

Transfert de matière et déformation des granitoïdes : aspects méthodologiques

Autor(en): **Marquer, Didier**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **69 (1989)**

Heft 1

PDF erstellt am: **11.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-52774>

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.

Transfert de matière et déformation des granitoïdes Aspects méthodologiques

par *Didier Marquer*¹

Abstract

Interactions between deformation, metamorphism and chemical mass transfer are proposed, based on studies of various examples of mylonitised granites. This approach is used to consider:

- (i) The influence of deformation and metamorphism on mass transfer processes.
- (ii) The boundaries conditions of these systems (open or closed) and the transfer mechanisms of chemical elements by fluids.

The applied methods to estimate mass transfer by fluid during mylonitisation are developed with examples from shear zones studied in the External Crystalline Massifs (Switzerland). This quantitative approach, relating mass transfer and deformation in rocks, encompasses:

- (i) The quantification of finite strain intensity.
- (ii) The quantification of chemical variations associated with deformation.
- (iii) The determination of chemical variation profiles along shear zones.

A model for initiation and propagation of chemical mass transfer by fluid in a closed system during mylonitisation is proposed.

Keywords: Granites, mylonites, deformation, geochemistry, metamorphism, fluids.

Résumé

Une méthode d'étude des variations de composition chimique des roches associées aux zones de cisaillement est présentée à partir d'exemples naturels ou théoriques. Cette méthode est plus particulièrement développée pour l'étude des granitoïdes déformés par des processus de mylonitisation. Ce type d'approche vise à définir:

- (i) Les rôles respectifs de la déformation et du métamorphisme.
- (ii) Les conditions aux limites des systèmes et les mécanismes de transfert associés à la déformation.

Dans cette méthode d'étude des transferts de matière, les techniques utilisées sont développées à partir d'exemples étudiés dans les Massifs Cristallins Externes Suisses. Elles portent sur les points suivants:

- (i) La quantification de l'intensité de déformation.
- (ii) La quantification des variations chimiques associées à la déformation.
- (iii) L'établissement des profils de variations chimiques.

Un modèle d'initiation et d'évolution progressive des transferts en système fermé au cours de la mylonitisation est proposé.

1. Introduction

Différents types d'objets géologiques ont été décrits dans le cadre général des études des transferts de matière liés à la déformation. Le but de ces travaux porte essentiellement sur les aspects suivants:

- (i) Les variations de compositions minéralo-

giques et chimiques associées à la déformation.

- (ii) L'échelle et les conditions aux limites des systèmes² (système ouvert-fermé).

- (iii) Les rôles respectifs de la déformation et du métamorphisme.

Cet article de méthodologie sur l'étude des transferts de matière assistés de fluides au cours de la déformation est focalisé sur les roches mag-

¹Institut de Géologie, rue E. Argand, 11,
CH-2007 Neuchâtel, Suisse.

²Le système représente la zone de cisaillement depuis la roche non-déformée jusqu'aux ultramylonites.

matiques déformées, et plus particulièrement sur les zones de cisaillement ductiles qui les affectent. Ce choix est subordonné aux trois raisons suivantes:

- (1) L'homogénéité chimique initiale de ce type de roches dans de grands volumes.
- (2) La conservation de l'état de référence textural et géochimique dans des zones préservées de la déformation.
- (3) La présence générale de granitoïdes dans la croûte continentale.

Les problèmes des interactions entre la déformation, le métamorphisme et les transferts dans les roches quartzo-feldspathiques ont déjà été soulevés dans le cas de conditions métamorphiques de bas grade (FYFE, 1976; MITRA, 1978). Les nombreuses études géochimiques effectuées, ces dernières années dans des roches plutoniques déformées, soulignent l'absence apparente de relations systématiques entre la nature des variations chimiques et l'intensité de déformation (Tab. 1). Ceci reflète en particulier la diversité des conditions de transfert (conditions métamorphiques, type de roche initiale, échelle du système, fluides). Les causes des transferts de matière le plus souvent invoquées par les auteurs peuvent être résumées de la manière suivante:

(1) Pour certains, les zones de cisaillement fonctionnent comme des endroits privilégiés à la circulation des fluides et favorables aux mécanismes métasomatiques (BEACH, 1976, 1980; ETHERIDGE et al., 1983, 1984). Pour ces auteurs, les transferts sont contrôlés par les équilibres chimiques avec un fluide externe en système ouvert (ETHERIDGE et al., 1981).

(2) Pour d'autres, les mécanismes de déformation (ROY, 1977; DIXON et WILLIAMS, 1983; FLOYD et WINCHESTER, 1983; WATT et WILLIAMS, 1983) et les transformations minéralogiques (WHITE et KNIPE, 1978; RUBIE, 1983) semblent être des facteurs déterminants dans le contrôle des transferts.

Le but de cet article est de présenter une méthode de quantification des variations de compositions chimiques rigoureuse pour l'étude des roches magmatiques affectées de cisaillements ductiles. Ceci afin de définir, d'une part les rôles respectifs de la déformation et du métamorphisme dans les processus de transfert de matière et d'autre part, d'appréhender les conditions aux limites des systèmes et les mécanismes de transport impliqués.

2. Relations entre déformation, métamorphisme et transfert de matière

L'influence complexe des divers paramètres physico-chimiques (T, P, phase fluide, réactions métamorphiques, mécanismes de déformation...) dans les processus de migration de matière, soulevée en introduction, montre l'inter-dépendance entre la déformation, les transformations minéralogiques et les mobilités chimiques. Afin de mieux cerner le rôle de ces différents paramètres, une étude est réalisée à partir des travaux précédents (Tab. 1 et 2) et des zones plus particulièrement étudiées dans les Massifs Cristallins Externes Suisses (MARQUER, 1987).

2.1. RÔLE DE LA DÉFORMATION

Les déformations de types fragiles ou ductiles à l'échelle minérale, induisent une réduction de la taille des grains dans les zones de cisaillement (WATTERSON, 1975; WHITE, 1976; WHITE et al., 1980). D'un point de vue mécanique, la réduction de la taille des grains conditionne l'efficacité des mécanismes de déformation qui dépendent de la taille des grains et contribue en partie à l'amollissement dans les domaines déformés (softening processes) (WHITE, 1976, 1977; WHITE et al., 1980).

Du point de vue des transferts de matière, lorsque les phases minérales sont en déséquilibre avec le fluide externe, la diminution de la taille des grains augmente la surface offerte aux réactions et favorise la mise en solution des ions (KERRICH, 1977; MITRA, 1978, 1979; GRATIER, 1984). De plus, la localisation de la déformation dans des bandes de déformation au niveau des zones de cisaillement modifie la structure de la roche et facilite ainsi les déplacements d'ions en augmentant la perméabilité du milieu (GRATIER, 1984). L'influence de la déformation sur l'augmentation de la surface de réaction et sur la géométrie des chemins de transfert peut être illustrée par des exemples étudiés dans les Massifs Cristallins Externes Suisses.

2.1.1. Augmentation de la surface de réaction

Dans les zones de cisaillement de la granodiorite du Grimsel (Massif de l'Aar), dès les premiers stades de déformation [$\Sigma s < 2$], la taille des clastes magmatiques diminue de manière considérable (Fig. 1) tandis que les transferts de matière à l'échelle de l'échantillon restent faibles (Fig. 11). Les mécanismes de déformation fragi-

Tab. 1 Tableau récapitulatif de quelques études portant sur les variations géochimiques d'éléments majeurs dans les zones de cisaillement. Les mobilités sont celles définies par les auteurs.

