformation s'intensifie considérablement jusqu'à oblitération totale de la déformation D1. Cette déformation D2 correspond alors à la phase du Simplon décrite par MANCKTELOW (1985) le long de la ligne. A ce niveau, toutes les structures linéaires (e.g. linéation L1, axes de plis ...) sont orientées suivant la linéation L2 et la ligne du Simplon est jalonnée de mylonite D2 indiquant un cisaillement très intense vers l'WSW (MANCEL & MERLE, sous presse). L'oblitération de la déformation D1 dans ce secteur permet d'étudier en détail la déformation D2. En particulier, l'orientation des axes  $\langle a \rangle$  du Quartz montre clairement par la dissymétrie des deux maxima le sens de cisaillement pour chaque stéréogramme. On remarque alors que cette dissymétrie par rapport aux axes principaux de la déformation (X et Z) et l'orientation spatiale de chaque stéréogramme confirme un cisaillement horizontal correspondant au déplacement vers le sud-ouest des unités supérieures par rapport aux unités inférieures (fig. 8). Cependant, le sens de cisaillement régional de cette déformation D2 est perturbé sur les flancs inverses des plis de rétroplissement (synforme de Berisal et antiforme du Glishorn). Sur ces flancs inverses, le sens de cisaillement donné par les critères de terrain correspond à un déplacement des unités supérieures vers le nord-est, ce qui est confirmé par la dissymétrie des deux maxima d'axes  $\langle a \rangle$  du quartz visible sur la figure 8 pour les échantillons prélevés sur les flancs inverses de ces deux plis kilométriques de rétroplissement. Cette observation est d'une importance capitale pour comprendre l'histoire des déformations dans la région du Simplon.

### Mégastructures et déformation D1–D2

La reconnaissance sur le terrain de deux déformations pénétratives superposées (D1 puis D2) pose le problème de la relation chronologique entre les mégastructures observées et ces deux déformations.

#### *Plis d'axe N 110*

La charnière synclinale du Monte Leone et l'anticlinal du Hübschhorn–Wasenhorn ont été particulièrement examinés pour étudier l'âge et le mécanisme de formation des plis isoclinaux d'axe N 110 déversés vers le nord.

Il s'agit de plis semblables (fig. 9) qui plissent la foliation D1 parallèle à la limite entre les nappes de Berisal et de Monte Leone. En lame mince comme sur le terrain, on observe une faible schistosité de plan axial au niveau des deux méga-charnières correspondant à une schistosité de crénulation dans les niveaux phylliteux (fig. 7a) et à la néoformation de biotite dans les niveaux gneissiques. La présence de biotite, plan axial du pli, témoigne d'une température au moins égale à 350–400 °C au moment de sa formation. La linéation d'allongement minérale L1 est rigoureusement parallèle aux axes des plis et les critères de cisaillement vers le nord-ouest sont fréquemment perturbés sur le flanc inverse de la structure Monte Leone–Wasenhorn. Par contre, les bandes de cisaillement associées à la déformation D2 recoupent indifféremment le flanc inverse et normal de cette structure, montrant clairement que D2 est postérieur à sa formation.

L'ensemble de ces caractéristiques géométriques semble indiquer que cette structure, contemporaine d'une forte déformation à haute température, s'est formée pendant la

