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

Band: 72 (1992)

Heft: 3

Artikel: Structures sur la bordure sud du socle du Gothard : histoire cinématique tertiaire du Val Rondadura (Alpes centrales suisses) = Structures of the southern boundary of the Gotthard massif : tertiary kinematic evolution of the Val Rondadura (Swiss Central...

Autor: Lambert, Pierre / Marquer, Didier / Persoz, Francis

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-54916

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. 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. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

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. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

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. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 05.08.2025

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

SCHWEIZ. MINERAL. PETROGR. MITT. 72, 325–334, 1992

Structures sur la bordure sud du socle du Gothard: histoire cinématique tertiaire du Val Rondadura (Alpes centrales suisses)

Structures of the southern boundary of the Gotthard massif: Tertiary kinematic evolution of the Val Rondadura (Swiss Central Alps)

par *Pierre Lambert*[1], *Didier Marquer*[1] et *Francis Persoz*[1]

Abstract

The Rondadura valley is located at the southern border of the Gotthard massif (Swiss Central Alps). The Gotthard massif in this area is composed of an old crystalline basement with para- and ortho-gneisses which are intruded by late Variscan granitoids. This crystalline basement is separated from its Mesozoic para-autochthonous cover by a major Alpine fault. This so-called Retico fault disappears toward the west in the Rondadura valley. The main Alpine deformation is characterized by a penetrative subvertical E–W orientated schistosity associated with a subvertical stretching lineation. This Tertiary deformation corresponds to an intense ductile N–S shortening with vertical stretching.

Ductile deformation is heterogeneous at all scales. Two conjugate sets of ductile shear zones are developed contemporaneously with the main schistosity. At large scale, the dominant shear sense indicates top to the north thrusting deformation. During the progressive development of these shear zones, the second set, indicating southward thrusting, becomes brittle-ductile and increasingly important on the southern border of the Gotthard massif. The analysis of quartz c-axes textures confirms the overall northward thrusting shear sense. These analyses furthermore permit to estimate the finite strain regime along the Retico fault.

A kinematic model is proposed to explain the development of a contemporaneous conjugate set of shear zones during ductile shortening of the basement and structural relationships with the Mesozoic cover in the studied area. During progressive deformation, the southward shear zones are in part responsible for the backfolding of the Mesozoic cover and the Penninic units in this area.

Keywords: Shear zones, quartz c-axes fabrics, Mesozoic cover, basement, Lukmanier, Gotthard massif, Switzerland.

1. Introduction

Le Val Rondadura est un cirque d'environ 3 km de diamètre situé dans le haut Val Medel, à 2 km au nord du col du Lukmanier. Il se trouve à la bordure sud du massif du Gothard, au niveau de la terminaison occidentale du synclinal mésozoïque du Scopi (Fig.1). Le massif cristallin externe du Gothard, partie du domaine helvétique, est affecté par une déformation ductile hétérogène (STEIGER, 1962; THAKUR, 1973; MERZ, 1989 a, b; MARQUER, 1990) et par un métamorphisme alpin à la limite faciès amphibolite–faciès schiste vert (FREY et al., 1974; STECK, 1976; MERZ et al., 1989). Une partie de sa couverture mésozoïque a été transportée vers le nord pour former les nappes helvétiques tandis qu'une autre partie subsiste en série inverse sur la bordure sud-est du massif (ETTER, 1987).

Dans la région étudiée, le socle est composé d'une part d'anciens orthogneiss et de paragneiss affectés par les déformations anté-alpines et d'autre part d'un complexe intrusif tardi-varisque comprenant le granite de Medel, la granodiorite de Cristallina et la diorite d'Uffiern. Ce complexe n'a probablement subi que la déformation alpine.

[1] Institut de géologie de l'Université, rue E. Argand 11, CH-2007 Neuchâtel, Suisse.

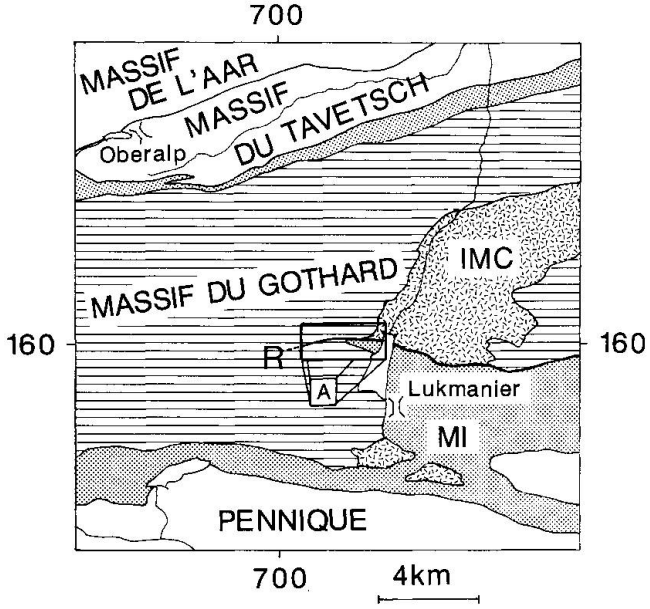


Fig. 1 Situation géologique de la région du Lukmanier. IMC = Intrusif Medel-Cristallina; MI: couverture sédimentaire indifférenciée; R: faille de Retico; Rectangle: terrain étudié (A: voir Fig. 6A).

Les conditions maximales du métamorphisme ont été estimées à 500–550 °C et 5 kb au niveau du col du Lukmanier (Fox, 1975; Frey et al., 1980).

Lors de l'ouverture de la Téthys, une série de failles syn-sédimentaires d'orientation générale E–W se sont développées (Etter, 1987): la faille de Retico, par exemple, sépare actuellement le socle du Gothard des sédiments mésozoïques parautochtones de la zone de Scopi. Son rejet synsédimentaire serait de plusieurs kilomètres et elle aurait rejoué en faille inverse lors de l'épisode alpin (Etter, 1987).

Trois phases de déformation alpine sont décrites à partir des études de la couverture mésozoïque du massif dans la région du synclinal du Scopi (Etter, 1987; Chadwick, 1968):

– La première phase de déformation (D1) a conduit au plissement à grande échelle des roches mésozoïques. Elle serait associée aux charriages vers le nord des nappes penniques.