	Référence	Facès métamorphique pendant la déformation	Nature de la roche initiale	Echelle	Localisation	Mobilité des éléments augmentation	Mobilité des éléments majeurs Diminution
1	DRURY, 1974	Amphibolite	Granite	-	Lewisian Complex NW Ecosse	K ₂ O	CaO, P ₂ O ₅
2	BEACH, 1976	Amphibolite	Granulite	-	NW of Scourie Ecosse	K ₂ O	Na ₂ O, MgO, CaO Fe ₂ O ₃ *
3	BEACH, 1976	Amphibolite	Granite	-	NW of Scourie Ecosse	K ₂ O, MgO, Fe ₂ O ₃ *	Na ₂ O, CaO
4	BEACH, 1976	Amphibolite	Gabbro	-	Ben stac line Ecosse	K ₂ O, MgO	Na ₂ O, CaO, Fe ₂ O ₃ *
5	BEACH, 1976	Amphibolite	Granite (Anatectique)	-	Torrindon Ecosse	Na ₂ O	K ₂ O, CaO
6	KERRICH, et al.1977	Amphibolite	Adamellite	c.m.	Laghetti, Italie		Isochimique
7	KERRICH et al.1977	Schiste vert	Metabasalte	300 m	Yellowknife, Canada	K ₂ O, CaO	SiO ₂ , Na ₂ O
8	ROY, 1977	Amphibolite	Trondhjemitite	10 m	Bergen, Norvège	SiO ₂ , K ₂ O, MgO, Fe ₂ O ₃ *	Na ₂ O, CaO
9	ROY, 1977	Amphibolite	Granite	20 m	Sikkin, Hymalaya	K ₂ O, Na ₂ O, MgO	SiO ₂ , CaO, Fe ₂ O ₃ *
10	BOSSIERE, 1980	Amphibolite	Granite	3 m	Grande Kabylie Algérie	MgO	K ₂ O, Na ₂ O, CaO
11	KERRICH et al.1980	Schiste vert	Granite	-	Mieville, Suisse		Isochimique
12	KERRICH et al.1980	Schiste vert	Granite	-	Mieville, Suisse		Isochimique
13	BRODIE, 1981	Amphibolite	Metagabbro	5 m	Val d'Ossola, Italie		Isochimique
14	ETHRIDGE et al.1981	Amphibolite	Gneiss granitique	10 m	Arnaboll thrust, Ecosse	CaO	K ₂ O, SiO ₂
15	WILLIAMS-DIXON, 1982	Schiste vert	Granite	2 m	Locquirec, Bretagne	K ₂ O, Fe ₂ O ₃ *	SiO ₂ , Na ₂ O, CaO
16	DIXON-WILLIAMS, 1983	Schiste vert	Granite	10 m	Arnaboll thrust, Ecosse	K ₂ O	SiO ₂ , Na ₂ O, CaO
17	FLOYD et al. 1983	Amphibolite	Métabasite	cm	Ribigill, Ecosse	K ₂ O	Na ₂ O, CaO, MgO
18	FLOYD et al.1983	Amphibolite	Métabasite	4 m	Kinloch, Scotland	K ₂ O	Na ₂ O, CaO, MgO
19	BOULLIER, 1984	Schiste vert	Granulites alcalines	500 m	Adrar Ouzzein		Isochimique

Tab. 2 Tableau récapitulatif des études portant sur les variations d'éléments traces et de terres rares au cours de la déformation. (Même remarque que pour le tableau 1).

Auteurs	Faciès métamorphique	Type de Roche	Apports	Dépôts
DRURY, 1974	Amphibolite Amphibolite Schiste vert	Granite Roche basique Gneiss	Rb, Ba, Th Rb, Pb Ba, La, Ce	Sr, La
DOSTAL & al. 1980	Amphibolite	Roche ultrabasique	Rb, Zr, Nb, Hf, Ta Ba, Th, U LREE	Sc, Y HREE
FLYOD & WINCHESTER, 1983	Amphibolite	Métabasite	Rb, Ba	Sr
WINCHESTER & MAX, 1984	Amphibolite	Métaacide Métabasite	Nb, Y, Zr Rb, Nb, Zr, Sr, La	Sr, Ni Cr, Ni, Y, Ce, Nd

les (fracturation des feldspaths) et plastiques s.s. (extinctions onduleuses et sous grains pour les quartz, macles mécaniques et structures de dislocations pour les feldspaths (microscopie électronique: AUFFRAY, 1987), dominant pour ces intensités de déformation modérées (MARQUER, 1987). Pour une quantité plus forte de déformation ($\bar{\Sigma}s > 2$), la réduction importante de la taille des grains augmente la porosité interconnectée (ETHERIDGE, 1983) et conduit à un seuil critique des valeurs surface/volume des phases minérales qui favorise les mécanismes par diffusion (dissolution-recristallisation, néogénèses; MARQUER et al., 1985; MARQUER, 1987). Cette réduction brutale de la taille des grains au niveau des orthogneiss, doit s'accompagner d'un adoucissement à l'échelle des grains (MITRA, 1978, 1979) qui permet d'activer les réactions (KERRICH, 1979; RUTTER, 1983; GRATIER, 1984; KRONENBERG et TULLIS, 1984) et de libérer certains ions mobiles (Fig. 11).

2.1.2. Chemins des transferts

Dans les zones de cisaillement étudiées, un important réseau interconnecté de bandes de déformation ductiles se développe pour des intensités de déformation correspondant à la transition orthogneiss-mylonites ($\bar{\Sigma}s \approx 2$), (Fig. 2). Ce phénomène peut, en outre, être corrélé aux variations des éléments mobiles au cours de la déformation: En effet, le degré de connection des bandes de déformation et les transferts de matière exprimés en fonction de l'intensité de déforma-

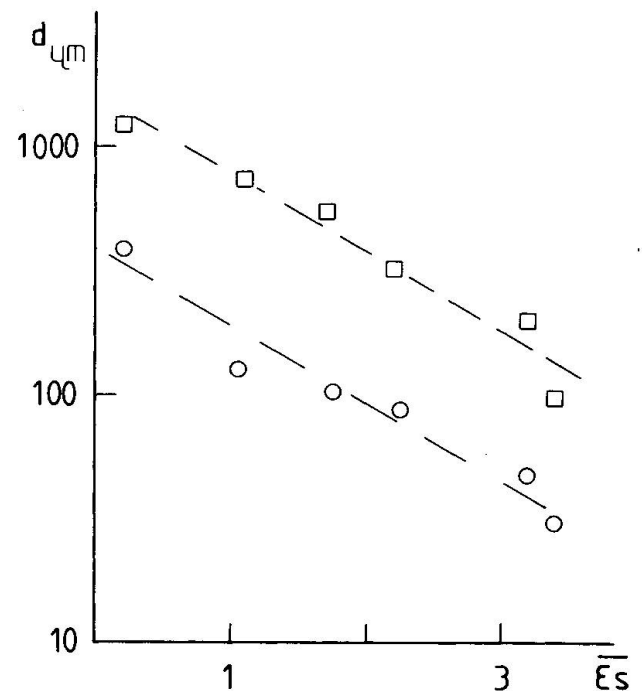


Fig. 1 Evolution de la taille des grains en fonction de l'intensité de déformation finie pour 6 échantillons déformés de la granodiorite du Grimsel (M.C.E. Suisses). Carrés: Plagioclases; Cercles: Quartz.
 $\bar{\Sigma}s = \sqrt{3/3} [(\Sigma_1 - \Sigma_2)^2 + (\Sigma_2 - \Sigma_3)^2 + (\Sigma_3 - \Sigma_1)^2]^{1/2}$
 (NADAI, 1963); $\Sigma_1, \Sigma_2, \Sigma_3$: Étirements logarithmiques principaux.

tion finie montrent des relations similaires (comparer les figures 2 et 11 (CaO et MgO)). Ce type de relations montre que l'augmentation du nombre des bandes de déformation crée un réseau de communication anastomosé qui facilite les transferts de matière à une échelle supérieure à celle de l'échantillon (Fig. 11). D'un point de vue spa-

