

L'intrusif Medel-Cristallina (massif du Gotthard oriental). Partie II, Déformations alpines et modifications chimiques = The Medel-Cristallina intrusive (eastern Gotthard massif). Part II , Alpine deformation and chemical alteration

Autor(en): **Merz Arreaza, Christine / Persoz, Francis-Pierre**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **72 (1992)**

Heft 2

PDF erstellt am: **25.04.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-54906>

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.

L'intrusif Medel-Cristallina (massif du Gothard oriental) Partie II: déformations alpines et modifications chimiques

The Medel-Cristallina intrusive (eastern Gotthard massif) Part II: Alpine deformation and chemical alteration

par *Christine Merz Arreaza*¹ et *Francis-Pierre Persoz*²

Abstract

In the granite and granodiorite of the Medel-Cristallina intrusive complex, shear zones of alpine age are developed in greenschist and low amphibolite facies. A north-south sequence of shear zones characterized by cataclastic deformation, retrograde transformations and partial recrystallization of feldspars can be identified in the field.

The chemical variation between non deformed (granite), moderately (gneiss) and strongly deformed (mylonite) samples has been quantified by a new method (Elodie diagram). The changes in chemical composition during deformation can therefore be estimated, with respect to the original chemical dispersion of non deformed rocks (magmatic dispersion). All chemical comparisons are based on aluminium constancy, corresponding to a maximum volume variation of 0.89–1.05. This method allow to compare shear zones of different provenance.

The results show that at local scale the shear zones form probably open systems with infiltration (advection) of a fluid phase. Where cataclasis is the principal mode of deformation, the original chemical composition is barely modified, except for variations of Si, due partially to pressure-solution processes. In shear zones characterised by retrograde transformations of the feldspars, the mylonites show significant losses of Na, Sr and gains of K, Rb, Fe_{tot}, Ga, Zn, Y, Sc, Zr, La, Nd, Ce, Ti and H₂O. In the third category, where deformation is accommodated essentially by feldspar and quartz recrystallization, with few hydration reactions, Si and Na losses are the principal chemical modifications, with enrichment of Rb, Ga, Zn, Y and Zr.

In all shear zones studied, mobile elements are controlled by synkinematic appearance or disappearance of minerals. The transition from granite to gneiss is not expressed by significant chemical variations.

Keywords: Granite, shear zone, geochemistry, chemical mobility, feldspars, Alpine metamorphism, Gotthard massif, Central Alps.

1. Introduction

Les modifications chimiques liées à la déformation ont fait l'objet de nombreuses études récentes (BEACH, 1976; MITRA, 1978; McCAIG, 1984, 1988; KERRICH et al., 1980; ETHERIDGE et al., 1983; SINHA et al., 1986; MARQUER, 1986, 1989). Elles montrent qu'une analyse qualitative et quantitative de la mobilité chimique nécessite la connaissance de l'état initial non déformé qui sert de référentiel chimique, textural et minéralogique.

Cela nous a conduit à choisir des exemples dans le domaine de la déformation hétérogène tels que les zones de cisaillement dans les granitoïdes, roches présentant une relative homogénéité chimique à grande échelle.

Ce travail a pour premier objet d'estimer la mobilité chimique en fonction des conditions métamorphiques et en tenant compte de l'évolution minéralogique, texturale et microstructurale de la roche dans les zones de cisaillement. Dans cette perspective, le granite de Medel et la granodiorite

¹ Grand'Rue, CH-1904 Vernayaz.

² Institut de géologie, Université de Neuchâtel, rue E. Argand 11, CH-2000 Neuchâtel.

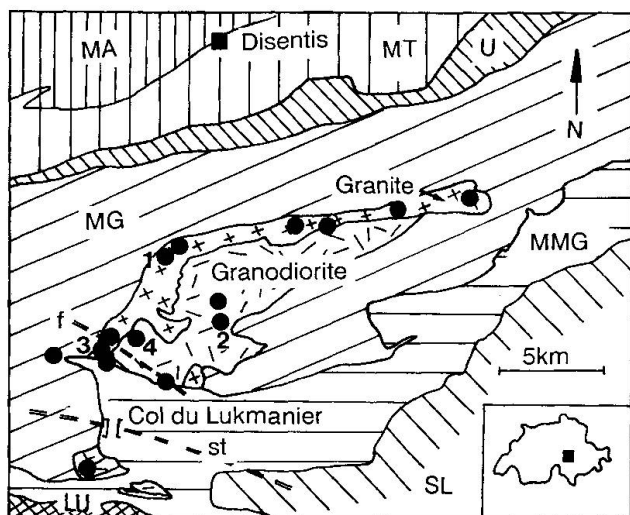


Fig. 1 Situation géographique et géologique de l'intrusif Medel-Cristallina.

MA = Massif de l'Aar, MT = Massif du Tavetsch, MG = Massif du Gothard, MMG = Couverture mésozoïque du Massif du Gothard, U = Zone d'Urseren, GM = Granite de Medel, GC = Granodiorite de Cristallina, SL = Schistes lustrés penniques, LU = Lucomagno, st = isograde de l'apparition de la staurotide, f = limite d'apparition du microcline et de l'oligoclase alpins et transition high microcline – low microcline dans les feldspaths des échantillons non-déformés du granite de Medel.

Les zones de cisaillement analysées en fluorescence X sont indiquées par des points noirs. Les numéros correspondent aux zones discutées dans ce travail: 1 = M282–M283, 2 = Cr258–Cr260, 3 = M305a–M305c, 4 = Cr310–Cr312.

de Cristallina (Fig. 1), deux unités d'un même complexe intrusif, nous ont paru particulièrement appropriés pour réaliser une étude comparative des zones de cisaillement à divers degrés de métamorphisme (faciès schistes verts et amphibolitique inférieur).

L'étude détaillée de ce complexe intrusif (MERZ, 1989; MERZ ARREAZA, 1989; MERZ et al., 1989) a permis d'intégrer les zones de cisaillement dans leur cadre régional, tant sur le plan géométrique, cinématique, que sur celui du métamorphisme.

Un second aspect de cette étude sera de présenter une nouvelle méthode (diagramme d'Elo-die), qui permet de comparer plusieurs échantillons à la fois, éléments majeurs et traces confondus, en variant les facteurs volumiques et d'évaluer les mobilités chimiques par rapport à la dispersion chimique initiale de la roche non-déformée. Théoriquement, les mobilités chimiques dans les zones de cisaillement de différentes provenances peuvent directement être comparées quantitativement.

2. Cadre géologique

Situé sur la bordure SE du Massif du Gothard, dans les Alpes Centrales Suisses (Fig. 1), l'intrusif Medel-Cristallina se présente comme un corps cristallin circonscrit, de la lignée calco-alcaline. Le modèle de mise en place proposé prévoit une différenciation dans la chambre magmatique, la mise en place du granite de Medel formant le toit de l'intrusif, suivie de celle de la granodiorite de Cristallina qui constitue le cœur du complexe cristallin.

Le complexe intrusif révèle un âge daté de 315 ± 20 mio. a. ($^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$) pour le granite de Medel et de 305 ± 25 mio. a. ($^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) pour la granodiorite de Cristallina (GRÜNENFELDER, 1962, 1963).

La déformation hétérogène alpine s'exprime par un raccourcissement sub-horizontale N–S, postérieur au plissement isoclinal des unités penniques situées au sud (Phase D1, ETTER, 1987). Elle crée une foliation pénétrative sub-verticale E–W (Fp), avec une linéation d'étirement minéral proche de la ligne de plus grande pente. Le développement de la foliation Fp est associé à des cisaillements à fort pendage (C2) et chevauchants plats (C3). Une crénulation ultérieure sub-horizontale peut être reliée au rétrocharriage des unités penniques (MERZ, 1989).

Les zones de cisaillement échantillonnées, en vue de l'analyse géochimique, appartiennent aux cisaillements C2.

L'intensité du métamorphisme tertiaire croît du nord au sud: à environ 3 km au nord du col du Lukmanier, la recrystallisation du feldspath potassique et l'apparition de l'oligoclase, qui coïncident avec le changement structural (low microcline – high microcline) des feldspaths potassiques reliques dans les faciès non-déformés (MERZ et al., 1989, Fig. 1), indiquent un changement des conditions métamorphiques que l'on attribue, en accord avec les travaux de STECK (1976), WENK (1962), WENK et WENK (1984) et FREY et al. (1980) au passage faciès schistes verts – faciès amphibolitique.

La foliation Fp s'est formée au sud du col du Lukmanier sous des conditions progrades et au nord du col pendant la culmination de l'intensité du métamorphisme. Les conditions métamorphiques maximales atteintes dans la partie sud de l'intrusif se placent entre la phase de foliation principale Fp et la phase de crénulation liée au rétrocharriage (CHADWICK, 1968; MERZ, 1989).

Deux associations minérales syncinématiques ont été observées dans les zones de cisaillement du granite et de la granodiorite (MERZ ARREAZA, 1989). Ce sont:

1) au nord de la limite de l'apparition de l'oligoclase:

quartz – albite – mica blanc – sphène $\pm$ biotite $\pm$ épidote $\pm$ chlorite $\pm$ ilménite $\pm$ grenat $\pm$ calcite.

(Avec comme phases reliques primaires le microcline et le plagioclase [30–35% An].)

2) au sud de la limite de l'apparition de l'oligoclase:

quartz – albite – oligoclase – microcline – mica blanc – épidote $\pm$ biotite $\pm$ calcite $\pm$ sphène $\pm$ grenat.

L'oligoclase révèle des teneurs, à l'analyse en microsonde, de 15 à 30% An. Les micas blancs, dans les échantillons de granite déformé, sont des phengites proches de vraies muscovites (MERZ ARREAZA, 1989).

La limite faciès schistes verts – faciès amphibolitique correspond au passage fragile-ductile du comportement mécanique des feldspaths. Les textures mylonitiques au nord du barrage Sta. Maria (col du Lukmanier) traduisent essentiellement les transformations rétrogrades. Elles portent encore la signature de la texture magmatique, altérée et déformée de façon hétérogène. Au sud, avec la recristallisation des feldspaths, l'ensemble de la paragenèse se déforme essentiellement de façon plastique. Dans les mylonites, régulièrement rubanées, la texture magmatique initiale est complètement effacée.