– La phase de déformation principale (D2) a produit un plissement isoclinal ainsi qu'une schistosité pénétrative d'orientation est–ouest à fort pendage nord (S2), accompagnée d'une linéation minérale qui plonge fortement vers le nord à nord-ouest (L2). Cet épisode de déformation est synchrone des conditions maximales du métamorphisme.

– La troisième phase de déformation (D3) se manifeste par des plis et une crénulation qui affectent la schistosité pénétrative. Les axes de plis plongent faiblement vers l'est. Cette phase est généralement interprétée comme étant liée à des mouvements en retour dirigés vers le sud (rétrocharriage, Milnes, 1976).

Dans le socle, une seule déformation ductile majeure est décrite (Merz, 1989 a et b; Marquer, 1990). Elle correspondrait aux deux dernières phases de déformation tertiaires décrites dans la couverture (D2 et D3: Etter, 1987; Merz, 1989 a et b).

Le but de cette étude est de clarifier le comportement du socle du massif du Gothard lors de la déformation tertiaire et de reconstituer son histoire cinématique dans sa partie sud, à l'extrémité occidentale du synclinal de Scopi.

2. Structures et déformation alpines dans le socle

Dans les roches du socle, la déformation alpine s'exprime par une schistosité pénétrative fortement pentée vers le nord. Son azimut varie de N350 à N30. La valeur moyenne de cet azimut, calculée à partir des données de terrain, reflète une direction N15 et un plongement de 57° (Fig. 2, cercle ouvert). Cette schistosité est accompagnée d'une linéation d'étirement légèrement décalée vers le NNW par rapport à la ligne de plus grande pente. Sa valeur moyenne calculée en azimut/pendage est 330/48 (Fig. 2, carré ouvert). Cette linéation est généralement soulignée par l'orientation des micas, mais peut également l'être par des yeux de quartz très étirés dans les faciès les plus déformés. Ces deux éléments structuraux permettent de définir les axes principaux de la déformation alpine (X, Y, Z selon Ramsay, 1967). La géométrie de la déformation finie est interprétée comme un raccourcissement de direction globalement N–S associé à un étirement subvertical.

Les anciens gneiss du socle sont caractérisés par des domaines où la schistosité anté-alpine est préservée. Ces zones de moindre déformation alpine sont séparées par d'étroits couloirs de déformation dans lesquels l'essentiel de la déformation ductile tertiaire est localisée. Ce caractère hétérogène de la déformation du socle polycyclique a par ailleurs été décrit pour la déformation alpine des granitoïdes tardi-varisques dans les massifs cristallins externes (Steck, 1968; Choukroune et Gapais, 1983; Merz, 1989; Marquer, 1990). L'hétérogénéité de la déformation est également particulièrement bien visible dans le granite de Medel où des faciès mylonitiques peuvent côtoyer un granite faiblement gneissifié à toutes les échelles (Merz, 1989 a, b). A l'échelle du massif du Gothard, la déformation s'intensifie depuis les zones internes du granite vers la bordure nord du

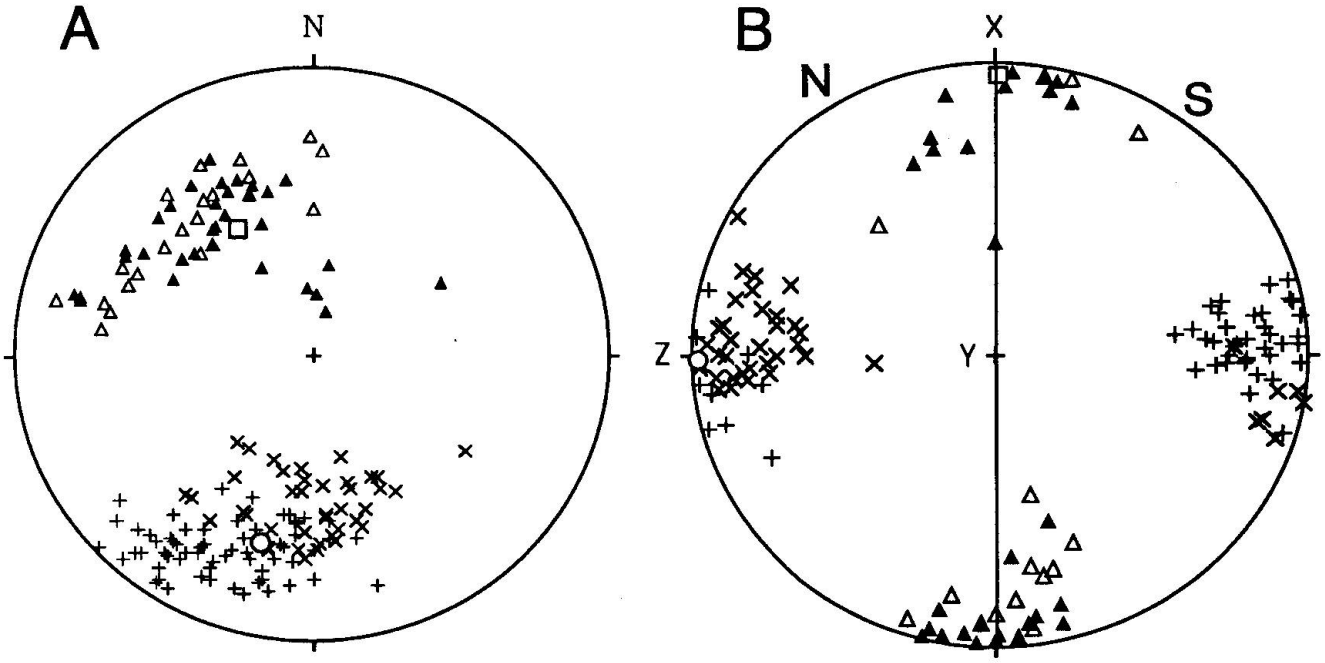


Fig. 2 A) Présentation des deux systèmes de cisaillement sur stéréogramme de Lambert-Schmidt (hémisphère inférieur). Plus: pôles des plans C2; triangles pleins: linéations sur les plans C2; croix: pôles des plans C3; triangles vides: linéations sur les plans C3. Rond et carré vides: respectivement pôle moyen de la schistosité principale (S) et de la linéation associée (L).
B) Position des plans de cisaillement et des linéations associées projetés par rapport aux valeurs moyennes des axes de la déformation finie (X, Y, Z).

massif et également vers le sud, en direction du contact avec la couverture mésozoïque. La déformation est extrême à proximité de ce contact méridional, effaçant totalement les textures et structures préexistantes dans le socle.