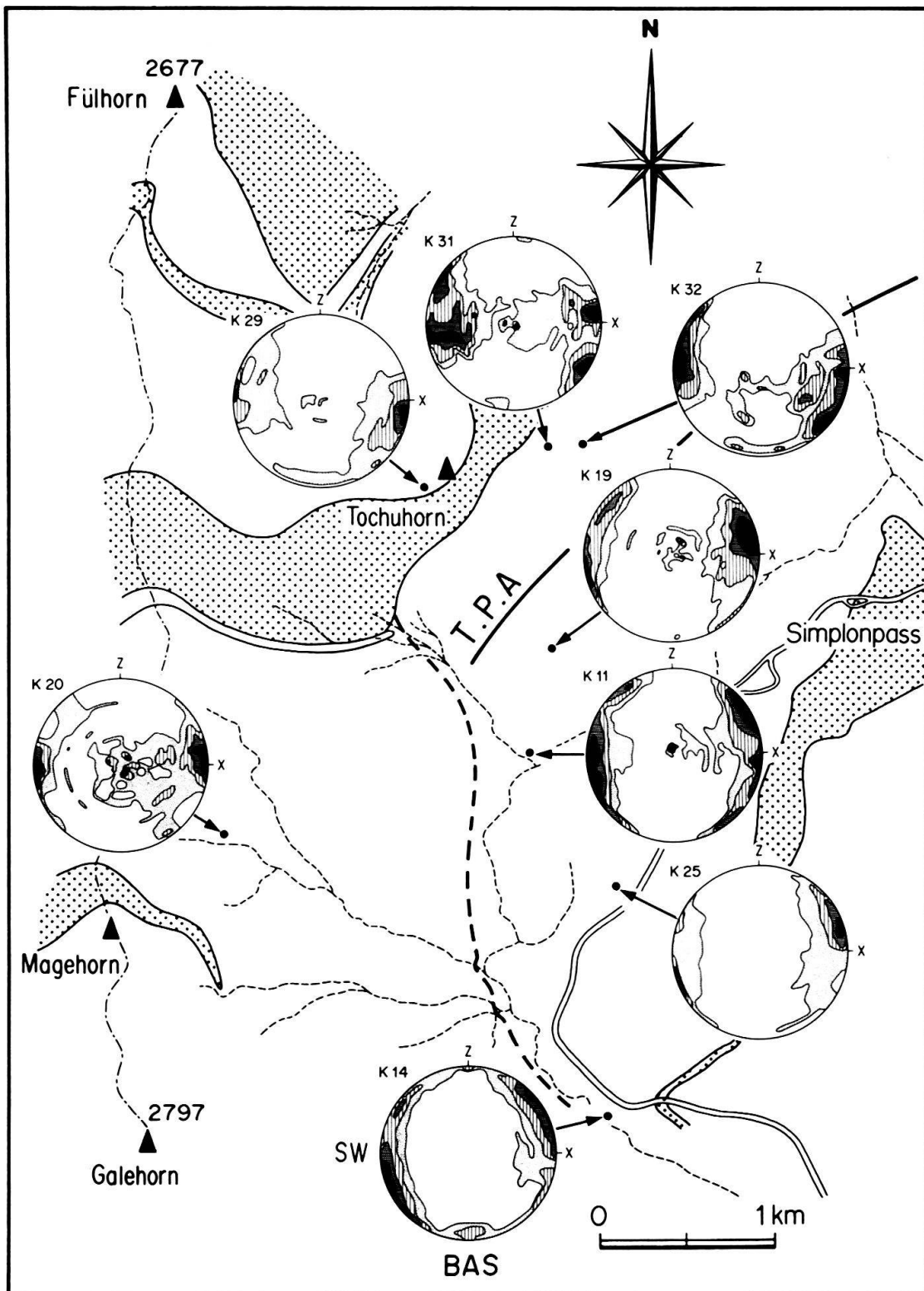


Fig. 8. Stéréogramme des axes  $\langle a \rangle$  du quartz à proximité de la ligne du Simplon. La dissymétrie des deux maxima par rapport aux axes principaux de la déformation (X et Z) et l'orientation spatiale des stéréogrammes (SW et bas) confirme le sens du cisaillement régional de la déformation D2. Seuls les échantillons K 29, K 31 et K 32 prélevés sur les flancs inverses du synforme de Berisal et du synforme du Glishorn indiquent un sens de cisaillement inverse (dextre sur les stéréogrammes). T.P.A. = trace du plan axial du synclinal de Berisal.