3. Méthodologie

3.1. ACQUISITION DES DONNÉES

Dans l'ensemble, 60 échantillons du granite de Medel et 26 échantillons de la granodiorite de Cristallina ont été analysés par fluorescence X (spectromètre Philips PW 1400 du Centre d'analyse minérale CAM, Université de Lausanne). Parmi les éléments traces, ceux ne dépassant pas deux fois le seuil de détection (seuil de détermination selon JENKINS, 1976) ont été écartés. Les analyses du CO₂ et Fe³⁺ ont été obtenues respectivement par coulométrie et par colorimétrie. La teneur en eau a été calculée d'après la perte au feu.

Les 13 analyses chimiques discutées ici figurent dans le tableau 1 et la provenance géographique des échantillons correspondants dans la figure 1 (pour l'ensemble des analyses, voir MERZ ARREAZA, 1989).

3.2. PROCÉDURE DE COMPARAISON DES ANALYSES CHIMIQUES

La comparaison des analyses chimiques a fait l'objet de la mise au point d'une méthode en par-

tie originale, laquelle est fondée sur les considérations suivantes:

L'évaluation de la quantité et de la nature des transferts de matière est étroitement liée à la définition de l'état initial non-déformé et au changement volumétrique associé.

La comparaison des analyses chimiques dont la somme, par définition, ferme à 100%, pose le problème des auto-corrélations. La variation d'un élément se répercute sur tous les autres éléments et ceci d'autant plus que l'élément en question a une teneur élevée (CHAYES, 1964, 1971; PEARCE, 1968). Pour éviter ces variations apparentes induites par exemple par une variation de la silice, il faut introduire un référentiel indépendant (BRADY, 1975; BONIN, 1982). On peut corriger les analyses chimiques en appliquant un facteur volumique, basé par exemple sur la géométrie (volume constant, SICARD et al., 1986), sur les minéraux insolubles (GRATIER, 1983; POTDEVIN et CARON, 1986) ou en gardant un élément chimique constant (KERRICH et al., 1977; MARQUER et al., 1985). Cette dernière solution implique une mobilité négligeable pour l'élément considéré comme constant. La procédure revient donc à décrire les transferts relatifs des autres constituants chimiques par rapport au constituant le moins mobile (THOMPSON, 1974).

En l'absence de marqueur décrivant des variations de volume entre les différents faciès de déformation, nous avons adopté l'hypothèse de la constance du volume. Nous avons recherché des éléments chimiques dont l'immobilité serait associée à des facteurs volumiques proches de 1. L'aluminium et le titane montrent, dans les zones de cisaillement étudiées, des variations de teneur très faibles correspondant à des facteurs volumiques variant de 0.94 à 1.05 et 0.90 à 1.06 respectivement. Pour notre étude nous avons choisi l'immobilité de l'aluminium comme référentiel.

La définition de l'état initial exige une estimation de l'échelle à laquelle on peut le considérer comme homogène. L'homogénéité de l'état initial doit donc être précisée par des lois qui règlent la variabilité chimique, différente, par exemple pour une roche ignée que pour une roche sédimentaire. Ceci est indispensable afin de pouvoir distinguer les variations chimiques dues strictement à la déformation de celles provenant d'une hétérogénéité initiale.

Dans beaucoup de travaux disponibles dans la littérature l'état initial est défini par un seul échantillon (McCAIG 1984, 1987; SINHA et al., 1986; GRATIER, 1979; CARON et al., 1987; KERRICH et al., 1980) ou une composition moyenne (KERRICH et al., 1977; WINCHESTER et MAX, 1984). Les procédures de comparaison des analyses chimi-

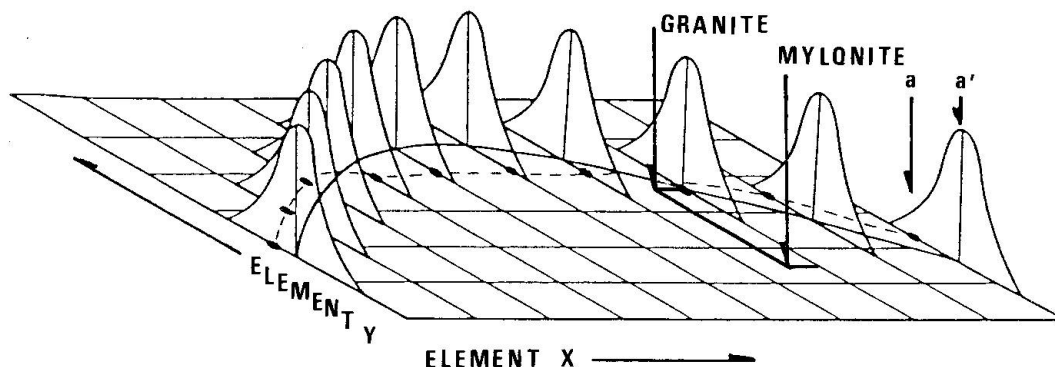


Fig. 2 Représentation graphique de la procédure de comparaison, correspondant au calcul de SVARIA. L'état initial est exprimé par le «trend» magmatique, sous forme d'une régression polynomiale de l'élément y sur l'élément x des échantillons non-déformés a. Les hétérogénéités locales et l'erreur instrumentale induisent une variance d'erreurs autour de la courbe de régression. On assume une distribution normale des erreurs dont la moyenne est égale à zéro. La variance est estimée à partir des écarts entre les valeurs de a', calculées par la régression, et les valeurs de a observées (N.B. il ne s'agit pas de l'incertitude sur la courbe elle-même (DAVIS, 1973; KIM et KOHOUT, 1985). La distance entre l'échantillon non-déformé et l'échantillon mylonitique est comparée à l'écart-type sur la régression, ceci, afin de déterminer, si la composition de l'échantillon mylonitique est comprise dans celle des échantillons granitiques ou non.

ques basées sur les paramètres de la distribution des teneurs semblent peu satisfaisantes pour les raisons suivantes:

- l'utilisation de la moyenne de la distribution des teneurs comme référence (en statistique: test Z), ne tient compte ni du trend magmatique ni des hétérogénéités locales et signifierait une perte considérable d'information et peut induire en erreur lors de l'interprétation des résultats;
- l'utilisation, comme mesure de la variabilité chimique initiale, de l'écart-type de la distribution des teneurs de l'ensemble des échantillons de référence, pose des problèmes lorsqu'on travaille avec un échantillon de référence fortement écarté de la moyenne;
- l'utilisation d'un seul échantillon de référence ne fournit aucune mesure de la variabilité chimique initiale de la roche.

Dans ce travail, les dispersions chimiques de l'état non-déformé (référentiel) d'une roche magmatique ont été définies sur la base:

- a) des courbes de régression polynomiales, opérées sur des couples d'oxydes, lesquels décrivent essentiellement l'évolution magmatique;
- b) des hétérogénéités locales et erreurs analytiques qui sont représentées par la dispersion des échantillons autour de la régression (Fig. 2). Cette composante de la variabilité chimique initiale est exprimée par l'écart-type de la régression.

Les variations des teneurs au sein des zones de cisaillement seront comparées avec l'écart-type de la régression magmatique afin de déterminer si elles peuvent être considérées comme significatives par rapport à la dispersion chimique initiale et interprétées en termes de mobilités chimiques. Ce

test sera d'autant plus sévère dans le cas d'une dispersion magmatique initiale élevée (trend magmatique mal défini).

La procédure de comparaison est réalisée par le diagramme d'Elodie, qui se base sur le concept des diagrammes de Gresens (GRESSENS, 1967) et des profils de variation. Ce diagramme ne semble pas avoir d'équivalent dans la littérature et nous proposons de le nommer Elodie.

Le diagramme d'Elodie (cf. par exemple Fig. 5) est un profil de variation, dont l'abscisse représente les positions des échantillons au sein de la zone de cisaillement par rapport à l'échantillon non-déformé servant de référence. Les distances sont exprimées en pourcentage de la distance totale couverte par le profil (= distance normalisée). Ainsi des zones de cisaillement de différentes épaisseurs peuvent être comparées (MARQUER, 1986).

Sur l'ordonnée sont représentés les résultats du calcul des variations chimiques (SVARIA = Standardisée Variation), qui se base sur la formule de Gresens. Le facteur de densité a été tenu constant à 1, étant donné que les variations de densité mesurées se situent à l'intérieur de l'erreur maximale sur les mesures ($\pm 5\%$). Le facteur volumique est déterminé, dans le cas présent, en tenant un élément constant.

A l'aide de l'ensemble des analyses des échantillons non-déformés on établit pour chaque élément le trend magmatique par une courbe de régression polynomiale. Vu le choix du facteur volumique basé sur l'immobilité de l'aluminium, ces régressions ont été calculées par rapport à l'aluminium.

Le calcul, selon la formule de Gresens et avec le facteur volumique donné, compare, élément par élément, les échantillons gneissiques et mylonitiques avec l'échantillon granitique référentiel appartenant à la même zone de cisaillement. Les écarts obtenus sont pondérés par rapport au double écart-type (intervalle de confiance: 95.5%) de la régression polynomiale des échantillons granitiques (Fig. 2). Une erreur analytique relative et spécifique à chaque élément (En) est ajoutée à la valeur de l'écart-type, afin de tenir compte des erreurs analytiques sur les échantillons déformés.

La formule des variations chimiques (ordonnée) du diagramme d'Elodie s'écrit comme suit:

$$SVARIA = \frac{(d^1/d^2) (C_c^1/C_c^2) C_n^2 - C_n^1}{\sqrt{\sum_{n=1}^n (C_n^2 - C_n^1)^2 / (n-2) + En}}$$

avec:

C_c^1/C_c^2 : facteur volumique basé sur la teneur de l'élément c des deux échantillons à comparer

d^1/d^2 : rapport de densité des deux roches à comparer

C_n^1 : concentration en poids% ou ppm de l'élément n de l'échantillon 1

C_n^2 : concentration en poids% ou ppm de l'élément n de l'échantillon 2

racine carrée au dénominateur: écart-type de la régression de l'élément n par rapport à c

En : erreur analytique relative, calculée sur la moyenne des concentrations de l'élément n , égale à deux fois l'écart-type de la régression des standards chimiques (intervalle de confiance = 95.5%)

Pour l'étude des zones de cisaillement dans le cadre de ce travail l'élément c correspond à l'aluminium et le rapport de densité des roches est tenu constant à 1.