3. Les zones de cisaillement

3.1. LES TYPES DE ZONES DE CISAILLEMENT

Les zones de cisaillement présentes dans le granite tardi-varisque de Medel sont particulièrement adaptées à l'étude de la géométrie de la déformation hétérogène puisque ce corps intrusif est essentiellement affecté par la déformation ductile alpine. La géométrie et la distribution de ces zones de cisaillement, ainsi que les modifications pétrographiques associées à la déformation sont décrites par MERZ (1989 a, b). Deux types pétrographiques principaux de zones de cisaillement peuvent être distingués:

(i) des zones de cisaillement ductiles qui se concentrent dans des couloirs mylonitiques centimétriques à plurimétriques. Dans ces zones de forte déformation, la schistosité (S) se parallélise progressivement aux plans de cisaillement (C). Avec l'augmentation de la déformation, les deux structures finissent par être très proches (faible obliquité entre C et S: Fig. 3A).

(ii) des zones de cisaillement fragiles-ductiles où les mouvements relatifs sont indiqués par le décalage de marqueurs passifs (enclaves, filons aplitiques...). La schistosité ne se réoriente pas de façon importante à proximité de ces plans de cisaillement (Fig. 3B).

3.2. ANALYSE GÉOMÉTRIQUE ET CINÉMATIQUE

Les zones de cisaillement se placent de part et d'autre de la schistosité principale en deux systèmes distincts (Fig. 2). Leur description géométrique et cinématique est donnée en conservant la nomenclature (C2, C3) de MERZ (1989 a, b). Cette nomenclature ne présente pas un caractère de chronologie relative entre les différentes zones de cisaillement C2 et C3. D'un point de vue géométrique, cette terminologie permet de différencier ces zones selon leurs orientations par rapport à la position de la schistosité:

– les zones de cisaillement C2 sont généralement plus inclinées que la schistosité et montrent un fort pendage dans la direction nord à nord-est

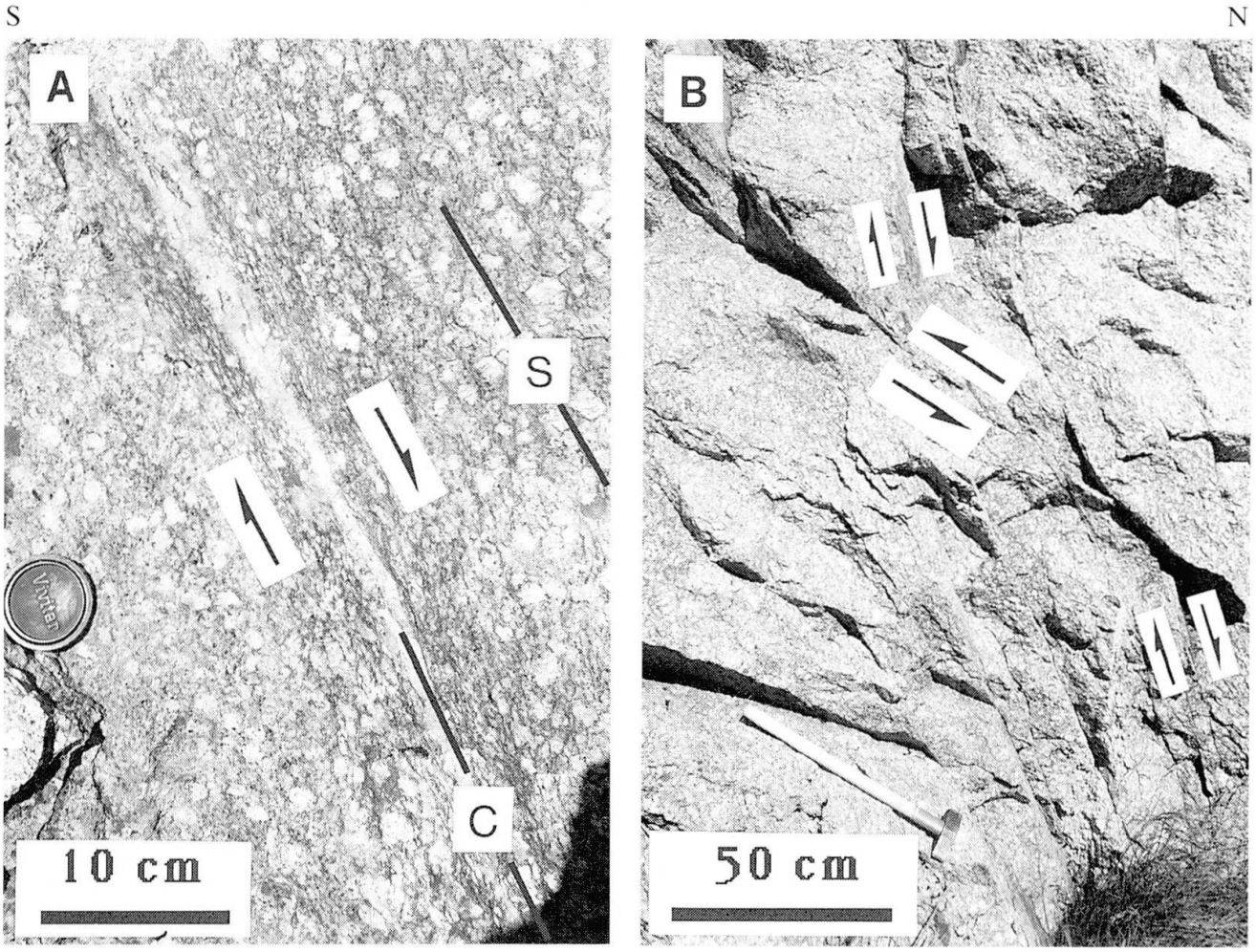


Fig. 3 Caractères pétrographiques des zones de cisaillement dans le granite de Medel. A: cisaillement ductile; B: cisaillements fragiles-ductiles.

(Fig. 4A). Elles abaissent le bloc nord suivant une direction plongeant en moyenne vers le nord nord-ouest. Ces zones de cisaillement présentent préférentiellement un type de déformation ductile.

– les zones de cisaillement C3 sont moins inclinées que la schistosité et montrent un pendage modéré (30–60°) depuis une direction nord-ouest jusqu'au nord-est. Elles sont responsables du chevauchement du bloc nord vers le sud sud-est. Ces zones de forte déformation sont soit ductiles et à faible angle par rapport à la schistosité (Fig. 4A), soit fragiles et plus éloignées du plan de schistosité (Fig. 4B).