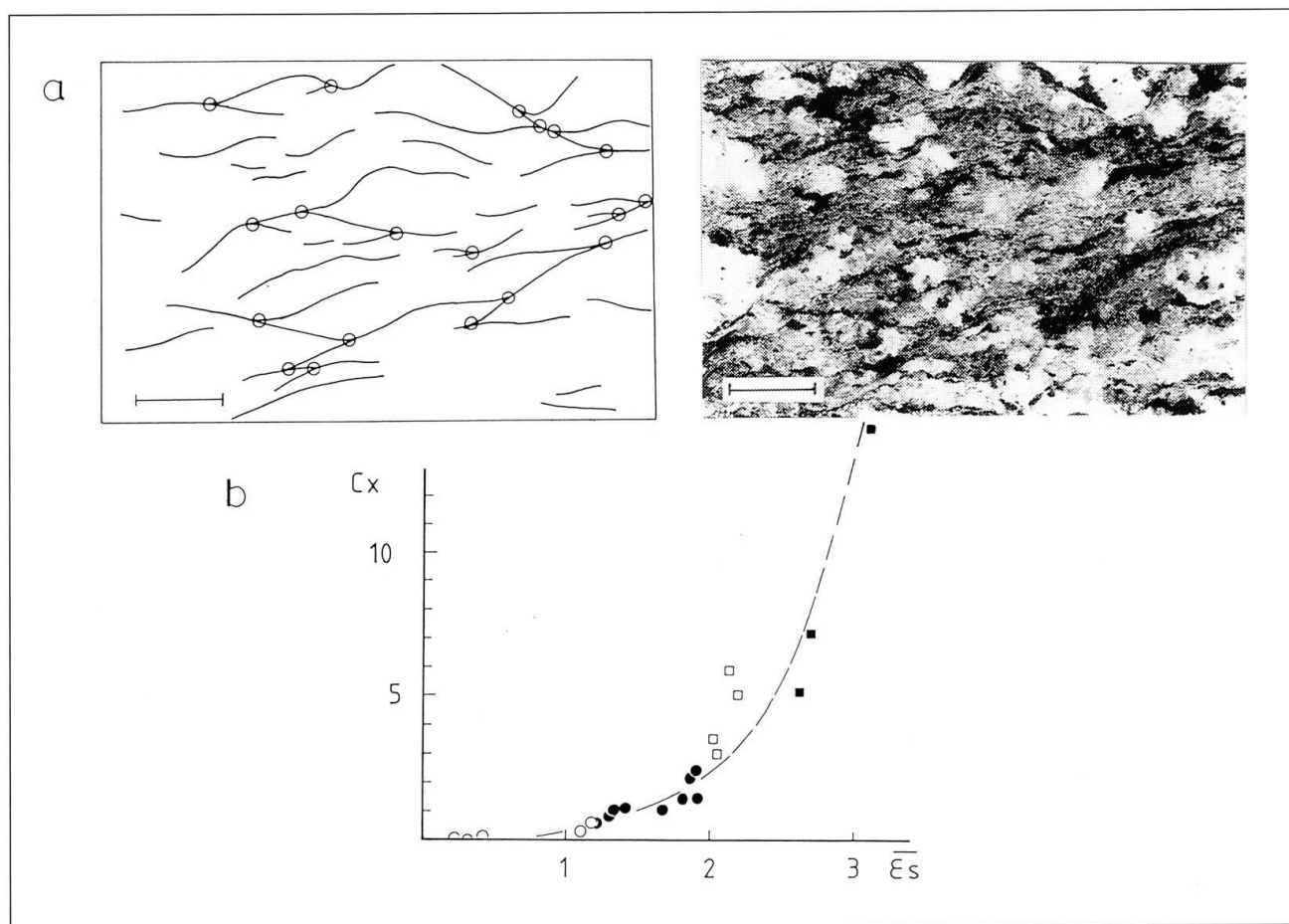


Fig. 2 Degré de connection des bandes de déformation (C_x) dans les échantillons de la granodiorite du Grimsel. a: Intersections des bandes de déformation (cercles) dans un échantillon d'orthogneiss (cf. photographie). Echelle: 1 cm. b: Degré de connection en fonction de l'intensité de déformation finie. C_x = nombre de connections/unité de surface (cm^2). ○: Roche peu déformée; ●: Orthogneiss; □: Mylonites; ■: Ultramylonites.

tial, l'échelle de l'instabilité chimique, lorsqu'elle existe, dépend alors de la dimension des zones déformées.

2.2. LE RÔLE DU MÉTAMORPHISME

D'un point de vue mécanique, les réactions métamorphiques dans les zones de cisaillement génèrent le plus souvent des phases minérales plus ductiles que les minéraux de la roche initiale (TEALL, 1885; BEACH, 1976; KERRICH, 1977; WHITE and KNIPE, 1978; ROBIN, 1979; WHITE et al., 1980)... Ce qui a mené certains auteurs à décrire les phénomènes d'adoucissement comme le résultat des transformations métamorphiques (RUBIE, 1983, WHITE and KNIPE, 1978).

D'un point de vue chimique, dans un milieu où la phase fluide est présente et lorsque les associations minérales initiales sont métastables vis-à-vis des conditions métamorphiques (P, T, activité des ions en solution), la nature des réac-

tions métamorphiques contrôle la nature des ions mobiles. A titre d'exemple, les analyses chimiques disponibles dans les travaux précédents (Tab. 1) sont reportées sur un diagramme triangulaire (Fig. 3). Les principaux minéraux des paragenèses initiales et ceux contemporains de la déformation (plagioclases, feldspath potassique, biotites, micas blancs, amphiboles) sont également représentés sur ce diagramme. Les études minéralogiques effectuées par les auteurs montrent une tendance générale correspondant à une diminution de la phase feldspathique au profit d'une association à micas blancs, biotites, et dans certains cas amphiboles. La nature des ions mobiles reflète parfaitement les transformations de phases impliquées au cours de la déformation (cf. Tab. 1 et Fig. 3).

Le tableau 3 schématise les résultats obtenus dans les Massifs Cristallins Externes Suisses (MARQUER, 1987). Dans le granite de Fibbia (massif du Gothard), déformé dans les conditions proches du faciès amphibolitique (paragenèse

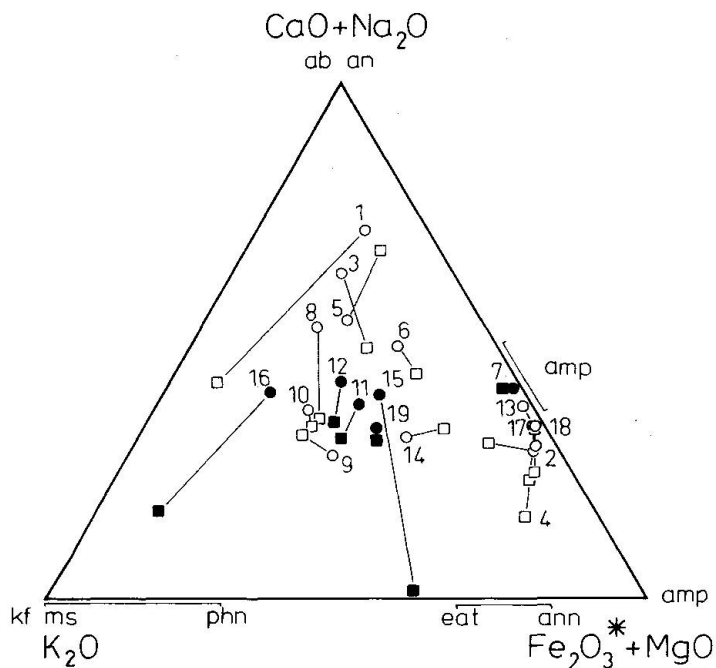


Fig.3 Diagrammes $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$, K_2O , $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$ regroupant des études sur les variations chimiques associées à la déformation (la numérotation correspond au tableau 1). Carrés: Roches déformées; Cercles: Roches peu déformées; Symboles pleins: Faciès schiste vert; Symboles vides: Faciès amphibolite. (Fe_2O_3^* représente le fer total exprimé sous sa forme trivalente.)