Le signe attribué à la valeur de SVARIA, positif ou négatif, correspond au sens de la variation, respectivement gain ou perte.

Si la valeur absolue de SVARIA est inférieure à 1, la variation est considérée comme non significative par rapport aux variations magmatiques pour le facteur volumique choisi.

Si la valeur absolue de SVARIA excède 1, la variation est considérée comme significative par rapport aux variations magmatiques pour le facteur volumique choisi.

La valeur de SVARIA correspond au nombre de fois que la variation de teneur entre les échantillons comparés dépasse les variations magmatiques pour un facteur volumique donné. Inversé-

ment on peut déterminer le seuil de variation volumique au-dessus duquel les variations chimiques dépassent les variations magmatiques.

La valeur de SVARIA est sans unité et permet de comparer directement l'évolution des éléments majeurs et traces, indépendamment du nombre d'échantillons et en variant les facteurs volumiques et les facteurs de densité tout le long du profil considéré. Les valeurs de SVARIA obtenues pour différentes zones de cisaillement provenant de roches granitiques différentes sont directement comparables.

Les éléments de la formule du diagramme d'Elodie (choix par exemple de la régression, du facteur volumique, du facteur de densité, du type de variance, etc.) peuvent être adaptés au type de roche considéré et au problème à résoudre. Les éléments proposés ici tiennent compte des caractéristiques des roches granitiques et ne sont pas forcément tel quel applicables à d'autres roches.

Afin d'améliorer la lecture des diagrammes d'Elodie nous avons reliés par des traits les valeurs de SVARIA des différents éléments entre les échantillons. Ceci ne veut en aucun cas dire que les variations décrites dans les diagrammes soient continues d'un échantillon à l'autre.

4. Classification des zones de cisaillement

4.1. LES DIFFÉRENTS FACIÈS DE LA DÉFORMATION

En l'absence d'un nombre suffisant de marqueurs de la déformation, il n'a pas été possible de quantifier celle-ci rigoureusement. Ainsi les échantillons des zones de cisaillement ont été classés, en fonction de l'intensité apparente de la déformation, en trois catégories.

a) Granite (état initial et référentiel): échantillons non-déformés, sans anisotropie planaire marquée et à textures et paragenèses magmatiques préservées au maximum. Vu le contexte géologique, il est impossible de trouver des paragenèses absolument exemptes de transformations rétrogrades, notamment des phases feldspathiques et de la biotite (Fig. 2 in MERZ et al., 1989).

b) Gneiss (état intermédiaire): échantillons à foliation marquée et à texture et paragenèse magmatique altérée, mais encore reconnaissable (Fig. 3 in MERZ et al., 1989).

c) Mylonite (état final): échantillons à foliation pénétrative, homogène, et à texture et paragenèse magmatique complètement effacée (Fig. 3).

Un profil à travers une zone de cisaillement comporte donc au moins trois échantillons.

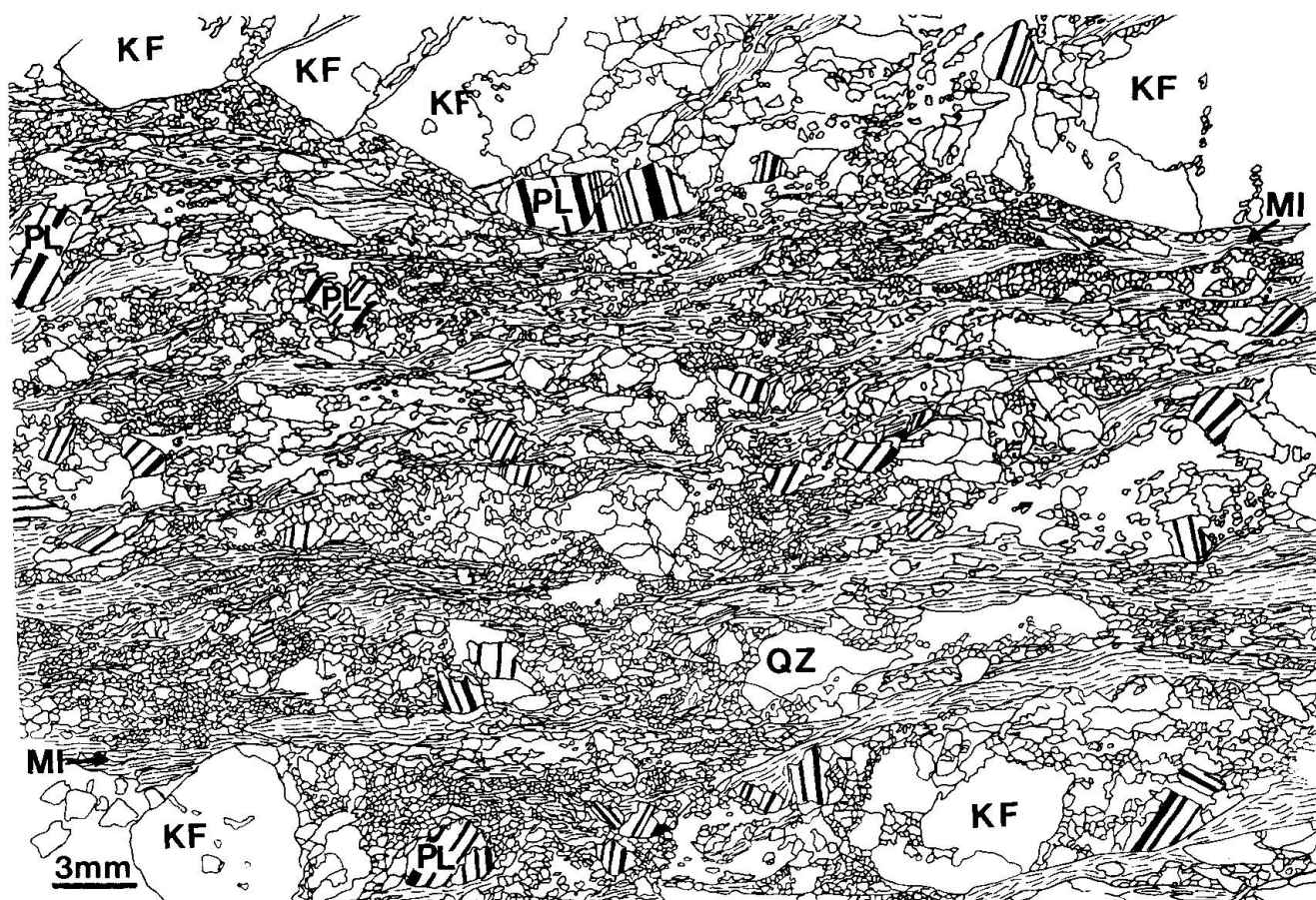


Fig. 3 Texture mylonitique d'une zone de cisaillement à transformations rétrogrades dominantes des feldspaths du granite de Medel: alternance de rubans granolépido-blastiques à grain fin composés de quartz (QZ) et des produits de la cataclase et des transformations rétrogrades des plagioclases (PL) (albite, mica blanc, épidote et carbonate) et des bandes fluidales de micas blancs et noirs (MI). Ils moulent des clastes de feldspaths potassiques (KF) fracturés et albitisés.

4.2. CLASSIFICATION TEXTURALE

Dans les zones de cisaillement, les mobilités chimiques associées à la déformation dépendent essentiellement de deux facteurs: a) l'ampleur et la nature des réactions métamorphiques, b) les mécanismes de déformation. Régis par la composition initiale de la roche et les conditions métamorphiques, ainsi que contrôlés par la présence des fluides, ils s'influencent mutuellement et déterminent les textures et compositions modales mylonitiques (BEACH, 1973, 1976; MITRA, 1978; CRAWFORD et al., 1979; McCAIG, 1984, 1988; KERRICH et al., 1980; ETHERIDGE et al., 1983; SINHA et al., 1986).

En raison de l'intensité métamorphique croissante du faciès schistes verts au faciès amphibolitique et des différences de comportement mécanique des phases minérales (de la cataclase jusqu'à la recrystallisation) ainsi que des variations de la composition modale initiale de la roche cisailée, les zones de cisaillement montrent une grande diversité modale, minéralogique et texturale.

Nous avons tenté d'exprimer ces variables par deux paramètres simples, la stabilité métamorphique et les mécanismes de déformation des feldspaths, associés dans le faciès schistes verts à l'évolution modale des teneurs en phyllosilicates de la roche.

Le classement selon ce critère permet de regrouper les zones de cisaillement, sur un axe nord-sud, en trois classes, tout en respectant leur situation géographique, laquelle reflète les conditions métamorphiques croissantes:

- a) zones de cisaillement à déformation cataclastique dominante des feldspaths;
- b) zones de cisaillement à transformations rétrogrades dominantes des feldspaths, avec une composante cataclastique subordonnée;
- c) zones de cisaillement à recrystallisation des feldspaths, la cataclase et les transformations rétrogrades étant subordonnées et plutôt restreintes aux premiers stades de la déformation (gneissification).

A chaque classe correspondent des mécanis-

mes de déformations spécifiques et des réactions métamorphiques caractéristiques qui se reflètent dans leurs évolutions modales et chimiques. Une description détaillée sort du cadre de cet article (MERZ ARREAZA, 1989).

Dans le faciès schistes verts, l'évolution texturale et modale de la roche est fortement influencée par la teneur en phyllosilicates. Leur évolution modale reflète bien les interactions mutuelles des stabilités métamorphiques et des comportements mécaniques des différentes phases minérales présentes dans les granitoïdes, notamment des feldspaths. Soit les phyllosilicates figurent déjà dans la composition initiale de la roche, soit ils sont créés par les transformations rétrogrades des feldspaths, instables sous ces conditions métamorphiques.

Lorsqu'ils sont abondants (forte teneur initiale ou résultant des transformations métamorphiques) ils permettent à la roche d'absorber la déformation de manière ductile (amollissement) et influencent ainsi le comportement des autres phases minérales. Le quartz reste partiellement préservé à l'état de claste tandis que les feldspaths, selon leur stabilité métamorphique, se fracturent ou disparaissent sous l'effet des transformations rétrogrades.