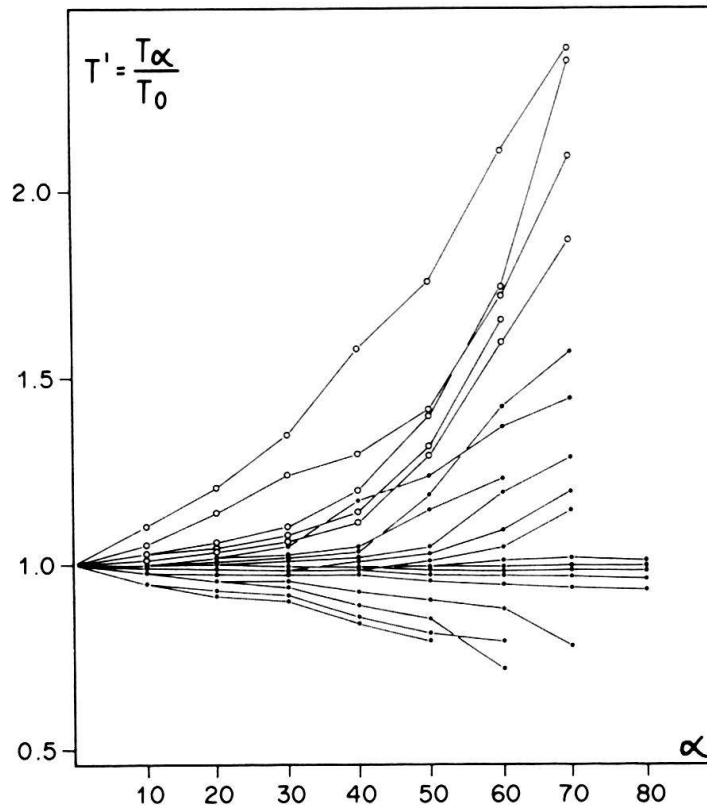


Fig. 9. Classification des plis du Monte Leone (●) et du Rebbio par la méthode  $T'\alpha$  (RAMSAY 1967, p. 361). Les plis du Monte Leone (●) sont proches de la classe 2 (semblables) tandis que ceux du Rebbio (○) se rapprochent de la classe 1b (isopaque). Les mesures ont été faites d'après photographies de plis observables dans des paragneiss de lithologie comparable.

déformation D1 et que son axe s'est réorienté (ou formé directement?) parallèlement à la direction de la linéation d'étirement L1.

Si l'on considère que cette structure n'affecte que le contact entre les nappes de Monte Leone et de Berisal et que les nappes sous-jacentes ne sont pas plissées, il devient possible de formuler l'hypothèse de plis se formant en aval d'une hétérogénéité majeure (l'orthogneiss de la nappe d'Antigorio) au moment où les nappes sommitales (Monte Leone–Berisal–pennique supérieur) la dépassent en se déplaçant le long d'un niveau particulièrement ductile (Mésozoïque–nappe de Lebendun). Ces plissements s'apparenteraient alors aux plis formés par amplification purement cinématique à la suite de la perturbation des lignes de courant créée par un obstacle, plis qui ont été analysés par HUDLESTON (1977) dans les glaciers et reproduit en laboratoire par des modélisations analogiques (MERLE 1982) (fig. 10).

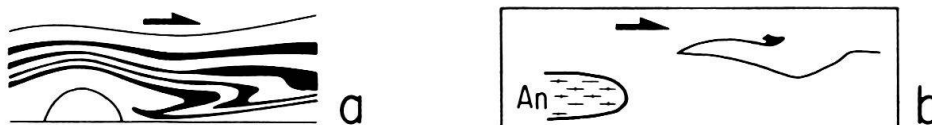


Fig. 10. Plissement cinématique en aval d'un obstacle. a: modélisation expérimentale (MERLE 1982). Plissement dans de la silicone stratifiée sans contraste de viscosité fluant par-dessus un obstacle de plasticine. b: analogies avec les nappes de Berisal et Monte Leone dépassant l'orthogneiss d'Antigorio.

La réponse à l'alternative entre des axes réorientés dans la direction de l'étirement ou formés directement dans cette direction est incertaine. Les modalités du plissement cinématique sont en effet directement liées au cylindrisme de l'hétérogénéité à l'origine du plissement et il est délicat de faire trop d'hypothèses sur la forme en trois dimensions de l'orthogneiss d'Antigorio.

### *Rétroplissement*

L'âge relatif du synforme de Berisal et de l'antiforme du Glishorn par rapport aux déformations pénétratives est plus aisé à déterminer puisqu'il a déjà été signalé que ces plis reprenaient les microstructures de la déformation D2 (inversion du sens de cisaillement régional de l'épisode D2, cf. fig. 8). Ils apparaissent donc clairement postérieurs à la déformation D2 et représentent une troisième déformation D3 non pénétrative. Plusieurs arguments, détaillés dans un article récent (MANCEL & MERLE, sous presse), indiquent que la formation du synclinal de Berisal dont la terminaison correspond à la ligne du Simplon s'est accompagnée du jeu en faille normale décrochante senestre de celle-ci. Ce déplacement senestre s'effectue par une déformation non ductile et se signale sur le terrain par des plans de failles, des cristallisations de quartz et de chlorite sur des plans de mouvement et de petites bandes de cisaillement qui découpent la foliation sans affecter la fabrique antérieure. Il est logique d'attribuer à ce dernier épisode le décalage senestre de l'isograde de l'anorthite 17 le long de la ligne du Simplon.