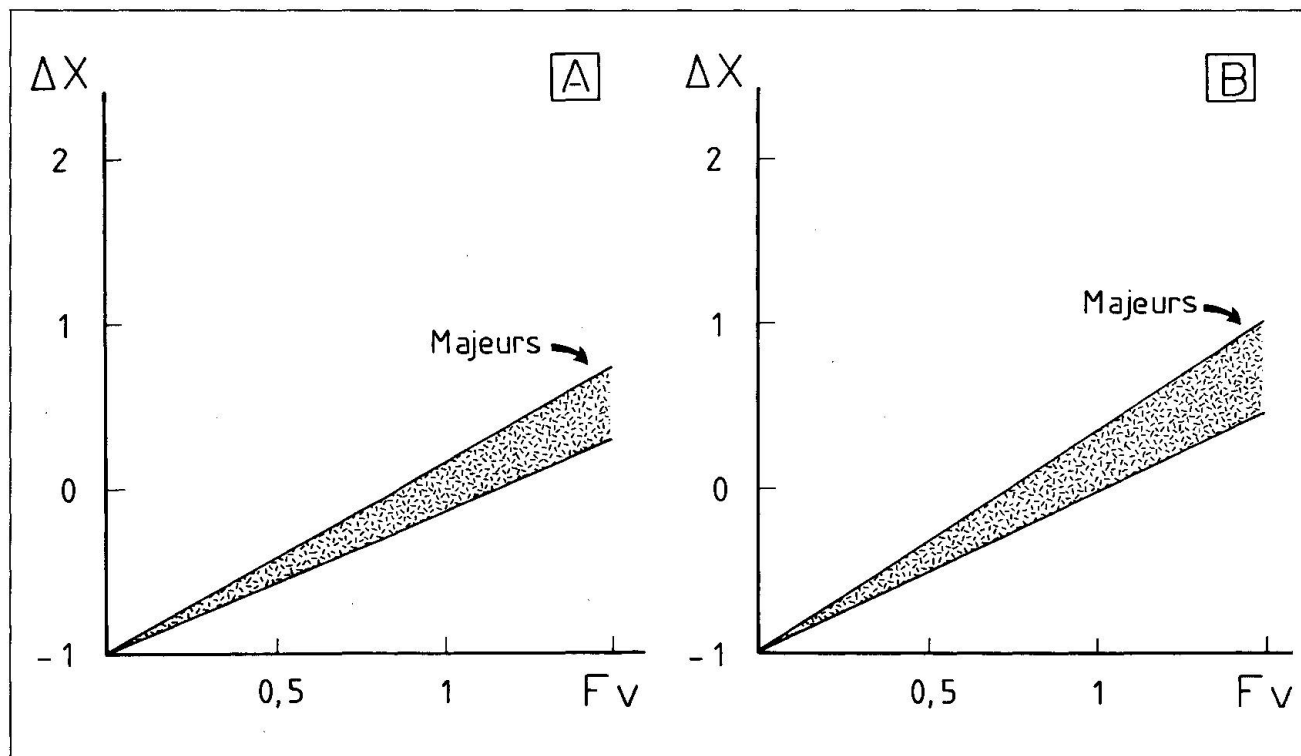


Fig. 4 Diagrammes pondéraux normalisés comparant les variations absolues des éléments majeurs dans le granite de Fibbia (massif du Gothard). La trame correspond au champs de répartition des droites de comportement des divers oxydes. A: Variations magmatiques: Comparaison des analyses entre deux roches peu déformées ($\Delta\text{SiO}_2 = 1,3\%$). B: Variations avec la déformation: Comparaison des analyses entre une ultramylonite et une roche peu déformée (cf. Fig. 10).

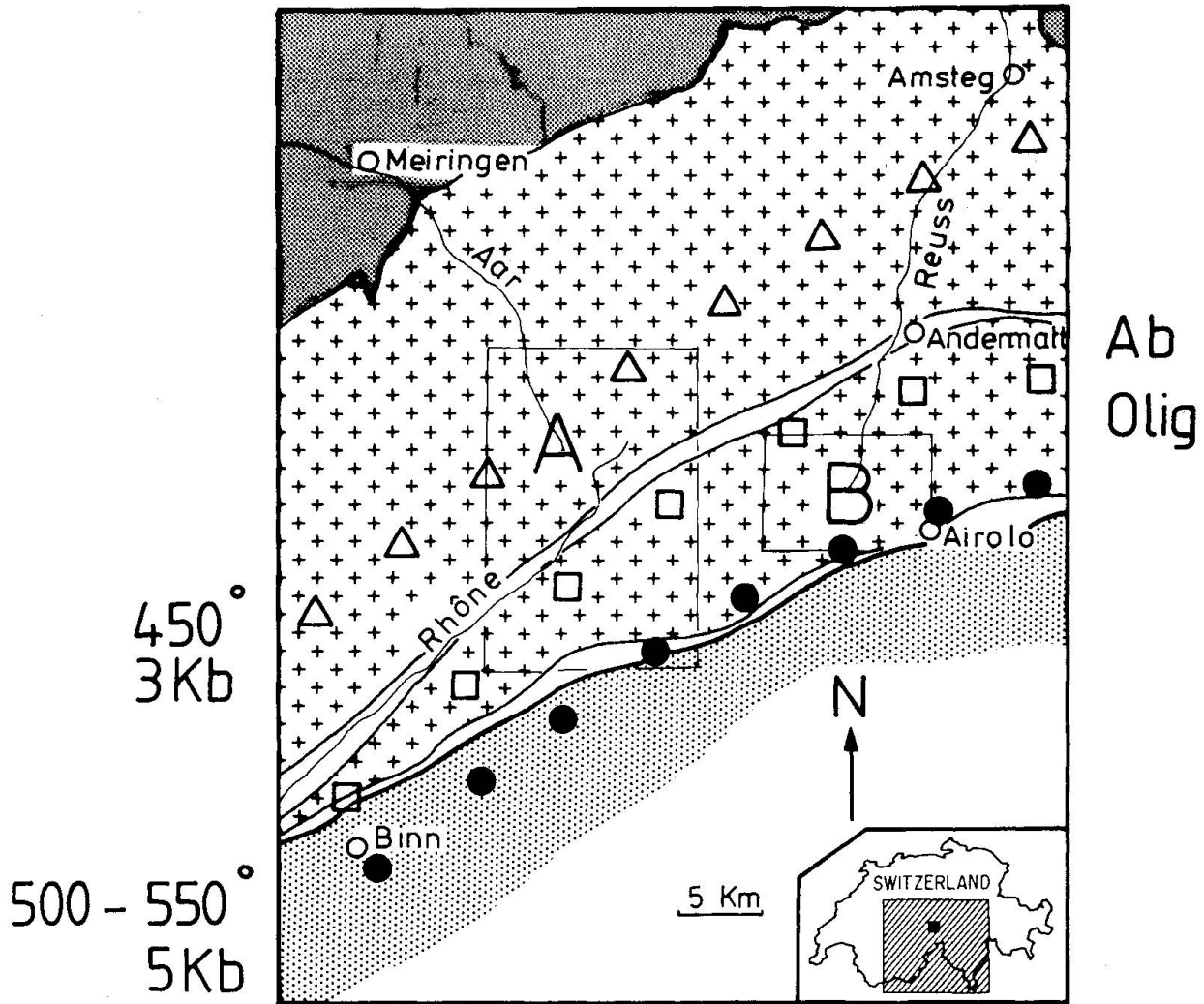


Fig. 5 Carte géologique de la région étudiée. A: Granodiorite du Grimsel (massif de l'Aar). B: Granite de Fibbia (massif du Gothard). Répartition des isogrades du métamorphisme alpin. Triangles: Transformation triclinique/monoclinique du feldspath potassique (BAMBAUER & BERNOTAT, 1982); Carrés: Transformation albite-oligoclase (STECK, 1976); Cercles: Apparition du staurotide (FREY, 1974).