Lorsqu'ils sont rares (faible teneur initiale et/ou absence de transformations métamorphiques importantes), la déformation est principalement absorbée par le quartz, servant alors de support ductile matriciel, tandis que les feldspaths subissent essentiellement une fracturation. Schématiquement, l'intensité de la cataclase des feldspaths et de la déformation plastique du quartz est donc inversement proportionnelle à la teneur en phyllosilicates de la roche.

Dans le faciès amphibolitique inférieur, l'influence de la composition modale initiale est diminuée, car toutes les phases minérales présentes peuvent se déformer de manière plastique. La composante cataclastique aux premiers stades de la déformation disparaît avec la déformation progressive et les réactions métamorphiques conduisant à la formation des phyllosilicates diminuent. Le contraste dans le comportement mécanique des différentes phases minérales, si typique dans le faciès schiste vert, s'estompe.

5. Evolution chimiques dans les zones de cisaillement

Les zones de cisaillement, classées en trois groupes (cf. chap. 4), ont été étudiées à l'aide des diagrammes d'Elodie. De chaque groupe, un exemple sera discuté plus en détail (Fig. 1).

5.1. LES ZONES DE CISAILLEMENT A DÉFORMATION CATACLASTIQUE DOMINANTE DES FELDSPATHS

Les zones de cisaillement appartenant à cette catégorie sont restreintes à la bordure nord de l'intrusif. A l'échelle macroscopique deux types se distinguent: le premier forme des niveaux mylonitiques continus, d'épaisseur millimétrique à centimétrique et le deuxième un réseau anastomosé de bandes millimétriques cataclastiques qui englobent des fragments de roches non-déformées.

Les feldspaths subissent une cataclase, tandis que le quartz se déforme de manière plastique. La matrice mylonitique est essentiellement composée de quartz et de clinozoïsite et en quantité négligeable de séricite, ayant une granulométrie inférieure à 0.01 mm. Elle moule des clastes anguleux de feldspaths potassiques, de plagioclases et de quartz qui ont une taille de 0.02 à 0.05 mm.

Les zones de cisaillement sont caractérisées par la quasi absence de transformation rétrograde des phases feldspathiques, mise à part une faible saussuritisation des plagioclases.

La zone de cisaillement (M282-M283), représentative pour cette catégorie, provient du granite de Medel (Fig. 1). Elle consiste en un niveau mylonitique d'environ cinq à dix centimètres d'épaisseur qui se digite localement en un réseau anastomosé de bandes mylonitiques d'épaisseurs millimétriques (Fig. 4). La zone mylonitique est bordée d'une zone foliée, d'un à quelques décimètres d'épaisseur, et qui passe rapidement au granite non-déformé.

En comparaison avec les autres classes de zones de cisaillement, les variations modales sont

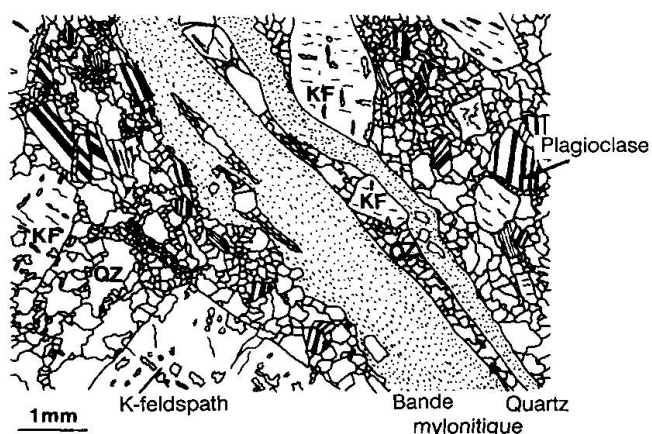


Fig. 4 Texture mylonitique d'une zone de cisaillement à déformation cataclastique des feldspaths: bande mylonitique à grain fin, moulant des clastes de quartz (QZ) et de feldspaths (KF, PL) fracturés. Dans les ombres de pression des feldspaths se dessinent des longues queues de quartz recrystallisé.

Tab. 2 Analyses modales par comptage de points, réalisées sur un total de 5000 à 15 000 points par lame, colorée au préalable.

Echantillon	M282-3	M282-2	M282-1	Cr258	Cr259	Cr260
Faciès de déformation	Granite	Gneiss	Gneiss	Granodiorite	Gneiss	Mylonite
Analyse modale [Vol.%]						
Quartz	31.5	32	31	30.5	33.5	38.5
Plagioclase	36	34.5	31	22.5	14.5	4.5
K-Feldspath	23	25	19.5	4	6	7.5
Mica blanc	4.5	3.5	9.5	26.5	25.5	30
Biotite	4.5	3	3	11	11	11.5
Epidote	0.5	2	6	3	4	1
Carbonate	0.1		0.1	2	4.5	5
Accessoires				0.5	0.5	2

Echantillon	M305a	M305c	M305b	Cr310	Cr311	Cr312
Faciès de déformation	Granite	Gneiss	Mylonite	Granodiorite	Gneiss	Mylonite
Analyse modale						
Quartz	49	30	38	30	27.5	29.5
Plagioclase	28.5	25.5	21	41	41	42
K-Feldspath	10	21.5	9.5	4	4.5	4
Mica blanc	3.5	15	25	3	4.5	5
Biotite	7.5	6.5	5	17.5	19.5	20
Epidote	1	1	0.5	2	2	0.5
Carbonate	0.5	0.5	1	2	1	

faibles. La teneur initiale en micas est basse et n'augmente que faiblement avec le taux de la déformation (Tab. 2). On note par contre, un enrichissement en épidote, du granite à la mylonite. L'épidote cristallise avec du quartz, du mica blanc et de l'albite comme produit de la saussuritisation du plagioclase primaire ou en pseudomorphose de la biotite primaire. Elle est en général zonée avec une composition de pistachite (env. 40 mole% FeAl_2) au cœur et de clinozoïsité aux bordures. Les pseudomorphoses d'après la biotite sont rarement zonées et plus riches en FeAl_2 (55–60 mole%).

L'augmentation du Fe_2O_3 , qui dépasse les variations magmatiques, corrélée avec un enrichis-

sement en CaO dans le diagramme d'Elodie (Fig. 5) pourrait traduire l'apparition de l'épidote. Cependant, le fer total ne montre pas d'augmentation significative. La variation du Fe_2O_3 se fait probablement par l'oxydation du FeO initial (en perte) contenu dans les biotites primaires. En effet les biotites primaires, de couleur brune, sont plus riches en fer que les biotites alpines, de couleur brune ou verte. Les rapports $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ et $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{Fe}_{\text{tot}})$ s'élèvent respectivement à 0.75–0.8 et 0.3 pour les biotites primaires et à 0.6–0.7 et 0.3–0.5 pour les biotites alpines (MERZ ARREAZA, 1989).

Quant à la silice, elle est en perte dans l'échantillon gneissique et enrichie de façon signi-

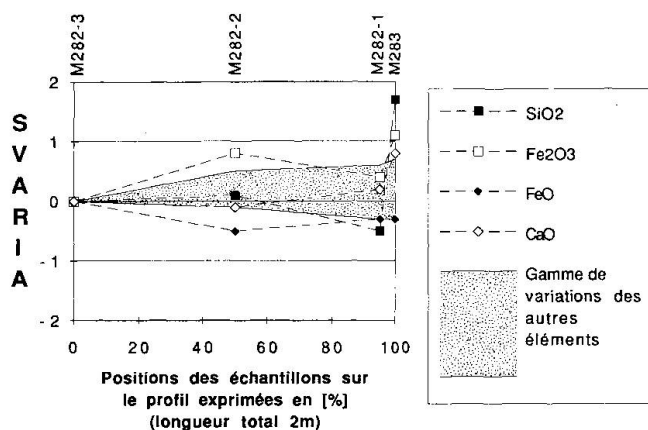


Fig. 5 Diagramme d'Elodie de la zone de cisaillement à déformation cataclastique des feldspaths (facteur volumique à aluminium constant; pour l'explication du paramètre SVARIA voir texte; la distance entre les échantillons déformés et l'échantillon de référence est exprimée en pourcentage de la longueur totale du profil). Positions des échantillons sur le profil par rapport à l'échantillon granitique: M282-2 (gneiss) à 1 m, M282-3 (gneiss) à 1.9 m et M283 (mylonite) à 2 m. La zone mylonitique a une épaisseur de 10 cm. La zone grise correspond aux éléments dont les variations ne dépassent pas la dispersion chimique initiale.

ficative dans l'échantillon mylonitique (Fig. 5). Sous les conditions du faciès schistes verts le quartz recrystallise dynamiquement dès les premiers stades de la déformation. Il soude les fractures des feldspaths cataclasés et cristallise dans les mylonites également dans les ombres de pression fortement allongées des clastes feldspathiques (Fig. 4). A côté de la saussuritisation des plagioclases, libérant de la silice, on est amené à envisager des dissolutions aux endroits de déformations extrêmes, correspondant à des réductions granulométriques les plus importantes (jusqu'à < 0.01 mm) (WHITE, 1976; RUTTER, 1983). Celles-ci ont lieu dans les niveaux de quartz matriciel moulant les feldspaths rigides. Ainsi les variations de silice observées (Fig. 5) pourraient se traduire dans le gneiss par la dissolution du quartz moulant les clastes feldspathiques et suivi par une précipitation dans les ombres de pression des clastes feldspathiques dans la mylonite. Le transfert de la silice ne peut s'imaginer qu'en phase fluide à travers le réseau de fissuration de la roche cataclasée. Vu la position des échantillons sur le profil de la zone de cisaillement, les distances de transfert seraient de l'ordre de quelques centimètres.

Le bilan de masse (aluminium tenu constant et facteur de densité égale à 1) correspondant aux pertes et gains significatifs s'écrit de la façon suivante pour les éléments discutés (bilan partiel):

106.48 gr Mylonite = 100 gr Granite + 5.1 gr SiO_2 + 0.67 gr Fe_2O_3 + 0.98 gr CaO - 0.27 gr FeO .

Les gains en Silice et en Fe_2O_3 dépassent 1.7 respectivement 1.1 fois la gamme des variations magmatiques.