Les zones de cisaillement ductiles (C2, C3) se recoupent mutuellement et forment un système conjugué, se plaçant de part et d'autre du plan d'aplatissement fini défini par la schistosité (X/Y) (Fig. 2b). Les linéations d'étirement sur les plans de cisaillement sont proches de la direction d'étirement fini X. Cette géométrie de la distribution des linéations d'étirement pourrait attester d'une forte composante non coaxiale locale pendant la déformation (Gapais et al., 1987, cf. Fig. 10). Dans ce système, les zones de cisaillement ductiles C2 et C3 sont contemporaines. Cette contemporanéité est par ailleurs attestée par l'identité de la paragenèse métamorphique dans ces zones de cisaillement: quartz-albite-oligoclase-feldspath potassique-phengite-biotite-épidote-titanite. Par contre, les zones de cisaillement à caractère fragile-ductile C3 recoupent souvent les zones de cisaillement ductiles C2 et C3 et soulignent l'évolution progressive de la déformation pendant les conditions rétrogrades.

Différents critères microscopiques ont été utilisés en vue d'établir les sens de cisaillement actifs lors de la déformation majeure. Aussi bien les relations C/S que le sens de rotation des porphyroblastes syncinématiques, ou encore la présence d'ombres de pression asymétriques autour de porphyroclastes (Simpson et Schmid, 1983) per-

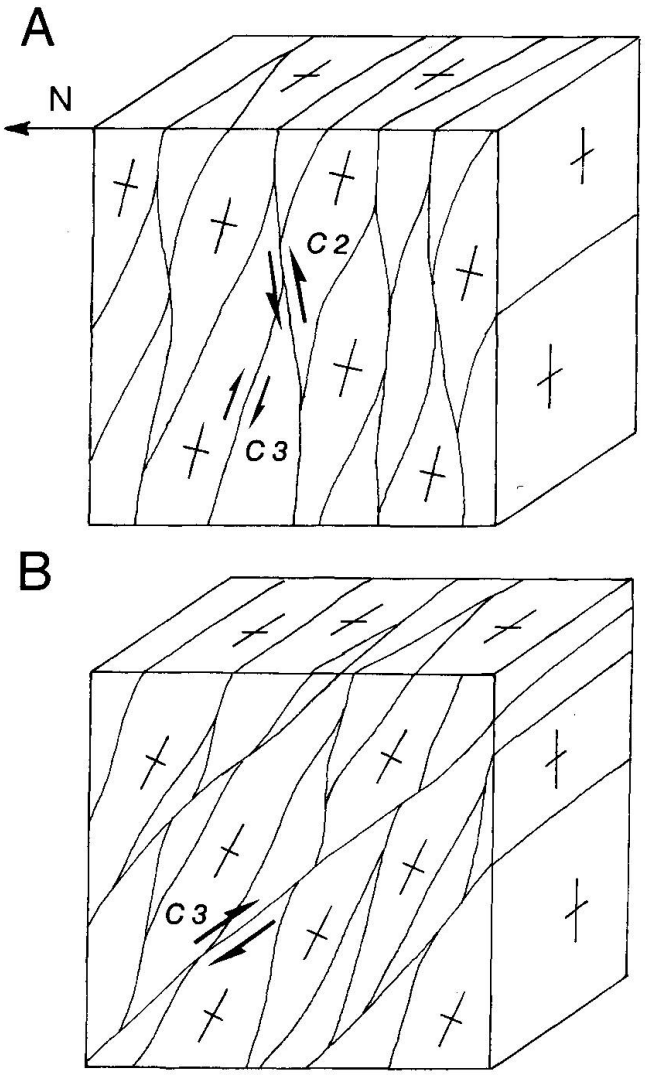


Fig. 4 Modèle de l'évolution des systèmes de zones de cisaillement au cours du temps. A: déformation ductile: développement de la schistosité en relation avec les zones de cisaillement C2 et C3; le sens de cisaillement général remonte préférentiellement le bloc sud. B: déformation fragile-ductile: maintien de l'activité des zones de cisaillement C3 chevauchantes vers le sud.

mettent d'évaluer les sens de cisaillement dans les zones étudiées. Pendant la déformation ductile majeure, la prépondérance numérique des cisaillements C2 semble contribuer à un sens de cisaillement global remontant le bloc sud dans cette partie sud du massif du Gothard située à proximité de la faille de Retico.

La chronologie relative, les relations géométriques, la compatibilité de ces différentes zones de cisaillement associées à la présence d'une seule schistosité majeure, peuvent être interprétées comme le résultat d'une déformation progressive. En d'autres termes, suivant cette interprétation, les deux systèmes ductiles C2 et C3 se sont développés de manière progressive et contemporaine sans modification notable des axes principaux de la déformation finie (X, Y, Z) (Fig. 4A). Les cisaillements C3 ont continué d'être actifs jusque dans des conditions rétrogrades qui correspondent au domaine du comportement fragile-ductile (Fig. 4B). Dans ce schéma, le fonctionnement continu des cisaillements fragiles-ductiles moins pentés C3 favoriserait la faible rotation rigide des structures à l'échelle de la bordure sud du Gothard (Fig. 4B).

4. Etude des axes c du quartz

4.1. TECHNIQUE DE MESURE ET ANALYSE DES DONNÉES

Les matériaux utilisés sont constitués par des roches pratiquement monominérales: des quartzites pures ou des quartzites à contenu séricitique inférieur à 10%. Ces quartzites ont été échantillonnées dans des faciès de forte déformation à la bordure socle-couverture ainsi que dans la prolongation occidentale de la faille de Retico (Fig. 5a). Les mesures sont réalisées sur microscope optique à l'aide d'une platine universelle à 5 axes. Les lames minces sont préparées parallèlement à la linéation d'étirement minérale et perpendiculairement au plan de schistosité. La méthode a consisté à mesurer l'orientation des axes c du quartz par rapport au plan de la lame mince (150 à 250 grains par lame), puis à reporter ces mesures sur un stéréogramme de Lambert-Schmidt et à calculer leur densité à l'aide d'un programme informatique (Stereoplot V1.1; N. Mancktelow; count on projection plane).