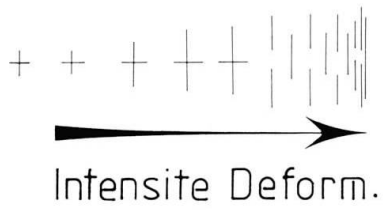
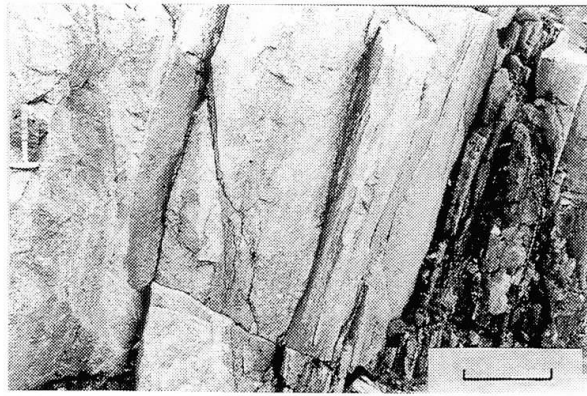
stable: oligoclase, feldspath potassique, biotite brune, quartz; microstructures: présence de myrmékites), l'étude géochimique des roches déformées par des zones de cisaillement ductiles montre que les variations de compositions chimiques sont inexistantes ou comprises dans les gammes des fluctuations magmatiques initiales (Fig. 4). Ce résultat confirme, pour des zones de déformation similaires (modification de texture et intensité de déformation comparables (Fig. 7), échelles des zones semblables (MARQUER, 1987), mais un contexte métamorphique différent (Fig. 5), l'influence de la stabilité de la paragenèse initiale au cours de la déformation.

Pour réaliser une recrystallisation totale dans les faciès déformés et un changement global de composition chimique de la roche totale, trois conditions sont donc nécessaires:

- (i) La présence d'une phase fluide interstitielle.
- (ii) L'apparition d'une nouvelle paragenèse stable de composition chimique différente de la roche initiale.
- (iii) La possibilité de transferts de cations par un mécanisme intergranulaire sur une distance supérieure au pas d'échantillonnage.

2.3. LES DIFFÉRENTS MÉCANISMES DE TRANSFERT

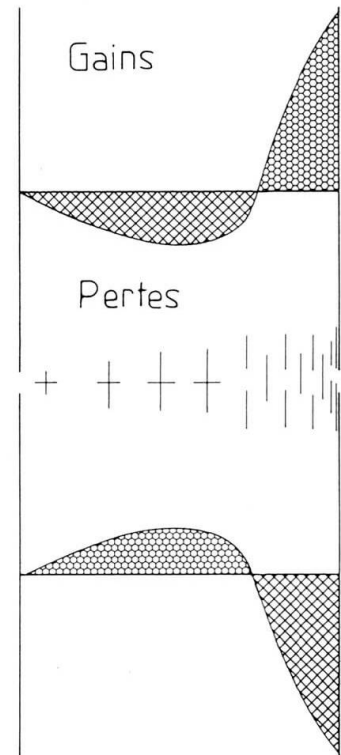
Deux processus fondamentaux de migrations intergranulaires en présence de fluides peuvent être envisagés (FLETCHER and HOFFMANN, 1974): (i) La diffusion des ions dans une phase fluide stationnaire, ou (ii) le mouvement convec-



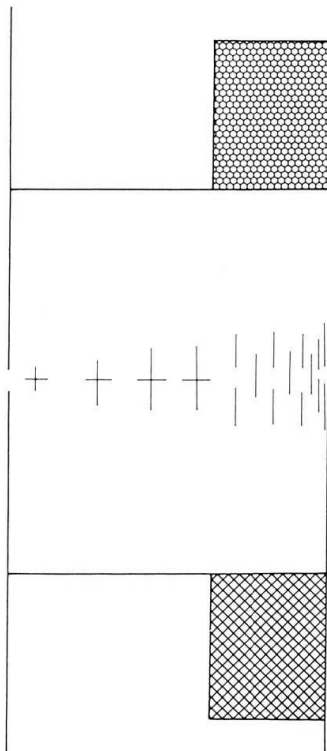
TYPE III

Sg

Sp



TYPE I



TYPE II

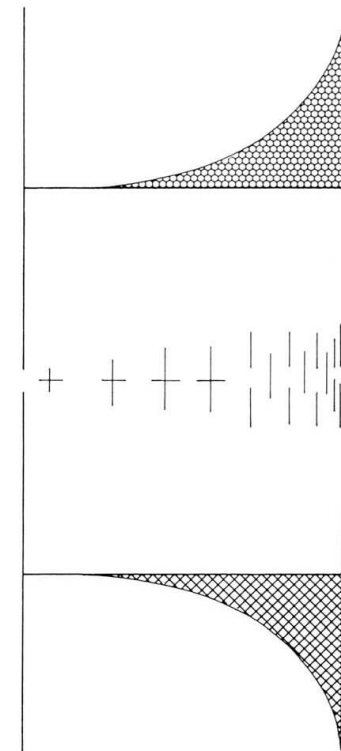


Fig. 6 Profils théoriques des variations pondérales des éléments chimiques dans une zone déformée. Les trois types de profils de variation des éléments sont représentés sur une coupe dans un gradient de déformation (Photo en encart: Echelle, 2 m). Sg: Surface gagnée; Sp: Surface perdue.