5.2. LES ZONES DE CISAILLEMENT A TRANSFORMATIONS RÉTROGRADES DOMINANTES DES FELDSPATHS

Les zones de cisaillement de ce groupe ont en général une zone mylonitique, d'une épaisseur de plusieurs centimètres à décimètres.

Dans le groupe des zones de cisaillement précédant, le comportement rigide des clastes feldspathiques était associé à la déformation plastique du quartz matriciel, allant jusqu'à la dissolution, et fournissait simultanément les sites de précipitation de la matière dissoute par exemple sous forme d'ombres de pression.

Avec l'entrée en jeu des transformations rétrogrades des feldspaths (passage gneiss-mylonite) qui créent des phases minérales plus ductiles telles que les phyllosilicates, la déformation perd son caractère cataclastique. Les sites possibles de précipitation de la silice ont tendance à disparaître en même temps que la déformation du quartz, servant de support ductile, est remplacée par la déformation de la matrice micacée (BELL et al., 1986).

Dans certaines zones de cisaillement l'épidote et la biotite syncinématiques sont absents; les plagioclases subissent une séricitisation qui envahit rapidement toute la roche et qui est associée à l'albitisation du feldspath potassique. Il se développe une matrice micacée abondante qui sert de support ductile à la déformation et permet de préserver le quartz primaire sous forme de claste. La mylonitisation conduit à la formation des schistes séricitiques à yeux de quartz. Les teneurs modales en micas blancs, faibles dans les échantillons non-déformés, augmentent considérablement et sont corrélées avec la diminution en plagioclases, et dans le granite de Medel, celle du feldspath potassique.

D'autres zones de cisaillement montrent un abondant développement d'épidote associé à la saussuritisation du plagioclase. Le feldspath potassique n'est que faiblement albitisé et la saussurite, riche en épidote, a tendance à garder une certaine rigidité, comparée aux agrégats purement séricitiques très ductiles. Le quartz absorbe la déformation et recrystallise complètement. La mylonitisation associée conduit à une texture rubanée (Fig. 3).

Les granulométries mylonitiques varient entre 0.01 mm et 0.2 mm (clastes).

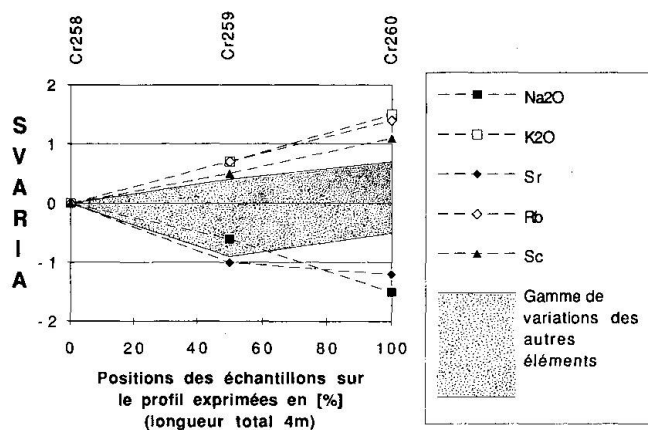


Fig. 6 Diagramme d'Elodie de la zone de cisaillement à transformations rétrogrades des feldspaths (voir Fig. 5). Positions des échantillons sur le profil par rapport à l'échantillon granitique: Cr259 (gneiss) à 2 m, Cr260 (mylonite) à 4 m. La zone mylonitique a une épaisseur de 50 cm.

Trois zones de cisaillement où les feldspaths subissent d'importantes transformations rétrogrades ont été analysées (MERZ ARREAZA, 1989). Dans chacune d'elles, les variations de la silice, associées au passage gneiss-mylonite, se placent dans la gamme des hétérogénéités magmatiques.

L'exemple présenté ici provient de la granodiorite de Cristallina (Cr258–Cr260, Fig. 1). Dans cet exemple, la composante cataclastique de la déformation est faible, grâce à une composition modale initiale relativement riche en micas blancs et noirs et pauvre en feldspath potassique (Tab. 2).

Les plagioclases primaires transformés en un amalgame de micas blancs, quartz, albite, calcite et épidote s'étirent dans les niveaux de microcisaillement (Fig. 2 in MERZ et al., 1989). Le feldspath potassique subit une fracturation, de préférence en plans conjugués obliques par rapport aux microcisaillements. Une albitisation intense a lieu le long de ses bordures et fractures, menant parfois à la formation d'albite en échiquier. Avec la déformation croissante les marges albitisées recristallisent en grains d'albite.

Dans le diagramme d'Elodie (Fig. 6) on constate une perte de Na_2O et Sr et un gain de K_2O , Rb et Sc dans la mylonite. Ils dépassent les variations magmatiques. La mobilisation de ces éléments résulte de l'instabilité métamorphique des feldspaths. La perte en Na_2O et Sr reflète la forte diminution des teneurs modales de plagioclase (Tab. 2). Le K_2O et le Rb se logent dans les micas. Le CaO , en perte significative dans d'autres mylonites de ce groupe, se précipite sous forme de carbonate dans les fissures des feldspaths potas-

siques des échantillons peu déformés. Ceci impliquerait la présence de CO_2 dans la phase fluide.

Dans d'autres zones de cisaillement de ce groupe les augmentations des éléments Y, Ga, Zn, Ce, Nd, La et Fe_{tot} peuvent dépasser les variations magmatiques (MERZ ARREAZA, 1989). Ces éléments entrent dans la composition des phases minérales de la paragenèse mylonitique comme le mica blanc, les épidotes, la biotite et le sphène.

Pour la zone de cisaillement CR258 à Cr260, le bilan de masse à aluminium constant et à facteur de densité égal à 1 correspondant aux pertes et gains significatifs dans la mylonite s'écrit de manière suivante (bilan partiel):

99.787 gr Mylonite = 100 gr Granite + 1.86 gr K_2O – 2.07 gr Na_2O + 95 ppm Rb + 4 ppm Sc – 130 ppm Sr

Les variations chimiques observées dépassent la dispersion chimique initiale de la roche 1.5 fois pour le K_2O et Na_2O , 1.2 fois pour le Sr, 1.4 fois pour le Rb et 1.1 fois pour le Sc.

5.3. LES ZONES DE CISAILLEMENT A RECRISTALLISATION PARTIELLE DES FELDSPATHS

Contrairement au groupe des zones de cisaillement à transformations rétrogrades dominantes des feldspaths, les mylonites de ce groupe sont massives, d'une épaisseur centi- à décimétrique, constituées de rubans fins, millimétriques, quartzo-feldspathiques, alternant avec des niveaux phylliteux. Les premiers stades de la déformation (gneissification) sont encore caractérisés par des transformations minérales rétrogrades typiques du faciès schistes verts, mais qui font place avec l'intensité de la déformation croissante (et/ou avec les conditions métamorphiques croissantes) à la déformation plastique des phases minérales, notamment des feldspaths.

Les variations modales des teneurs en feldspath sont plus faibles que dans les zones de cisaillement à transformations rétrogrades dominantes (Tab. 2). De façon générale, la teneur en quartz a tendance à diminuer, tandis que celle des phases micacées augmente légèrement avec la déformation. Le plagioclase et le feldspath potassique affichent des évolutions modales variables, mais opposées.

Parmi les quatre zones de cisaillement analysées (MERZ ARREAZA, 1989), deux serviront d'exemple pour illustrer l'effet de la recristallisation des feldspaths sur les mobilités chimiques.

a) Zone de cisaillement du granite de Medel (M305 a–b, Fig. 1):

Dans ce premier exemple, les transformations

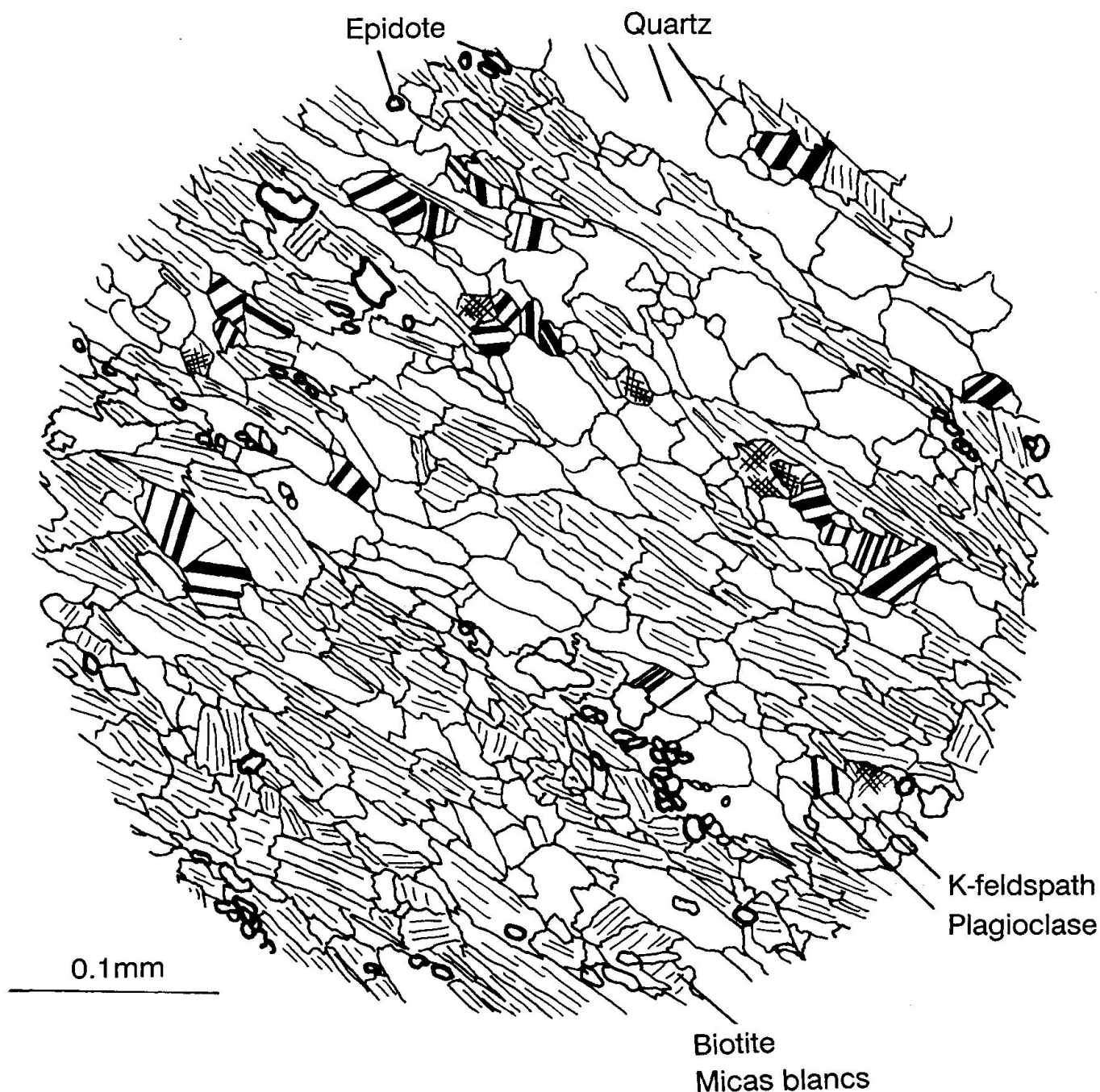


Fig. 7 Texture mylonitique régulière dans une zone de cisaillement à recrystallisation partielle des feldspaths. Elle est caractérisée par l'alternance de niveaux micacés (mica blanc et biotite) et de niveaux granoblastiques quartzofeldspathiques.

rétrogrades sont encore importantes et la recrystallisation des feldspaths apparaît seulement sous l'effet de la déformation progressive, au passage gneiss-mylonite.