4.2. ANALYSE DES RÉSULTATS

Les résultats des échantillons récoltés au niveau de la faille de Retico sont présentés sur les diagrammes Qu10 et Gr15 (Fig. 5) et montrent une symétrie par rapport aux axes de déformation finie (X, Y, Z). Les diagrammes de densité font apparaître une forme proche de guirlandes placées sur de petits cercles. Cette géométrie de la répartition des axes c du quartz peut être révélatrice d'une forme de l'ellipsoïde de déformation finie de type aplatissement (Lister, 1981; Price, 1985; Schmid et Casey, 1986). Cette interprétation est en accord avec les mesures de déformation finie effectuées sur des enclaves microgrenues sombres présentes dans le granite de Medel (Merz, 1989) ou dans le granite de Fibbia au col du Gothard (Marquer, 1990).

Les diagrammes de densité Qu12, Qu13, Qu14 et Qu7 (Fig. 5), résultats des échantillons récoltés dans le prolongement occidental de la faille de Retico, montrent un caractère transitoire entre deux guirlandes croisées et une guirlande simple. Pour déterminer le sens de cisaillement, la méthode a consisté à dessiner la tendance générale des axes c en reliant les centres des maximas sur les diagrammes de densité. Le sens de cisaillement se déduit d'après l'inclinaison de la branche centrale reliant les deux guirlandes ou d'après l'inclinaison de la guirlande simple (Simpson et Schmid, 1983). Les échantillons Qu13, Qu14 et Qu7 indiquent un sens de cisaillement qui abaisse le bloc nord (C2).

L'interprétation du diagramme Qu12 est un peu moins évidente, la détermination d'une guirlande dominante est sujette à caution. L'influence de la proximité de cisaillements ductiles C3 locaux (cisaillements vers le sud) observés sur le terrain près de cet échantillon de quartzite pourrait être responsable de la distribution plus symétrique des axes c sur le diagramme (Fig. 5B).

En coupe, il semble que la composante cisaillante de la déformation ait été différente à grande échelle selon la position des roches du socle par rapport au synclinal mésozoïque du Scopi (Fig. 6). Au niveau du contact socle-couverture exprimé par la faille de Retico, le socle a subi un fort raccourcissement fini sans composante non-coaxiale importante. Dans ces domaines, le comportement rhéologique différent des roches mésozoïques de la couverture lors des derniers incréments de la déformation pourrait favoriser le développement local de cisaillements fragiles-ductiles C3 chevauchants vers le sud. Ces cisaillements tardifs dans l'histoire progressive de la région contribueraient à la symétrie des diagrammes des axes c du quartz. Par contre, dans les niveaux plus profonds, le socle serait épargné par cette déformation locale, cisaillante vers le sud. La déformation finie exprimée dans ces niveaux proches de la prolongation de la faille de Retico accommoderait le mouvement régional global chevauchant vers le nord.

Interprétée de cette manière, l'étude des axes c du quartz confirme le sens de cisaillement ductile global vers le nord. De plus, la symétrie de certains diagrammes d'axes c pourrait être reliée à la présence de cisaillements fragiles-ductiles C3 chevauchants vers le sud. Ces zones de cisaillement locales seraient dues à l'effet mécanique de la proximité d'une discontinuité rhéologique majeure constituée par la faille de Retico et le synclinal mésozoïque du Scopi au niveau desquels ces zones C3, fragiles-ductiles, sont le mieux exprimées (Merz, 1989a).

5. Interprétation et conclusion

L'étude des zones de cisaillement a montré que deux systèmes de cisaillement ductiles conjugués se sont développés de manière contemporaine à la