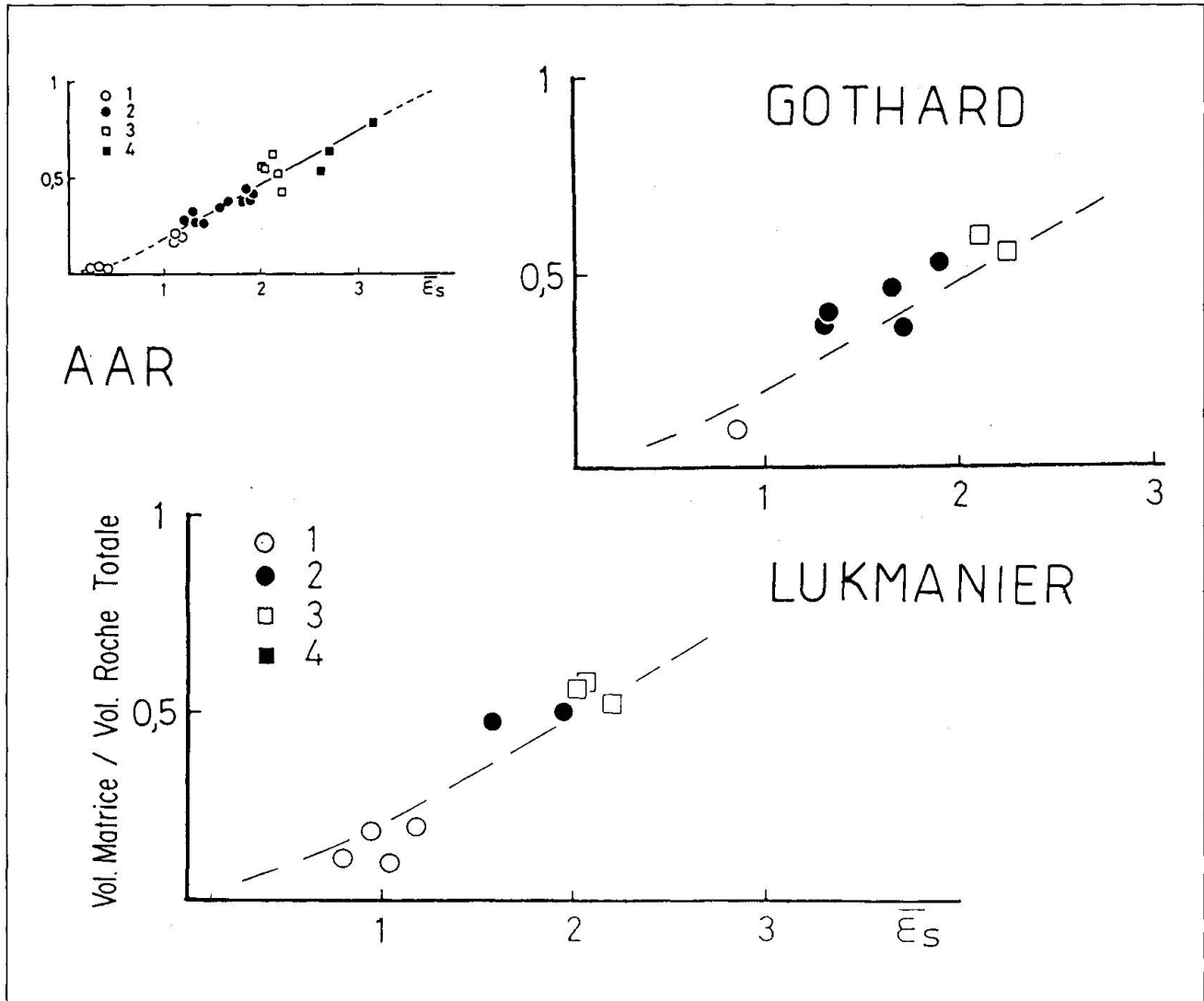


Fig. 7 Comparaison des relations entre le pourcentage de matrice et l'intensité de déformation fine dans les granitoïdes étudiés. A: Granodiorite du Grimsel (MARQUER et al., 1985); B: Granite de Fibbia; C: Granodiorite de Lukmanier (MARQUER, 1987). Pour ces trois diagrammes, la courbe en tirets représente l'évolution dans la granodiorite du Grimsel (Coefficient de corrélation: 0,934). Symboles identiques à la figure 2.

tif du fluide par rapport au milieu solide (infiltration). Ces différents types de mécanismes de transfert ont fait l'objet d'études particulières. Des modèles de déformation et des lois de fluage par dissolution-cristallisation sont proposées par J. P. GRATIER (1984), afin de comparer l'importance des divers paramètres influant sur les vitesses de fluage (Tab. 4). Dans ce tableau, la taille du système clos et l'influence des chemins de transfert sont des paramètres de base de l'estimation des vitesses de déformation (GRATIER, 1984).

En général, la majorité des auteurs (KORZHINSKII, 1970; FLETCHER and HOFFMANN, 1974; FRANTZ and WEISBROD, 1974; BEACH, 1976; FONTEILLES, 1978; FYFE et al., 1978; ETHERIDGE et al., 1984; GRATIER, 1984; POTDEVIN, 1984)

s'accordent sur des bases naturelles ou théoriques, pour affirmer que seuls les modèles d'infiltration peuvent être responsables de transferts de matière à grande échelle (> mètre).

Un moyen qui puisse permettre de définir la taille limite des systèmes (invoquée dans les modèles de diffusion) réside en l'étude des profils de variation des éléments mobiles dans des zones de cisaillement d'échelles différentes.

2.4. CONDITIONS AUX LIMITES ET PROFILS DE VARIATION

Un moyen de définir les conditions aux limites et dans certains cas le type de mécanisme de transport impliqué est illustré par des exemples

théoriques de profils de variation des éléments dans les zones déformées. Le type de profil d'évolution de l'instabilité géochimique en fonction de l'intensité de déformation dépend fortement des conditions aux limites du système (Fig. 6):

(i) *Type I & II*: Dans le cas d'un système ouvert, les bilans de matière n'ont pas à refléter la composition initiale de la roche ($S_g + S_p \neq 0$).

(ii) *Type III*: Pour une composition initiale donnée, les transferts d'ions en système fermé sont compensés de manière pondérale afin de maintenir la composition globale du système déformé égale à la roche initiale ($S_g + S_p = 0$).

De plus ces types de profils permettent, dans certains cas, la caractérisation des mécanismes de transport:

Type I: Infiltration

Les variations de type I montrent des seuils de modification représentés par une cassure dans la courbe d'évolution qui correspondent, en règle générale, aux lois des fronts métasomatiques (KORZHINSKII, 1970; FONTEILLES, 1978).

Type II: Infiltration et/ou diffusion

Le type II montre une évolution progressive des transferts lorsque l'intensité de déformation augmente. Dans ce type de profils, les mécanismes de transport par infiltration et/ou par diffusion ne sont pas différenciables.

Type III: Diffusion

Ce type de profil est incompatible avec un mécanisme d'infiltration. En effet un fluide en mouvement qui entraîne des particules (infiltration) ne peut être responsable à la fois de gains et de pertes d'un élément sur un même profil (Fig. 6). Ce type de variation est associée à la diffusion des ions en solution.

Si la mise en évidence des conditions aux limites et des mécanismes de transfert est en théorie possible, dans les exemples naturels, certains problèmes techniques doivent être résolus:

(i) Quantifier l'intensité de déformation et la distance par rapport à la roche initiale dans tous les échantillons analysés.

(ii) Quantifier les modifications chimiques strictement associées à la déformation.

3. Méthodologie et techniques d'étude

L'établissement de bilans des transferts de matière en fonction de la déformation qui soient rigoureux, nécessite (i) la caractérisation du contexte métamorphique et structural des zones étudiées, (ii) la quantification de l'intensité de déformation et des variations chimiques absolues

dans les différents échantillons et (iii) la représentation de profils de variation de la teneur des éléments dans des zones de cisaillement d'échelles différentes. Dans ce chapitre, quelques techniques d'étude nécessaires à l'évaluation des transferts de matière dans les zones déformées sont développées.

3.1. QUANTIFICATION DE LA DEFORMATION FINIE

Les roches magmatiques ont généralement la particularité de présenter des enclaves homogènes déformées dont les rapports axiaux dans les plans principaux de déformation permettent de quantifier l'intensité de la déformation dans les zones de cisaillement (RAMSAY, 1967). Toutefois tous les échantillons analysés n'ont pas la particularité de présenter des enclaves magmatiques. Un paramètre montrant une forte corrélation à l'intensité de déformation finie et présent dans toutes les roches étudiées doit alors être choisi.