### **Métamorphisme**

L'étude du métamorphisme et des conditions pression-température ont été principalement réalisées dans les niveaux du Mésozoïque, seules roches à présenter des paragenèses minérales appartenant indubitablement à l'histoire métamorphique alpine. Le secteur étudié est essentiellement situé à l'est de l'isograde de l'anorthite 17 dont le tracé correspond à la ligne du Simplon, c'est-à-dire que le métamorphisme a été abordé dans le secteur où les deux déformations (D1 et D2) superposées sont bien visibles.

Selon le chimisme de la roche, trois associations minéralogiques sont rencontrées:

- Quartz–muscovite–disthène–biotite–grenat–staurotide–plagioclase ( $An \gg 17$ )
- Quartz–muscovite–amphibole–biotite–grenat–plagioclase ( $An \gg 17$ )
- Quartz–muscovite–calcite–plagioclase ( $An \gg 17$ )

La plupart de ces minéraux (en particulier les amphiboles et les biotites) marquant la linéation orientée N 110, il apparaît clairement que la déformation D1 est synchrone des paragenèses métamorphiques stables de l'amphibolite faciès.

Pour préciser les conditions pression-température de cet événement majeur, l'utilisation de géothermomètre et de géobaromètre a été réalisée par l'un d'entre nous (Ph. Le Gal). Ces méthodes nécessitent d'abord une étude à la microsonde pour connaître la composition chimique (% oxyde) des minéraux stables en lame mince.

La température a été évaluée par la méthode de FERRY & SPEAR (1978) fondée sur le partage des ions  $Fe^{++}$  et  $Mg^{++}$  entre grenat et biotite à l'équilibre. La pression a été évaluée par la méthode de NEWTON & HUSELTON (1981) fondée sur le couple grenat–plagioclase. Les diverses conditions de validité de ces deux méthodes ont été testées pour les divers échantillons analysés et seuls ceux dont les tests ont été jugés satisfaisants ont été retenus.

## GÉOTHERMOMETRE GRENAT - BIOTITE

MATRICE		Pression = 7,6 Kbars				Kd	Ln Kd	Température °C
couple	% pds Fe BIO	% pds Mg BIO	% pds Fe GA	% pdsMg GA				
BIO2 - GA3	0.1559	0.1315	0.2883	0.0450	0.185	-1.687	602	
BIO4 - GA 5	0.1496	0.1314	0.2821	0.0473	0.191	-1.656	607	
BIO6 - GA7	0.1509	0.1290	0.2799	0.0462	0.193	-1.645	613	
BIO10 - GA9	0.1449	0.1274	0.2905	0.0456	0.179	-1.723	589	
BIO75 - GA74	0.1570	0.1356	0.2843	0.0457	0.186	-1.681	604	

INCLUSION DANS GRENAT		Pression estimée : 5 Kbars				Kd	Ln Kd	Température °C
couple	% pds Fe BIO	% pds Mg BIO	% pds Fe GA	% pds Mg GA				
BIO87 - GA93	0.1389	0.1378	0.2987	0.0426	0.144	-1.94	511	
BIO88 - GA93	0.1427	0.1360	0.2987	0.0426	0.150	-1.89	523	

avec pression estimée à 7 Kbars on aurait :

couple	Température °C
BIO87 - GA93	519
BIO88 - GA93	530

## GEOBAROMETRE GRENAT PLAGIOCLASE

MATRICE UNIQUEMENT		température = 600°C					pression
couple	Xan PLAGIO	activité An PL	Xpy GA	Xalm GA	Xgr GA	activité gr	(Kbars)
PL73 - GA74	0.62	0.783	0.175	0.611	0.163	0.190	62.601
PL77 - GA76	0.652	0.787	0.175	0.616	0.168	0.197	62.705

Fig. 11. Détail des analyses à la microsonde nécessaires pour l'obtention de la température par la méthode de FERRY & SPEAR (1978) et l'obtention de la pression par la méthode de NEWTON & HUSELTON (1981).