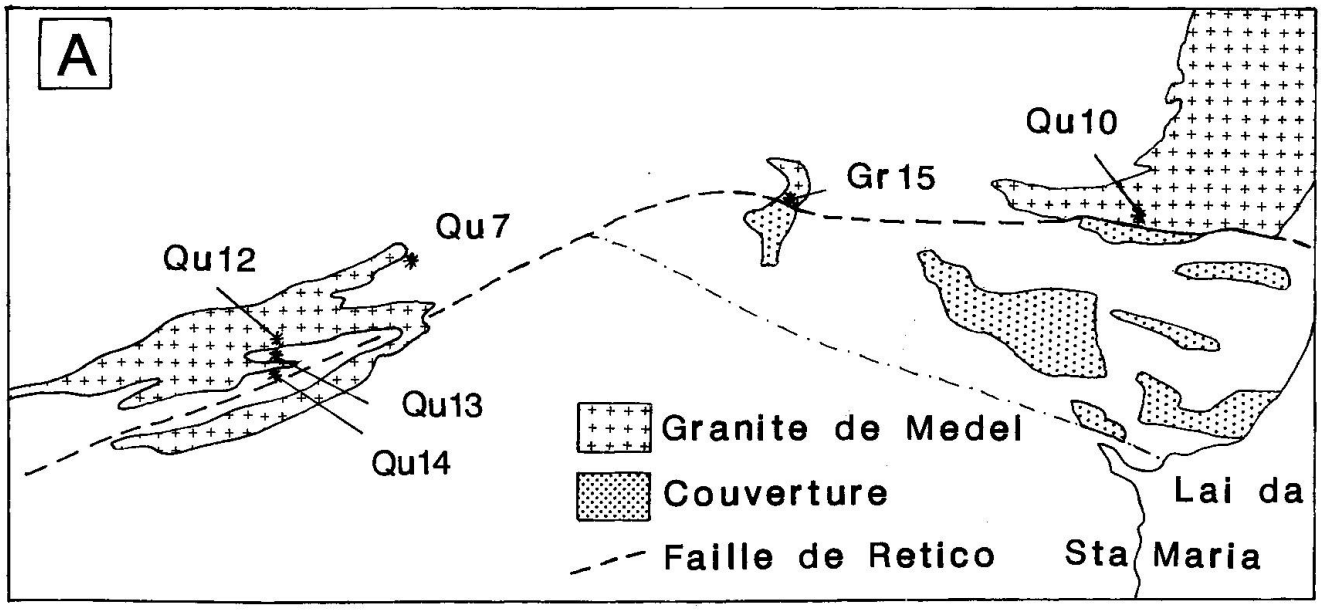
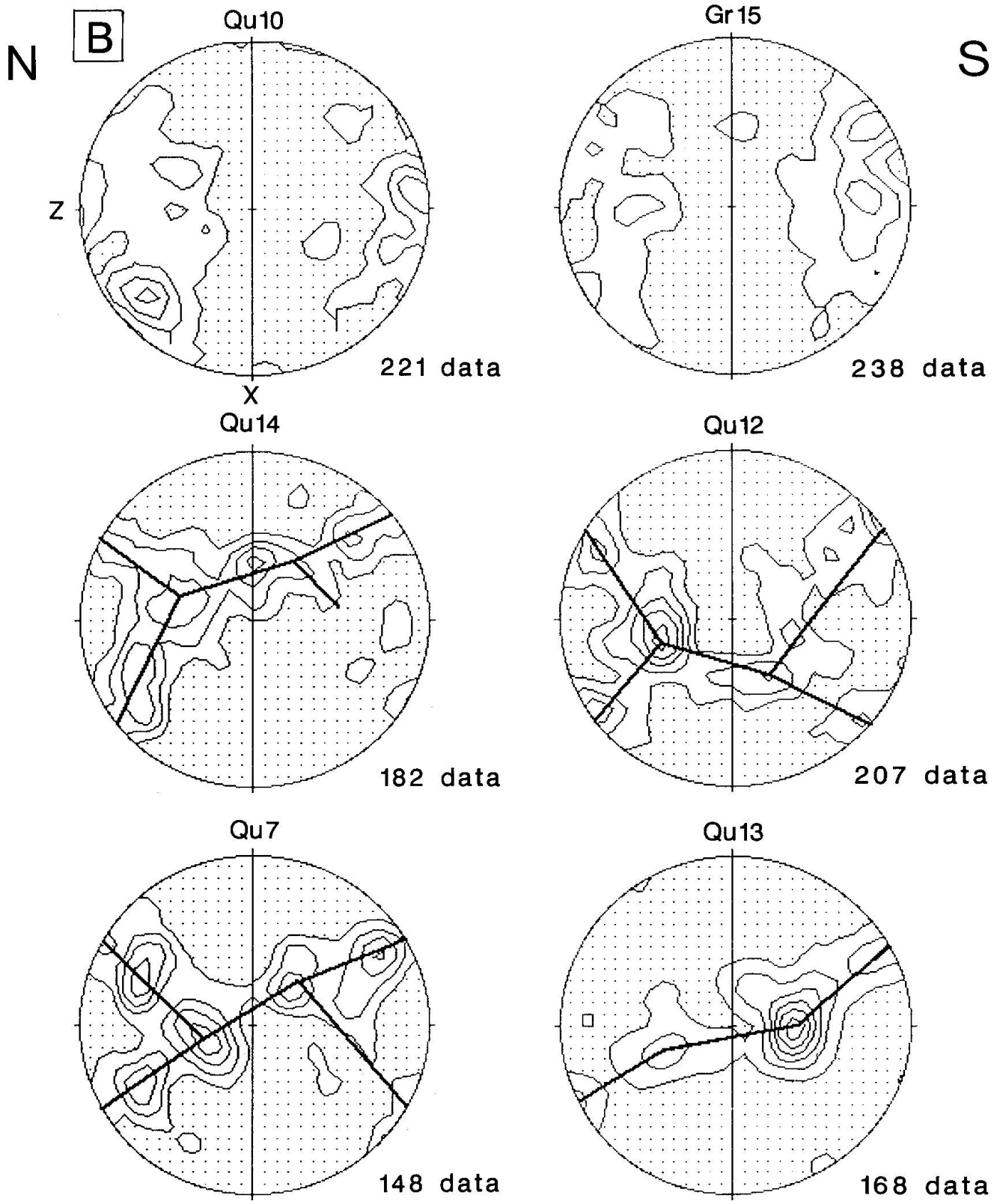


Fig. 5 A) Carte géologique simplifiée et situation des échantillons de quartzites. B) Diagrammes de densité des axes c du quartz mesurés à la platine universelle (Lambert-Schmidt, hémisphère inférieur). Les diagrammes de densité sont orientés par rapport à la linéation d'étirement (X: étirement fini) et au plan de schistosité (plan X/Y perpendiculaire à Z: raccourcissement fini). Les contours représentent 1, 2, 3, ... fois une disposition uniforme, excepté pour Qu13: 1, 3, 5, ... fois une disposition uniforme.


B
N
S
Z
X
Qu10
221 data
Gr15
238 data
Qu14
182 data
Qu12
207 data
Qu7
148 data
Qu13
168 data