Le changement progressif de texture macroscopique dans les gradients de déformation a été retenu pour sa représentativité à l'échelle de l'échantillon et sa facilité d'estimation statistique (MARQUER, 1987). En effet, lorsque la déformation s'accompagne de la formation de mylonites, les mécanismes de déformation produisent un matériel plus fin que le matériel initial: Ce matériel est défini sous le terme de matrice. Le pourcentage de matrice augmente avec l'intensité de

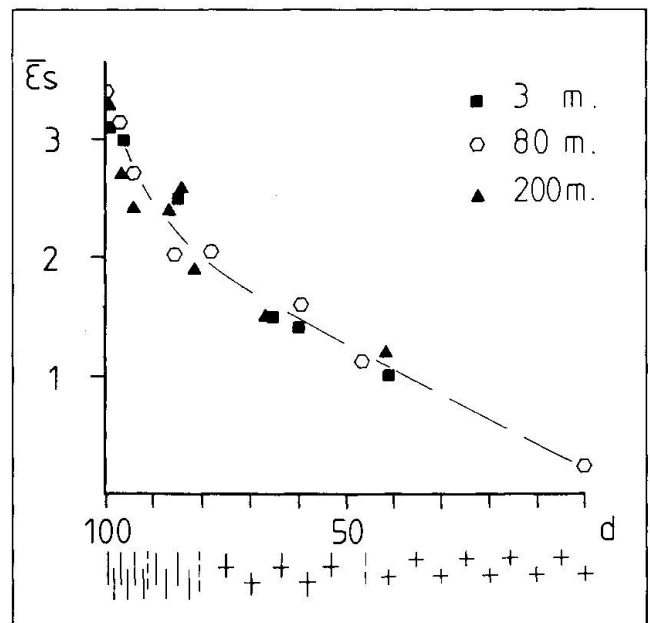


Fig. 8 Evolution de l'intensité de déformation normalisée par rapport à la distance dans les trois zones de la granodiorite du Grimsel étudiées. Echelle des zones: Carrés: 3 m; Hexagones: 80 m; Triangles: 200 m.

Tab. 3 Tableau illustrant les conditions métamorphiques et les variations minéralogiques dans les massifs de l'Aar et du Gothard (MARQUER, 1987). I: Roches initiales; II: Zones déformées (ultramylonites).

	GRANODIORITE DU GRIMSEL (Aar)		GRANITE DE FIBBIA (Gothard)	
Déformation	Hétérogène		Hétérogène	
Métamorphisme	Schiste vert (450°C, 3-3,5 Kb)		Amphibolite (550°C, 5-5,5 Kb)	
Paragénèses minérales	I	II	I	II
	Oligoclase K.feldspath Biotite Quartz	Albite Muscovite Biotite Quartz	Oligoclase K.feldspath Biotite Quartz	Oligoclase K.feldspath Biotite Quartz
Transferts de matière	Eléments fortement mobiles: K, Mg, Rb, Na, Ca, Sr.		Néant	

déformation jusqu'aux termes ultramylonitiques représentés par 100% de matrice fine recristallisée. L'estimation des valeurs de ce paramètre est effectuée de manière optique sur photographies de sections de macro-échantillons orientées perpendiculairement à la foliation et parallèle à la linéation d'étirement (λ_1/λ_3) et représentatives des intensités de déformation finie mesurées à l'aide des enclaves (MARQUER, 1987). Ce type de méthode a été appliqué à certaines zones de ci-

saillement alpines qui affectent les Massifs Cristallins Externes Suisses (Fig. 7). Indépendant des conditions métamorphiques et de la roche initiale, ces diagrammes montrent la forte corrélation entre le pourcentage de matrice et l'intensité de déformation finie.

Des profils d'intensité de déformation-distance ont également été réalisés pour trois zones de cisaillement d'échelles différentes étudiées dans la granodiorite du Grimsel (massif de

Tab. 4 Tableau comparatif des paramètres intervenants dans les différents modèles de transfert pour le calcul de la vitesse de déformation d'un cube de côté d avec un mécanisme de fluage par dissolution-cristallisation en système clos (d'après GRATIER, 1984).

Processus limitant la vitesse du fluage	Numéro du modèle	Facteurs du déplacement et des matériaux	Facteurs géométriques	Force motrice
Diffusion aux joints des domaines	D	$D_m \cdot \bar{c} \cdot V_s / R.T$	$\alpha \cdot w/d^3$	$\Delta\sigma_n$
Diffusion à travers les domaines	D'	$D_s \cdot \bar{c} \cdot V_s / R.T$	α'/d^2	$\Delta\sigma_n$
Réactions aux interfaces solide/fluide (dissolution, cristallisation)	R	$k' \cdot \bar{c} \cdot V_s / R.T$	z/d	$\Delta\sigma_n$
Infiltration à travers les domaines (gradient de charge fonction de la taille des domaines).	I	$K \cdot \Delta\bar{c}/n$	B/d^2	$\rho \cdot g \cdot \Delta h$
Infiltration à travers les domaines (gradient de charge indépendant de la taille des domaines).	I'	$K \cdot \Delta\bar{c}/n$	$z/d \Delta x$	$\rho \cdot g \cdot \Delta h$

l'Aar). Ces trois profils sont représentés dans un même diagramme. Ils sont normalisés par rapport à la taille respective de chaque zone de cisaillement (Fig. 8): Le profil final obtenu montre l'identité et la cohérence entre les différentes zones. En d'autres termes, dans les zones de cisaillement de la granodiorite, les proportions volumiques de chaque faciès de déformation sont indépendantes de l'échelle considérée. Afin de comparer les différentes zones étudiées, les profils de variation de teneur en éléments chimiques seront alors effectués par rapport à l'intensité de déformation finie définie à l'aide du rapport matrice/clastes (Fig. 11).

3.2. QUANTIFICATION DES VARIATIONS CHIMIQUES

La comparaison des analyses chimiques de roches ayant subi des intensités de déformation finie différentes pose deux problèmes majeurs:

- (i) Séparer les variations associées à la déformation des fluctuations magmatiques.
- (ii) Estimer les gains et les pertes absolus des différents éléments au cours de la déformation.

3.2.1. Etat de référence

La déformation modifie radicalement la texture de la roche. Dans un premier temps, il faut donc s'assurer que les roches déformées avaient la même composition initiale que la roche non-déformée. L'utilisation de certains diagrammes

géochimiques permet de séparer la part des modifications chimiques strictement associées à la déformation de celles occasionnées par des processus de différenciation magmatiques. La caractérisation de l'état de référence peut être illustrée dans l'exemple de l'étude des variations chimiques associées aux zones de cisaillement du granite de l'Aar et de la granodiorite du Grimsel (MARQUER et al., 1985; MARQUER, 1987) (Fig. 9).

L'analyse factorielle en composantes principales (PEARSON, 1901; HOTELLING, 1933; LEBART, 1973) permet de différencier des groupes d'éléments en fonction de leurs degrés de corrélation mutuels. Cette méthode a parfois été utilisée dans ce genre d'approche (COURRIOUX, 1983, 1984; COFFRANT et al., 1986). Dans l'exemple présenté deux facteurs principaux (F1 et F2) à peu près d'égale importance (80% de la variance totale du système) peuvent être distingués (Fig. 9A):

(i) Le premier facteur correspond aux modifications associées à la déformation (bonne corrélation avec Σs) et oppose K_2O , MgO et l'eau de constitution des minéraux à Na_2O , CaO , MnO .

(ii) Le deuxième facteur correspond à l'évolution magmatique et oppose SiO_2 à Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 et Al_2O_3 .

Cependant, les modifications chimiques associées à l'épisode magmatique et celles synchrones de la déformation doivent être évaluées de manière quantitative. Dans les diagrammes de Harker (Fig. 9B), la distribution des roches non-déformées (cercles) permet de définir l'évolution magmatique et les gammes des fluctuations initiales. Ces diagrammes reflètent le comporte-

Tab. 5 Comparaison de la méthode de GRESENS (1967) et des diagrammes pondéraux normalisés (MARQUER, 1987; POTDEVIN & MARQUER, 1987). X_n : Gain ou perte absolue de l'élément n; f_v : Facteur volumique (volume de la roche II/ volume de la Roche I); d_{II}/d_I : Rapport des densités des roches I et II; C_n^I et C_n^{II} : Respectivement le poids du composant n pour 100 grammes de roche I et II.