Le feldspath potassique subit, dans les premiers stades de la déformation, une cataclase. Les fractures sont soudées par du quartz, de l'albite et des paillettes de micas blancs. Une importante albitisation a lieu le long de ses fractures et bordures. Avec l'intensité de la déformation croissante, les zones albitisées recrystallisent en agré-

gat de grains d'albite. De plus en plus disloqué, le feldspath potassique donne naissance à des rubans lenticulaires formés de microclastes, d'albite, de quartz et de micas blancs et moulés par les niveaux micacés de la mylonite. Le plagioclase primaire, légèrement saussuritisé, recrystallise, à partir des bordures les plus exposées à la déformation, en un agrégat très fin (< 0.05 mm) d'albite, qui s'étire en queues asymétriques dans la matrice mylonitique. L'oligoclase apparaît sous la forme de grains interstitiels. Le quartz se déforme

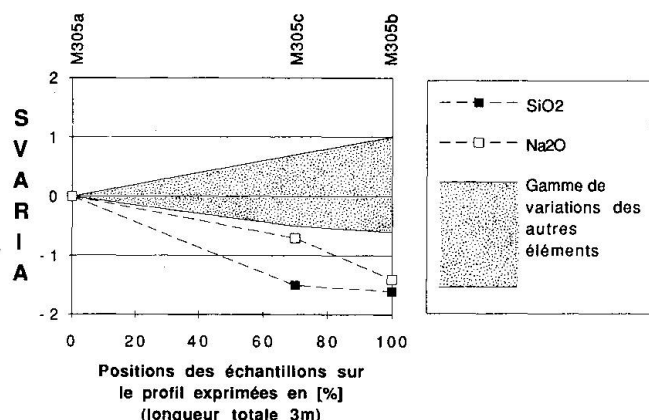


Fig. 8 Diagramme d'Elodie de la zone de cisaillement du granite de Medel, à recrystallisation partielle des feldspaths (voir Fig. 5). Positions des échantillons sur le profil par rapport à l'échantillon granitique: M305c (gneiss) à 2 m, M305b (mylonite) à 3 m. La zone mylonitique a une épaisseur de 30 cm.

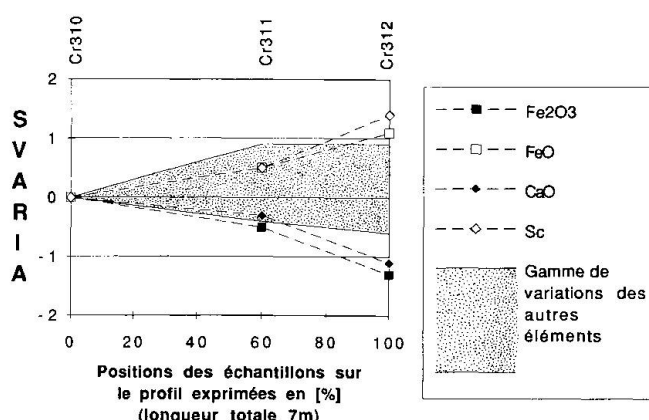


Fig. 9 Diagramme d'Elodie de la zone de cisaillement de la granodiorite de Cristallina, à recrystallisation des feldspaths (voir Fig. 5). Positions des échantillons sur le profil par rapport à l'échantillon granitique: Cr311 (gneiss) à 4 m, Cr312 (mylonite) à 7 m. La zone mylonitique a une épaisseur de 1 m.

plastiquement, accompagné d'une forte réduction granulométrique et dessine des rubans lenticulaires de grains partiellement restaurés et ployonisés. Les textures mylonitiques résultantes sont ordonnées et régulièrement rubanées (Fig. 7). Les tailles granulométriques mylonitiques varient entre 0.05 et 0.2 mm.

La mylonitisation se traduit dans le diagramme d'Elodie par des pertes considérables de SiO₂ et Na₂O (Fig. 8), que l'on peut attribuer à la dissolution d'une part du quartz matriciel, moulant les clastes des feldspaths potassiques et d'autre part des plagioclases, qui se déforment en recrystallisant à partir des bordures, en agrégat finement grenu (O'HARA, 1990). Le calcium contenu dans les plagioclases primaires est fixé dans l'oligoclase et les épidotes ainsi que dans les carbonates qui colmatent les fissures du feldspath potassique fracturé.

Dans d'autres zones de cisaillement de ce groupe, les éléments Rb, Ga, Zn, Y et Zr peuvent augmenter et dépasser les variations magmatiques. Parallèlement le Ti, Fe²⁺, Mg, K, V et Sc ont tendance à augmenter. De telles variations sont le plus souvent associées à la recrystallisation des biotites dans les mylonites.

Pour la zone de cisaillement M305 a-b, le bilan de masse (aluminium constant et facteur de densité égale à 1) correspondant aux pertes significatives dans la mylonite s'écrit de la façon suivante (bilan partiel):

93.25 gr Mylonite = 100 gr Granite - 4.78 gr SiO₂ - 1.97 gr Na₂O

La perte en SiO₂ dépasse 1.6 fois et celle en Na₂O 1.4 fois la dispersion chimique magmatique.

b) Zone de cisaillement de la granodiorite de Cristallina (Cr310-Cr312, Fig. 1):

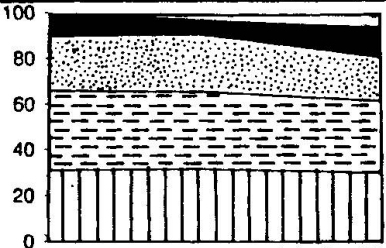
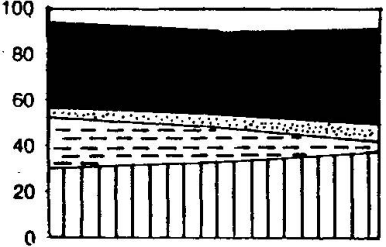
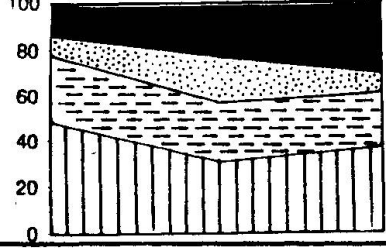
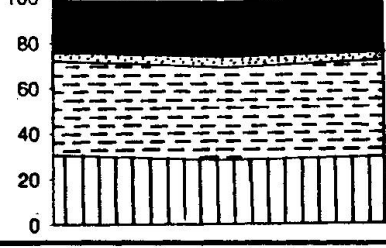
Dans le second exemple, la recrystallisation des plagioclases, en un agrégat d'albite finement grenu ayant préservé l'habitus idiomorphe des plagioclases, est quasi complète aux premiers stades de la déformation (granodiorite faiblement gneissifiée). Lors de la déformation progressive, ces agrégats facilement déformables recrystallisent, en réduisant leur granulométrie, dans des rubans mylonitiques. Ainsi le quartz est moins mis à contribution pour absorber la déformation et préservé jusque dans les mylonites sous forme d'ocelles peu déformées. Le feldspath potassique montre un comportement similaire à celui décrit dans l'exemple précédent.

Cette zone n'affiche que des variations modales mineures, qui décrivent essentiellement une perte des épidotes et des carbonates en contraste avec une légère augmentation en biotite (Tab. 2).

Dans le diagramme d'Elodie (Fig. 9), ceci se traduit par la perte du calcium, la réduction du Fe³⁺ en Fe²⁺ et l'augmentation du Sc. Simultanément les teneurs des éléments Ti, Mg, K, Rb, Y, Zn et V montrent une augmentation qui reste confinée dans la gamme des variations magmatiques. En comparaison avec la zone de cisaillement décrite précédemment, les variations de SiO₂ et Na₂O restent comprises dans la gamme des variations magmatiques initiales. Cela semble dû à la différence de comportement du plagioclase et du quartz.

Le bilan de masse correspondant aux pertes et gains significatifs s'écrit de façon suivante:

Tab. 3 Résumé des résultats des trois classes de zones de cisaillement (entre parenthèses: mobilités chimiques observées dans les zones de cisaillement non présentées).

Exemple présentée	Evolution modale granite --- mylonite (Vol %)	Comportement dominant des feldspaths	Mobilités Chimiques	
			Gains	Pertes
M282 - M283		Cataclase	Si, Fe ³⁺	--
Cr258 - Cr260		Transformations rétrogrades	K,Rb,Sc (Ga,Ce, Nd,La,Y, Zn,Fe _{tot})	Na,Sr (Ca)
M305a - M305b		Recristallisation d'intensité moyenne	(Rb,Ga, Zn,Y,Zr)	Na,Si
Cr310 - Cr312		Recristallisation d'intensité forte	Sc, Fe ²⁺	Ca,Fe ³⁺
Evolutions modales:  épidotes et carbonates  feldspaths potassiques  quartz  micas blancs et noirs  plagioclases				

98.96 gr Mylonite = 100 gr Granite - 0.78 gr Fe₂O₃ - 1.36 gr CaO + 1.1 gr FeO + 5 ppm Sc.
Les pertes de Fe₂O₃ et de Ca dépassent 1.3 res-

pectivement 1.1, et les gains de FeO et de Sc 1.1 respectivement 1.4 fois les variations magmatiques.