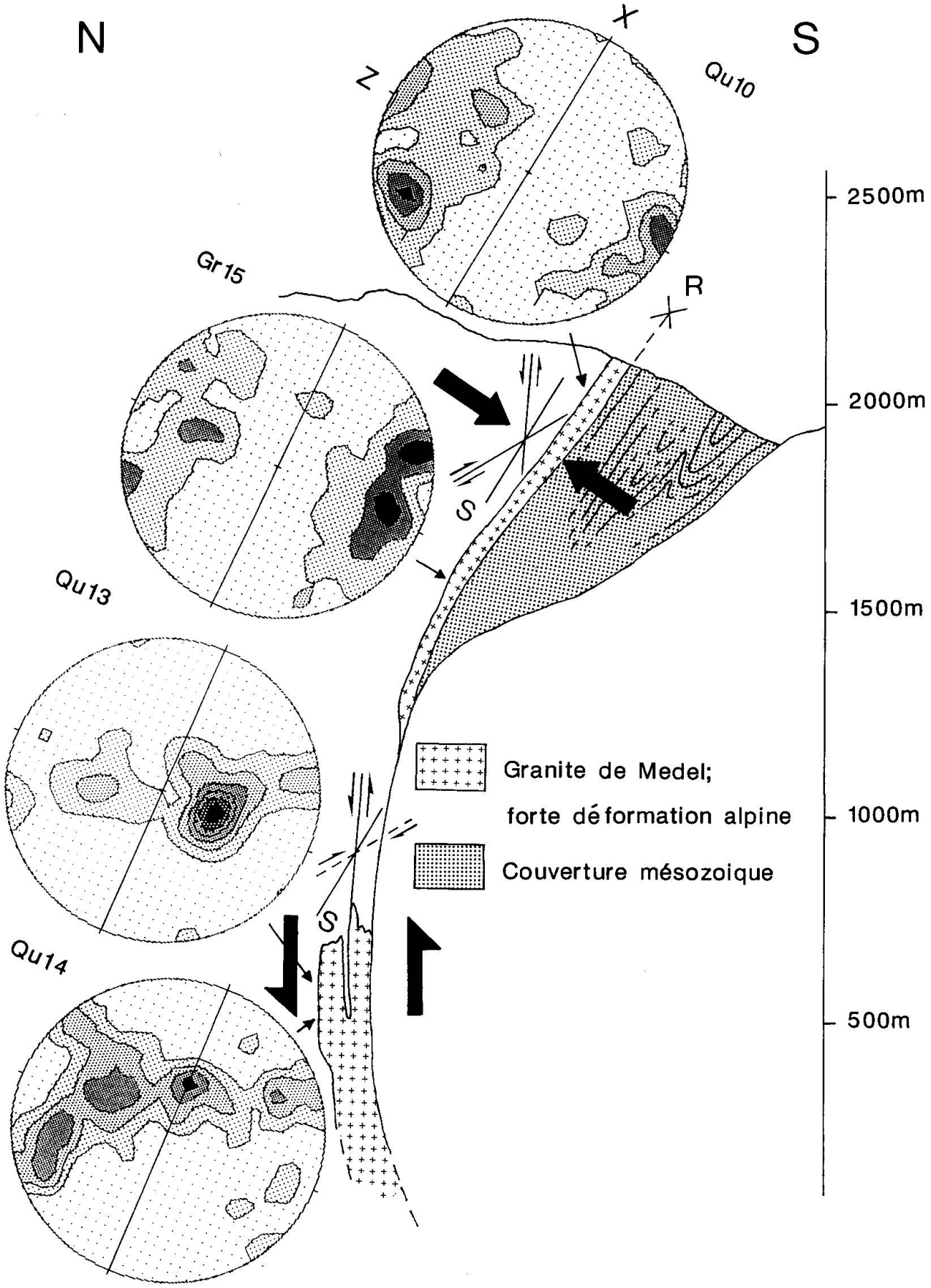


Fig. 6 Localisation et interprétation des diagrammes d'axes c du quartz en termes de régime de la déformation finie au niveau de la faille de Retico (R). La coupe synthétique présentée correspond à la projection de coupes sériées N–S dans la région étudiée. Les diagrammes de densité sont orientés par rapport à la linéation d'étirement (X: étirement fini) et au plan de schistosité (plan X/Y perpendiculaire à Z: raccourcissement fini).

schistosité. Le sens de cisaillement ductile dominant contribue à une remontée du bloc sud. Les zones de cisaillement ont continué leur fonctionnement jusque dans le domaine du comportement fragile-ductile. Le sens de cisaillement dominant s'est inversé progressivement au cours de la déformation rétrograde de la bordure sud du massif du Gothard au niveau du synclinal de Scopi. Sur cette bordure sud du massif du Gothard, les données géométriques et cinématiques correspondant aux zones de cisaillement C2 et C3 nous permettent d'établir l'existence d'un système de cisaillements conjugués synchrone à un raccourcissement fini subhorizontal N–S avec une direction d'étirement fini subverticale. Au nord de la zone mésozoïque de Scopi, le socle a subi une déformation de type aplatissement (MERZ, 1989a). Le régime de déformation semble globalement coaxial au niveau de ce contact vertical socle-couverture.

A l'échelle de la région étudiée, la constance des axes principaux de la déformation finie au cours de l'histoire alpine tertiaire, la compatibilité des systèmes de cisaillement contemporains et les conditions rétrogrades continues du métamorphisme permettent de proposer un raisonnement en terme de déformation progressive. Un modèle d'évolution tectonique du socle au nord du synclinal du Scopi et à proximité de la faille de Retico est proposé comme suit:

1) développement d'un système de cisaillements ductiles conjugués associés à la schistosité principale. Le sens de cisaillement général remonte le bloc sud (Fig. 4A).

2) maintien de l'activité des zones de cisaillement C3 (chevauchants vers le sud). Ces zones de cisaillement deviennent prépondérantes et évoluent progressivement vers un comportement de type fragile-ductile (Fig. 4B).

Pour intégrer nos observations dans un schéma tectonique à l'échelle régionale, il est possible d'interpréter les structures et la déformation observées dans le socle du Gothard de deux manières:

(i) Une déformation polyphasée comme le proposent MILNES (1976), HUBER et al. (1980), STECK (1984) ou ETTER (1987). Après la phase principale de mise en place des nappes, une deuxième phase reverticalise les structures par un plissement ductile de l'ensemble des Massifs Cristallins Externes (MCE) (phase de rétroplissement).

(ii) Une seule phase de déformation progressive dans les MCE, comme le proposent MARQUER et GAPAIS (1985). L'effet de verticalisation, et même de renversement des structures sur la bordure sud du massif du Gothard, étant cette fois assuré par des chevauchements vers le sud, antithétiques à la présence d'un grand chevauchement crustal profond sous les MCE (MARQUER, 1990). Les observations structurales effectuées dans le socle du Gothard au niveau du col du Lukmanier pourraient être intégrées dans un modèle de déformation progressive du socle des MCE contribuant à l'apparition de structures superposées dans les unités penniques et la couverture anisotrope susjacentes. Le modèle cinématique suivant est proposé (Fig. 7):