Ces géothermomètre et géobaromètre donnent deux équations à deux inconnues (P et T); le système est donc entièrement déterminé. La température et la pression ont été calculées sur un micaschiste à grenat trouvé dans le Mésozoïque situé au contact entre les nappes de Lebendun et de Monte Leone (localisation sur la fig. 1). La température calculée est de  $600^{\circ}\text{C} \pm 50^{\circ}\text{C}$  et la pression de  $7,6 \text{ kbar} \pm 0,8 \text{ kbar}$  (fig. 11), résultats proches de ceux obtenus par l'étude des réactions métamorphiques dans ce secteur ( $T = 520\text{--}630^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 6\text{--}7,8 \text{ kb}$ , FRANK 1983).

Au même endroit, des inclusions dans le grenat de margarite, zoisite, chloritoïde (+ biotite et staurotide) indiquent que des réactions progressives ont éliminé ces phases du présent assemblage à l'équilibre. La localisation et la composition des inclusions dans le grenat permettent de reconstituer les réactions continues et discontinues successives subies par l'échantillon au cours du métamorphisme régional (LE GAL 1985). Ces réactions correspondent à des réactions métamorphiques progrades typiques des roches pélitiques. Grâce au géothermomètre grenat-biotite, deux températures successives ont pu être calculées:  $450^{\circ}\text{C}$  au cœur du grenat puis  $500^{\circ}\text{C}$  vers la bordure. Cette évolution prograde est également signalée par la zonation des plagioclases (fig. 12) dont le cœur est de l'andésine (An 40) et la bordure du Labrador (An 70). L'absence d'inclusion de plagioclase dans les grenats n'a pas permis de calculer les pressions associées à ces deux températures successives.

La relation précise entre cette histoire métamorphique prograde et la déformation D1 est délicate à établir. Cependant, il est raisonnable de considérer que les mouvements

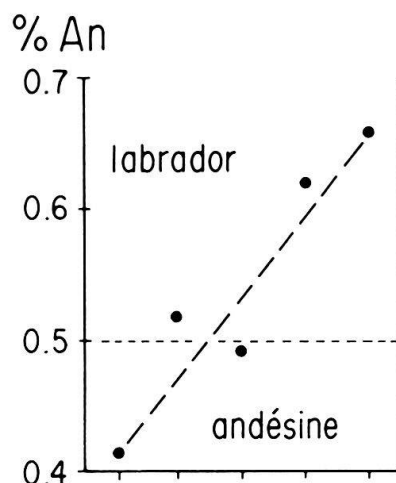


Fig. 12. La zonation des plagioclases montre l'enrichissement en calcium du cœur vers la bordure (exemple d'une analyse d'un plagioclase à la microsonde).

tangentiels vers le nord-ouest sont associés à la mise en place des nappes penniques dans ce secteur et que ces déplacements ont débuté dans des conditions thermiques plus basses. L'augmentation en température (et en pression) est en effet une des conséquences du surépaississement crustal lié à l'empilement des nappes, de sorte que les conditions pression-température de l'amphibolite faciès ne correspondent peut-être qu'aux derniers incréments de la déformation D1.

Dans toute la région, la déformation D2 correspond au trajet rétrograde du métamorphisme régional. Des chlorites (issues de la déstabilisation de biotite et d'amphibole ou cristallisées dans les zones abritées dissymétriques associées aux bandes de cisaillement D2) indiquent que cette seconde déformation est rétomorphique en faciès schiste vert. Les porphyroblastes de la déformation D1 sont clairement antérieurs aux plans de cisaillement de la seconde déformation le long desquels sont localisées des cristallisations de chlorite.

### Conclusions

L'étude structurale et métamorphique de la région du Simplon met en évidence trois déformations successives dont deux pénétratives :

1. La première déformation D1 correspond à un déplacement horizontal des nappes penniques vers le nord-ouest enregistré dans les conditions pression-température de l'amphibolite faciès. Vers la fin de cette déformation, lorsque la température atteint son maximum, le passage des nappes les plus internes par dessus les nappes les plus externes s'accompagne de plissement kilométrique tel que le pli du Monte Leone-Wasenhorn.