7. Discussion et conclusion

En fonction de l'intensité croissante du métamorphisme, l'évolution observée dans les zones de cisaillement de l'intrusif Medel-Cristallina se laisse résumer ainsi (Tab. 3):

Les zones de cisaillement à déformation cataclastique dominante des feldspaths n'impliquent pas de variations chimiques majeures au niveau des éléments constitutifs des feldspaths. La déformation hétérogène mène à la dissolution sélective du quartz lequel est enrichi par précipitation dans les espaces protégés créés par la cataclase.

Les zones de cisaillement à transformations rétrogrades dominantes des feldspaths sont caractérisées par la mobilisation des éléments constitutifs des feldspaths. La déformation est essentiellement absorbée par les plagioclases instables dont la diminution modale traduit les pertes en Na et Sr. Par contre les éléments qui entrent dans la composition des minéraux de la paragenèse syncinématique (mica, épidote, sphène) sont enrichis (K, Rb, Fe_{tot}, Ga, Zn, Y, Sc, Zr, La, Nd, Ce) dans les mylonites.

Les zones de cisaillement à recristallisation partielle des feldspaths, montrent une relative stabilité métamorphique de la paragenèse initiale. Les déformations plastiques sont dominantes en regard des réactions d'hydratation. Elles conduisent à une réduction granulométrique, hétérogène du plagioclase et du quartz, ce qui favorise, dans les niveaux mylonitiques, leur mise en solution. Il en résulte une perte en Na et Si. Les éléments qui entrent dans la composition des phases minérales de la paragenèse mylonitique se trouvent enrichis. Ceci concerne surtout le Rb, Ga, Zn, Y et Zr qui sont probablement incorporés dans les biotites.

Avec la recristallisation complète des feldspaths aux premiers stades de la déformation progressive, le quartz est moins mis à contribution pour absorber la déformation. De plus, l'ampleur des réactions rétrogrades mobilisant la silice est diminuée et la silice reste stable.

Dans les diagrammes d'Elodie, les transferts de matière s'accroissent avec la déformation progressive et excèdent les variations magmatiques, en général, au passage gneiss-mylonite. La gneissification produit des variations chimiques qui restent, pour l'essentiel, dans la gamme des hétérogénéités magmatiques. Ceci est corroboré par les résultats d'une analyse statistique multivariée (MERZ ARREAZA, 1989). L'analyse factorielle ne permet pas d'extraire de la matrice de corrélation des facteurs suffisamment puissants pour distinguer les gneiss des granites (Fig. 10). Seules les mylonites se détachent et ceci surtout par les élé-

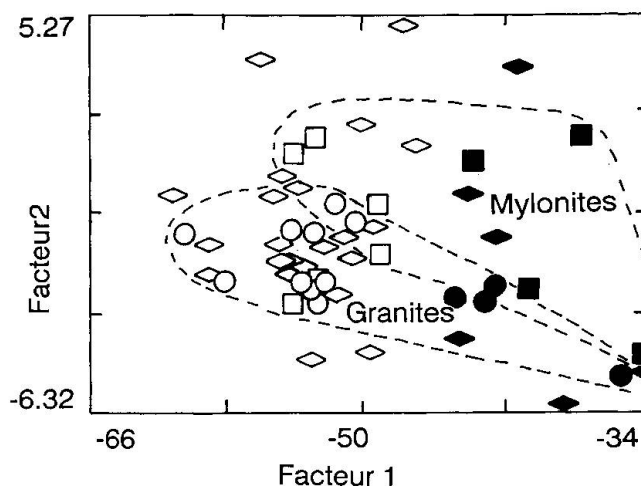


Fig. 10 Exemple du score des échantillons granitiques, gneissiques et mylonitiques du granite de Medel et de la granodiorite de Cristallina sur les facteurs 1 et 2 (base: éléments majeurs).

Le facteur 1, caractérisé par des poids élevés de Si, Ti, Al, Mg, Fe et Ca (représentant 49.5% de la variance totale), sépare les faciès magmatiques. Le facteur 2, à poids élevé de Na, K et H₂O (représentant 18.3% de la variance totale), exprime l'effet de la déformation. Figurés vides: granite de Medel, figurés pleins: granodiorite de Cristallina; cercles: granites, losanges: gneiss, carrés: mylonites.

ments Na, K, Ca, H₂O, CO₂, Sr et Rb (pour ces éléments les probabilités d'identité entre les échantillons granitiques et mylonitiques sont inférieures à 10% lors d'un test T sur échantillons dépendants).

De manière générale, les mécanismes de déformation, spécifiques à chaque phase minérale, allant de la cataclase jusqu'à la recristallisation dynamique, conduisent à une réduction granulométrique hétérogène, qui augmente la surface réactionnelle des grains et détermine les sites d'interaction fluide-roche (réactions métamorphiques et dissolutions). Celle-ci provoque l'altération de la paragenèse initiale instable sous les conditions faciès schistes verts – début faciès amphibolitique et conduit à la formation d'une paragenèse plus stable et plus ductile. Ainsi la déformation et les réactions métamorphiques se favorisent mutuellement et conduisent au ramollissement local de la roche nécessaire à la formation d'une zone de cisaillement (WHITE et al., 1980).

L'état actuel des connaissances, quant à la nature du fluide entrant dans les zones de cisaillement de l'intrusif Medel-Cristallina, est limité. On constate que, mis à part H₂O, le CO₂ est nécessaire pour la formation des carbonates.

Les bilans de masse, établis d'après la formule de Gresens à aluminium constant, montrent que

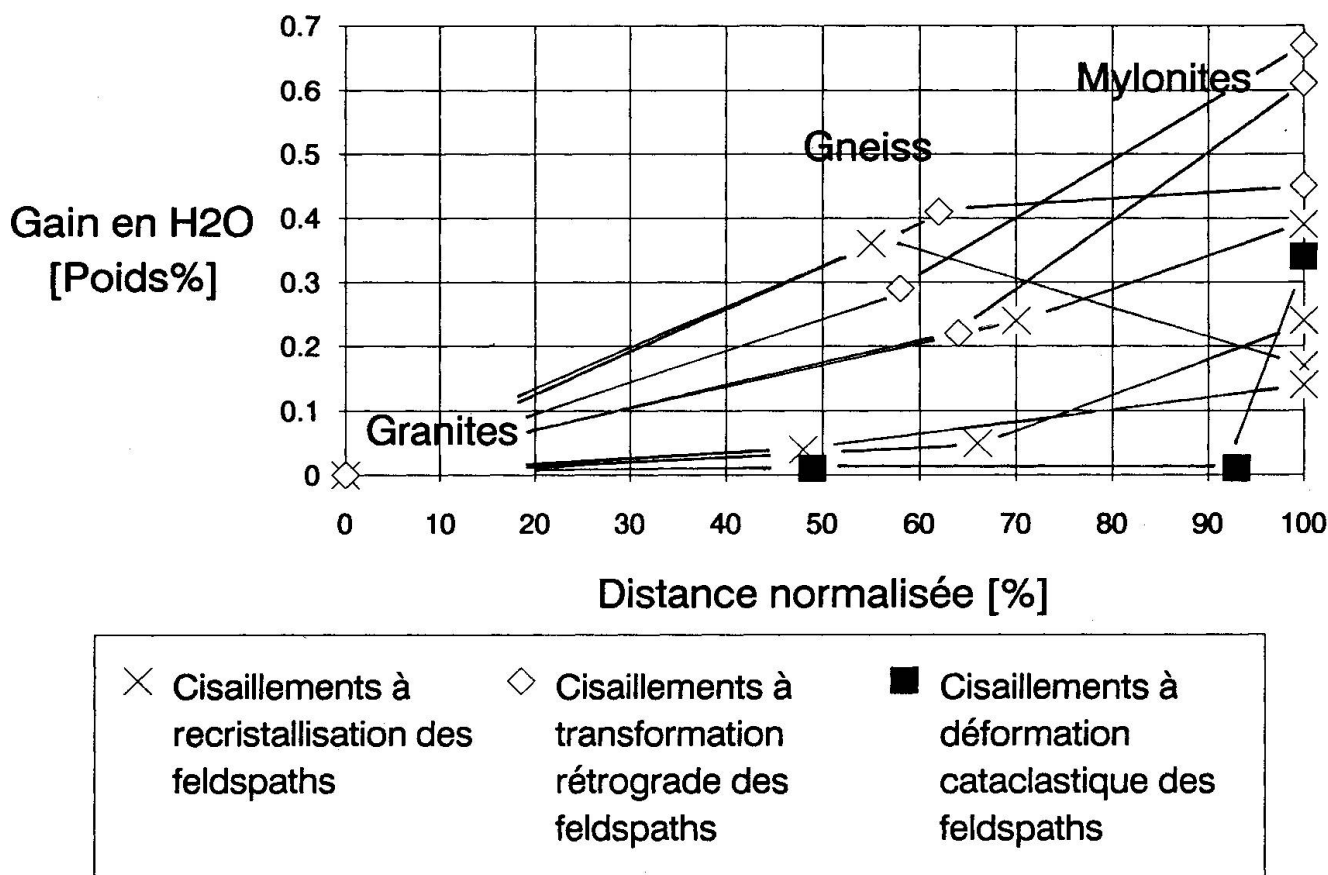


Fig. 11 Variation de la teneur en H₂O à aluminium constant, des échantillons granitiques aux échantillons mylonitiques. Les zones de cisaillement du faciès schistes verts – début faciès amphibolitique sont caractérisées par une nette augmentation en H₂O, associée à la mylonitisation.

la teneur en H₂O a tendance à augmenter dans les zones de cisaillement (Fig. 11). Elles ne dépassent toutefois jamais les variations chimiques en H₂O, d'origine magmatique.