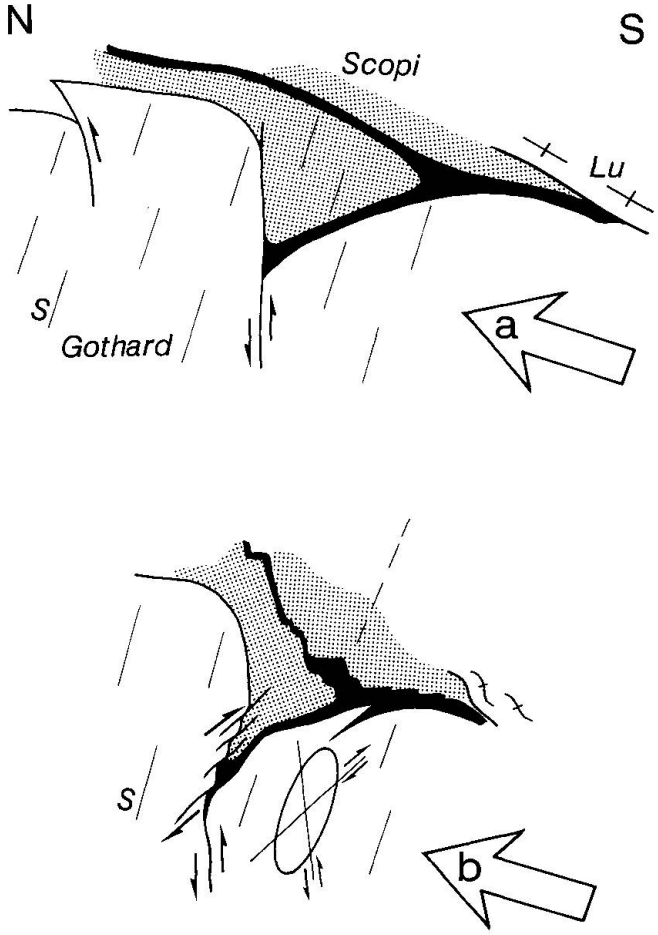


Fig. 7 Représentation schématique de la déformation progressive du socle du Gothard à l'interface avec la couverture mésozoïque du Scopi (zone tramée). S: schistosité; Lu: gneiss du Lucomagno. La géométrie du Trias (en noir) est compilée à partir des coupes n° 3, 4 et 5 de ETTER (1987). a: géométrie du synclinal de Scopi après la mise en place des unités penniques (D1 de ETTER, 1987) et début de la déformation progressive du socle du Gothard. b: géométrie finale due au raccourcissement progressif de la région et à la présence des zones de cisaillement locales. Les structures dans la couverture correspondent aux déformations D2 et D3 de ETTER (1987) au niveau du synclinal de Scopi.

1) développement de la schistosité et de l'étirement subvertical associés à un système de ci-

saillements ductiles conjugués dans le socle. Les zones de forte déformation à proximité de la faille de Retico contribuent à la remontée du bloc sud (Fig. 7a).

2) développement prépondérant de cisaillements antithétiques à l'interface entre le granite de Medel et la couverture mésozoïque reflétant la forte différence de compétence entre les deux domaines. Cet effet mécanique provoque un faible renversement des structures et favorise l'activité des cisaillements fragiles-ductiles chevauchants vers le sud (Fig. 7b).

Ces derniers incréments de la déformation progressive des massifs cristallins externes seraient responsables des structures superposées dans la couverture et le domaine anisotrope pennique sus-jacent, localisées généralement au sud du massif du Gothard (structures de rétroplissement).

Remerciements

Ce travail a bénéficié du soutien partiel du Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique (requêtes 2-4872-87 et 20-26.313-89). Nous remercions nos collègues de l'Institut de géologie, en particulier M. Burkhard pour ses remarques pendant l'élaboration de ce travail. Ce travail a pu être amélioré grâce aux critiques constructives de E. Klaper et St. Schmid.

Références

CHADWICK, B. (1968): Deformation and metamorphism in the Lukmanier region, central Switzerland. Geol. Soc. Amer. Bull., 79, 1123–1150.

CHOUKROUNE, P. et GAPAIS, D. (1983): Strain pattern in the Aar granite (central Alps); Orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. J. Struct. Geol. 5, 411–418.

ETTER, U. (1987): Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen im gotthardmassivischen Mesozoikum zwischen dem Lukmanierpass und der Gegend von Ilanz. Diss. Universität Bern.

FOX, J.S. (1975): Three-dimensional isograds from the Lukmanier-Pass, Switzerland, and their tectonic significance. Geol. Mag. 112/6, 547–564.

FREY, M., HUNZIKER, J.C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G.V., JÄGER, E. et NIGGLI, E. (1974): Alpine metamorphism of the Alps. A review. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 54, 227–290.

FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. et MULLIS, J. (1980): Alpine metamorphism along the Geotraverse Basel–Chiasso – a review. Eclogae geol. Helv. 73/2, 527–546.

HUBER, M., RAMSAY, J. et SIMPSON, C. (1980): Deformation in the Maggia and Antigorio nappes, Lepontine Alps. Eclogae geol. Helv. 73/2, 593–606.

LISTER, G.S. (1981): The effect of the basal-prism mechanism switch on fabric development during plastic deformation of quartzite. J. Struct. Geol. 3, 67–75.

MARQUER, D. (1990): Structures et déformation alpine dans les granites hercyniens du massif du Gothard (Alpes centrales suisses). Eclogae geol. Helv. 83/1, 77–97.

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, t. 301, Série II, no 8, 543–546.

MERZ, C. (1989a): L'intrusif Medel-Cristallina (massif du Gothard oriental). Partie 1: déformations alpines et relations socle-couverture. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 69, 55–71.

MERZ, C. (1989b): L'intrusif Medel-Cristallina (massif du Gothard): déformation hétérogène et modifications chimiques associées dans les roches granitiques sous différents régimes métamorphiques. Thèse Université de Neuchâtel, inédit.

MERZ, C., THÉLIN, PH. et PERSOZ, F.-P. (1989): Influences respectives du métamorphisme et de la déformation sur l'état structural des feldspaths potassiques du granite de Medel (massif du Gothard, Alpes centrales suisses). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 69, 359–375.

MILNES, A.G. (1976): Strukturelle Probleme im Bereich der Schweizer Geotraverse – das Lukmaniermassiv. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 56, 615–618.

PRICE, G.P. (1985): Preferred orientations in quartzites. In: Preferred orientations in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis. H.-R. WENK (ed.). Academic Press, inc., 385–406.

RAMSAY, J.G. (1967): Folding and fracturing of rocks. Ed. Graw Hill, New York, 568 p.

SCHMID, S.M. et CASEY, M. (1986): Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. In: Mineral and rock deformation: laboratory studies; the Paterson volume. HOBBS, B.E. et HEARD, H.C. (eds). Washington: American Geophysical Union, 1986, 263–287.

SIMPSON, C. et SCHMID, S.M. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geol. Soc. America Bull., Vol. 94, 1281–1288.

STECK, A. (1968): Die alpidischen Strukturen in den zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs. Eclogae geol. Helv. 61/1, 19–48.

STECK, A. (1976): Albit-Oligoklas-Mineralgesellschaften der Peristeritlücke aus alpinmetamorphen Granitgneisen des Gotthardmassivs. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 56, 269–292.

STECK, A. (1984): Structures et déformations tertiaires dans les Alpes centrales. Eclogae geol. Helv. 77/1, 55–100.

STEIGER, R.H. (1962): Petrographie des südlichen Gotthardmassivs zwischen St.Gotthard- und Lukmanierpass. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 42, 381–578.

THAKUR, V. (1973): Events in the alpine deformation and metamorphism in the northern pennine zone and southern Gotthard massif regions, Switzerland. Geol. Rdsch. 62, 549–563.

Manuscrit reçu le 18 mars 1992; manuscrit révisé accepté le 11 août 1992.