2. La seconde déformation correspond à des cisaillements tangentiels vers le sud-ouest dans des conditions métamorphiques rétrogrades. Cette déformation devient tellement intense au niveau de la ligne du Simplon qu'elle réoriente complètement les marqueurs de la déformation D1 (linéations, axes de plis du Hübschhorn-Wasenhorn). Aucune méga-structure n'est à relier à cet événement dans la région du Simplon, ce qui n'est pas le cas dans d'autres secteurs des Alpes Léponentines occidentales (ex: pli du Wandfluhhorn, MERLE, sous presse).

3. Une troisième déformation non pénétrative correspond à la formation du synforme de Berisal et de l'antiforme du Glishorn (épisode de rétroplissement). La formation de ces plis s'accompagne d'un mouvement en faille normale décrochante senestre au contact entre le pennique supérieur et inférieur (i. e. ligne du Simplon). Cet ultime déplacement est vraisemblablement à l'origine du décalage senestre de l'isograde de l'anorthite 17 le long de la ligne du Simplon. Ce mouvement senestre s'amortit peut-être vers le sud puisqu'aucun décalage cartographique n'a encore pu être mis en évidence pour l'isograde de l'anorthite 80 qui traverse la ligne du Simplon sans perturbation notable (WENK & WENK 1984).

#### BIBLIOGRAPHIE

- BEARTH, P. (1956): Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der Lepontinischen und Penninischen Alpen. – *Eclogae geol. Helv.* 49, 279–290.
- (1972): Geologischer Atlas der Schweiz (1309 Simplon, 1:25 000). – Schweiz. geol. Komm.
- FERRY, J.M., & SPEAR, F.S. (1978): Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. – *Contr. Mineral. Petrol.* 66, 113–117.
- FRANCK, E. (1983): Alpine metamorphism of calcareous rocks along a cross-section in the central Alps: occurrence and breakdown of muscovite, margarite and paragonite. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 63, 37–93.
- HUBER, M., RAMSAY, J., & SIMPSON, C. (1980): Deformation in the Maggia and Antigorio nappes, Lepontines alps. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 593–606.
- HUDLESTON, P.J. (1977): Similar folds, recumbent folds and gravity tectonics in ice and rocks. – *J. Geol.* 85, 113–122.
- LE GAL, PH. (1985): Evolution structurale et métamorphique région du Monte Léone (Alpes Suisses). – Dipl. étude approf., Univ. Rennes.
- MANCEL, P., & MERLE, O. (paraîtra en 1987): Kinematics of the northern part of the Simplon line (Central Alps). – *Tectonophysics* (sous presse).
- MANCKTELOW, N. (1985): The Simplon line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 78/1, 73–96.
- MERLE, O. (1982): Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon (flysch à helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales). – Thèse 3e cycle, Univ. Rennes.
- (paraîtra en 1987): Histoire de la déformation dans les Alpes Léopontines occidentales (Alpes centrales). – *Bull. Soc. géol. France* (sous presse).
- MILNES, A.G. (1974): Post-nappe folding in the western Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 67/2, 333–348.
- MILNES, A.G., GRELLER, M., & MÜLLER, R. (1981): Sequence and style of major post-nappe structures, Simplon – Pennine Alps. – *J. struct. Geol.* 3/4, 411–420.
- NEWTON, R.C., & HASELTON, H.T. (1981): Thermodynamics of the garnet-plagioclase  $Al_2SiO_3$ -Quartz-Geobarometer. In: NEWTON, R.C., et al. (Ed.): *Thermodynamics of mineral and melts* (p. 131–147). – Springer, Heidelberg.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. – Mc Graw Hill, New-York.
- SCHMIDT, C., & PREISWERK, H. (1908): Geologische Karte der Simplongruppe. Spezialkarte Nr. 48 mit Erläuterungen. – Schweiz. geol. Komm.
- STECK, A. (1984): Structures et déformations tertiaires dans les Alpes centrales. – *Eclogae geol. Helv.* 77/1, 55–100.
- 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 du Nord du 2 au 5 octobre 1978. – *Eclogae geol. Helv.* 72/1, 287–311.
- TRÜMPY, R. (1980): *An outline of the geology of Switzerland*. – Wepf, Basel.
- WENK, E., & WENK, H.R. (1984): Distribution of plagioclase in carbonate rocks from the tertiary metamorphic belt of the central Alps. – *Bull. mineral.* 107, 357–368.

Manuscrit reçu le 17 décembre 1985

Révision acceptée le 15 août 1986