Si l'on tient l'aluminium constant, impliquant des variations de volume inférieures à 10%, les profils des diagrammes d'Elodie indiquent des pertes et des gains significatifs, qui ne sont pas compensés dans un même profil géochimique. Ce type d'évolution des éléments n'est pas compatible avec un processus d'échange, entre gneiss et mylonites, dans un système fermé, à l'échelle de la zone de cisaillement. Il suggère plutôt un système ouvert, en tout cas à l'échelle des profils échantillonnés. Ceci et le fait que les réactions métamorphiques observées sont des réactions d'hydratation, nécessitant un apport d'eau, plaident pour un processus d'infiltration (FLETCHER et HOFMANN, 1974) qui entraîne essentiellement un lessivage des éléments Na, Si et Sr.

Il ne nous est pas possible d'estimer les rapports roche/fluide. Bien que le volume de fluides effectivement utilisé par les réactions rétrogrades soit relativement petit; la quantité de fluide nécessaire pour assurer une interaction constante

fluide-roche est considérable (McCAIG, 1987; BEACH, 1976, 1980; KERRICH, 1986; ETHERIDGE et al., 1983; FERRY, 1979).

Remerciements

Notre gratitude va au Fonds national suisse de la recherche scientifique qui a soutenu financièrement ce travail (requête 2-4872) et aux collaborateurs de l'Institut de géologie de Neuchâtel. Nous tenons à remercier plus particulièrement MM. A. Arreaza, D. Marquer et J.P. Schaer, pour l'intérêt et l'aide apportés, M.I. Mercolli pour sa lecture critique ainsi que MM. H.R. Pfeiffer et J.Cl. Lavanchy du Centre d'analyse minérale de l'Université de Lausanne.

Références

- BEACH, A. (1973): The mineralogy of high temperature shear zones at Scourie, N.W. Scotland. *J. Petrol.* 14, 231-248.
- BEACH, A. (1976): The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in early proterozoic shear zones in the Lewisian complex. *Phil. Trans. R. Soc. A* 280, 569-604.

- BEACH, A. (1980): Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewian complex. *J. of Struct. Geol.* 2, 1/2, 257–263.
- BELL, T.H., RUBENACH, M.J. et FLEMING, P.D. (1986): Porphroblast nucleation, growth and dissolution in regional metamorphic rocks as a function of deformation partitioning during foliation development. *J. Metam. Geol.* 4, 37–67.
- BONIN, B. (1986): Ring complex granites and anorogenic magmatism. Ed. North Oxford Acad. Publisher, 188 p.
- BRADY, J.B. (1975): Reference frames and diffusion coefficients. *Amer. J. Sci.* 275, 954–983.
- CARON, J.M., POTDEVIN, J.L. et SICARD, E. (1987): Solution-deposition processes and mass transfer in the deformation of a minor fold. *Tectonophysics* 135, 77–86.
- CHAYES, F. (1964): Variance-covariance relations in some published Harker diagrams of volcanic suites. *J. Petrol.* 5, 219–237.
- CHAYES, F. (1971): Ratio correlation: a Manual for Students of Petrology and Geochemistry. Univ. Chic. Press. Chicago 99 p.
- CHADWICK, B. (1968): Deformation and Metamorphism in the Lukmanier Region, Central Switzerland. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 79, 1123–1150.
- CRAWFORD, M.L., FILER, J. et WOOD, C. (1979): Saline fluid inclusions associated with retrograde metamorphism. *Bull. Minéral.* 102, 562–568.
- DAVIS, J. (1986): Statistics and data analysis in geology. 2^e édition, Wiley, New York, pp. 646.
- ETHERIDGE, M.A., WALL, V.J. et VERNON, R. (1983): The role of fluid phase during regional metamorphism and deformation. *J. Metam. Geol.* 1, 205–226.
- ETTER, U. (1987): Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen im gotthardmassivischen Mesozoikum zwischen dem Lukmanierpass und der Gegend von Ilanz. Thèse Univ. Bern.
- FERRY, J.M. (1979): Reaction mechanisms, physical conditions, and mass transfer during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granitic rocks from south-central Maine, USA. *Contrib. Mineral. and Petrol.* 68, 125–139.
- FLETCHER, R.C. et HOFMANN, A.W. (1974): Simple models of diffusion and combined diffusion-infiltration metasomatism. In: *Geochemical transport and Kinetics*, Carnegie Inst. Washington, A.W. HOFMANN, B.J. GILETTI, H.S. YODER et R.A. YUND eds, 243–258.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. et MULLIS, J. (1980): Alpine metamorphism along the Geotrasverse Basel-Chiasso – a review. *Eclogae geol. Helv.* 73, 2, 527–646.
- GRATIER, J.P. (1979): Mise en évidence de relations entre changement de composition chimique et intensité de déformation dans les roches à schistosité. *Bull. Soc. Géol. France*, No 1, 95–104.
- GRATIER, J.P. (1983): Estimation of volume changes by comparative chemical analysis in heterogeneously deformed rocks (folds with mass transfer). *J. of Struct. Geol.*, 5, 3/4, 329–339.
- GRESENS, R.L. (1967): Composition-volume relationship of metasomatism. *Chem. Petrol.* 2, 47–65.
- GRÜNENFELDER, M. (1962): Mineralalter von Gesteinen aus dem Gotthardmassiv. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 42, p. 6.
- GRÜNENFELDER, M. (1963): Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrogenetische Deutung ihrer Uran/Blei-Zerfallsalter. – Der Zirkon des Granodioritgneises von Acquacalda (Lukmanierpass). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 43, 235.
- JENKINS, R. (1976): An introduction to X-ray spectrometry. Heyden, London, pp. 163.
- KERRICH, R. (1986): Fluid transport in lineaments. *Roy. Soc. Lond. Phil. Trans.* 317-A, 219–251.
- KERRICH, R., FYFE, W.S., GORMAN, B.E. et ALLISON, I. (1977): Local modification of rock chemistry by deformation. *Contrib. Mineral. and Petrol.* 65, 183–190.
- KERRICH, R., ALLISON, I., BARNETT, R.L., MOSS, S. et STARKEY, J. (1980): Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Miéville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. *Contrib. Mineral. and Petrol.* 73, 221–242.
- KIM, J. et KHOUT, F.J. (1985): Multiple regression analysis. In: *Statistical Package for Social Sciences*, éd.: NIE, H., HULL, C.H., JENKINS, J.G., STEINBRENNER, K. et BENT, D.H., MCGRAW-HILL, 2^e édition, pp. 675.
- MARQUER, D. (1986): Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales suisses). Thèse, Univ. Rennes.
- MARQUER, D. (1989): Transfert de matière et déformation des granitoïdes, aspects méthodologiques, *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, 15–36.
- MARQUER, D., GAPAIS, D. et CAPDEVILA, R. (1985): Comportement chimique et orthogneissification d'une granodiorite en faciès schistes verts (Massif de l'Aar, Alpes centrales). *Bull. Minéral.* 108, 209–221.
- MCCAIG, A.M. (1984): Fluid-rock interaction in some shear zones from the central Pyrenees. *J. Metamorphic Geol.* 2, 129–141.
- MCCAIG, A.M. (1987): Deformation and fluid-rock interaction in metasomatic dilatant shear bands. *Tectonophysics* 135, 121–132.
- MCCAIG, A.M. (1988): Deep fluid circulation in fault zones. *Geology* 16, 867–870.
- MERZ, C. (1989): L'intrusif Medel-Cristallina (massif du Gothard oriental). Partie 1: déformations alpines et relations socle-couverture. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, 55–71.
- MERZ ARREAZA, C. (1989): L'intrusif Medel-Cristallina (massif du Gothard): Déformation hétérogène et modifications chimiques associées dans les roches granitiques sous différents régimes métamorphiques. Thèse Univ. Neuchâtel, pp. 383.
- 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.
- MITRA, G. (1978): Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks. *Am. J. of Sc.*, Vol. 278, 1057–1085.
- O'HARA, K. (1990): State of strain in mylonites from western Blue Ridge province, southern Appalachians: the role of volume loss. *J. of struct. Geol.* 12, No. 4, 419–430.
- PEARCE T.H. (1968): A contribution to the Theory of Variation Diagrams. *Contrib. Mineral. Petrol.* 19, 142–157.
- POTDEVIN, J.L. et CARON, J.M. (1986): Transfert de matière et déformation synmétamorphique dans un pli. I. Structures et bilans de matière. *Bull. Minéral.* 109, 395–410.
- RUTTER, E.H. (1983): Pressure solution in nature, theory and experiment. *J. geol. Soc. Lond.* 140, 725–740.
- SICARD, E., CARON, J.M., POTDEVIN, J.L. et DECHOMETS,

- R. (1986): Transfert de matière et déformation syn-métamorphique d'un pli mineur. II. Pseudomorphoses de lawsonite et caractérisation des fluides interstitiels. *Bull. Minéral.* 109, 411–422.
- SINHA, A.K., HEWITT, D.A. et RIMSTDT, J.D. (1986): Fluid interaction and element mobility in the development of ultramylonites. *Geology* 14, 883–886.
- STECK, A. (1976): Albit-Oligoklas-Mineralgesellschaften der Peristeritlücke aus alpinmetamorphen Granitgneisen des Gotthardmassivs. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 56, 269–292.
- THOMPSON, A.B. (1974): Calc-silicate diffusion zones between marble and pelitic schist. *J. Petrol.* 16, 314–346.
- WENK, E. (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. *Die Paragenese Calcit-Plagioklas. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 42, 139–152.
- WENK, E. et WENK, H.R. (1984): Distribution of plagioclase in carbonate rocks from the tertiary metamorphic belt of the central alps. *Bull. Minéral.* 107, 357–368.
- WHITE, S.H. (1976): The effects of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartzites. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A283, 69–86.
- WHITE, S.H., BURROWS, S.E., CARRERAS, J., SHAW, N.D. et HUMPHREYS, F.J. (1980): On mylonites in ductile shear zones. *J. of Struct. Geol.* 2, No. 1/2, 175–187.
- WINCHESTER, J.A. et MAX, M.D. (1984): Element mobility associated with syn-metamorphic shear zones near Scotchport, NW Mayo, Ireland. *J. Metamorphic. Geol.* 2, 1–11.

Manuscrit reçu le 4 février 1991; manuscrit révisé accepté le 20 février 1992.