	METHODE DE GRESENS	DIAGRAMME PONDERAL NORMALISE
Variations de l'élément n entre deux roches I&II	$X_n = f_v \cdot (d_{II}/d_I) \cdot C_n^I - C_n^{II}$	$\Delta X_n = f_v \cdot (d_{II}/d_I) \cdot (C_n^{II}/C_n^I) - 1$
Variations pondérales absolues	Directes	Indirectes
Comparaison de tous les éléments sur un même diagramme	Impossible	Possible

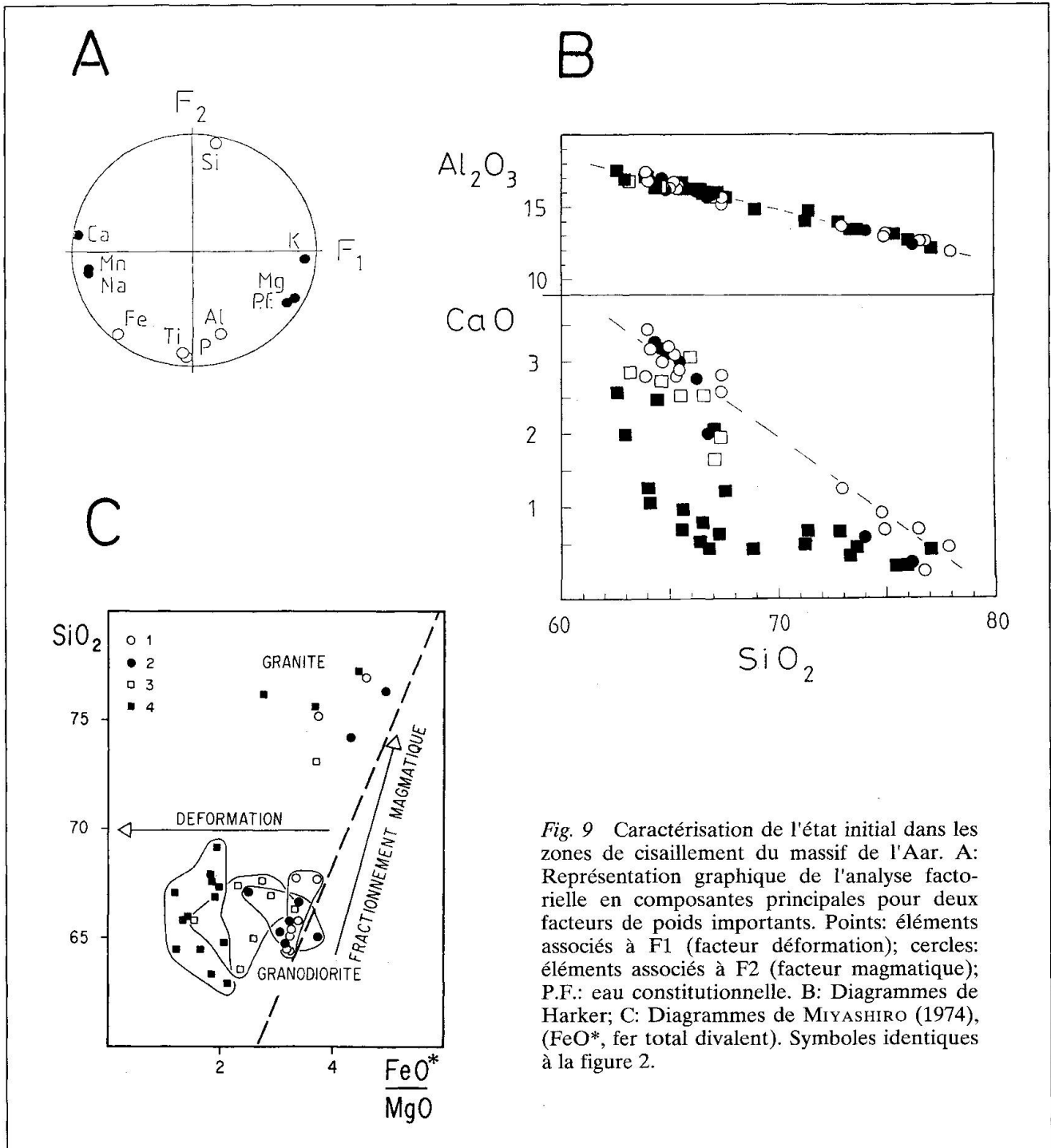


Fig. 9 Caractérisation de l'état initial dans les zones de cisaillement du massif de l'Aar. A: Représentation graphique de l'analyse factorielle en composantes principales pour deux facteurs de poids importants. Points: éléments associés à F1 (facteur déformation); cercles: éléments associés à F2 (facteur magmatique); P.F.: eau constitutionnelle. B: Diagrammes de Harker; C: Diagrammes de MIYASHIRO (1974), (FeO*, fer total divalent). Symboles identiques à la figure 2.

ment des différents oxydes par rapport aux processus magmatiques et à la déformation. A partir de ces diagrammes, deux types de comportement peuvent être définis:

(i) Certains oxydes montrent des corrélations magmatiques quel que soit le degré de déformation des échantillons (ex.: Al_2O_3). Ces éléments ne présentent pas de mobilité apparente avec la déformation.

(ii) Pour les autres oxydes, seuls les points représentatifs des roches non-déformées mon-

trrent des corrélations magmatiques. Les roches fortement déformées montrent soit des augmentations, soit des diminutions (ex.: CaO).

D'autres types de représentations graphiques, plus synthétiques, sont utilisées pour différencier les variations magmatiques de celles associées à la déformation: Les diagrammes de Cawthorn (CAWTHORN, 1975) ou de Miyashiro (MIYASHIRO, 1974) en sont deux exemples (Fig. 9C; MARQUER et al., 1985). La caractérisation géochimique de l'état de référence, nécessite de définir les

évolutions magmatiques des différents oxydes et de ce fait d'obtenir des analyses chimiques d'échantillons non-déformés sur une large gamme magmatique. Les diagrammes magmatiques permettent le choix d'une roche de référence, la quantification des fluctuations magmatiques et renseignent sur la représentativité géochimique des gradients de déformation. Enfin, à partir de ces diagrammes, les variations associées à la déformation et celles liées aux processus magmatiques sont clairement mis en évidence.

3.2.2. Bilans géochimiques

L'estimation des variations chimiques absolues ne peut pas être déduite directement de la composition des analyses chimiques ou minéralogiques exprimées en pourcentage (FONTEILLES, 1978). Afin d'estimer ces variations absolues, une référence sur le changement de volume, l'insolubilité de certains minéraux ou l'immobilité de certains éléments chimiques doit être fixée. En règle générale, trois voies différentes conduisent à l'établissement de bilans à l'échelle d'un système donné: (i) Les bilans géométriques, (ii) les bilans minéralogiques et (iii) les bilans géochimiques.

(i) L'évaluation directe des variations de volume par l'analyse de la déformation est réalisable dans certains cas particuliers, lorsque la connaissance des formes initiales et finales d'un même objet est possible (GARDNER, 1980; MUNIER, 1984; SICARD et al., 1984, 1986).

(ii) Les bilans minéralogiques sont basés sur l'estimation de la quantité de minéraux insolubles présents dans les échantillons non-déformés et déformés (LELONG et SOUCHIER, 1979; GRATIER, 1983, 1984; POTDEVIN et al., 1986). Ce type d'approche nécessite au préalable la définition des phases insolubles.

Ces méthodes de calcul des bilans (i et ii) ne peuvent pas être retenues dans l'étude des transferts de matière associés à la déformation des granitoïdes (faible pourcentage de minéraux insolubles, références géométriques inexistantes).

En contre-partie, les bilans géochimiques (iii) sont particulièrement adaptés à ce genre d'étude. La méthode graphique employée par GRESENS (1967) regroupe des oxydes dont les rapports dans les différents faciès de déformation varient peu. Ces éléments sont alors considérés comme immobiles et rendent possible le calcul des modifications de volume et des variations absolues des éléments mobiles (GRESENS, 1967). Ce type de méthode permet une estimation directe et simple des bilans pondéraux absolus. Cependant, dans

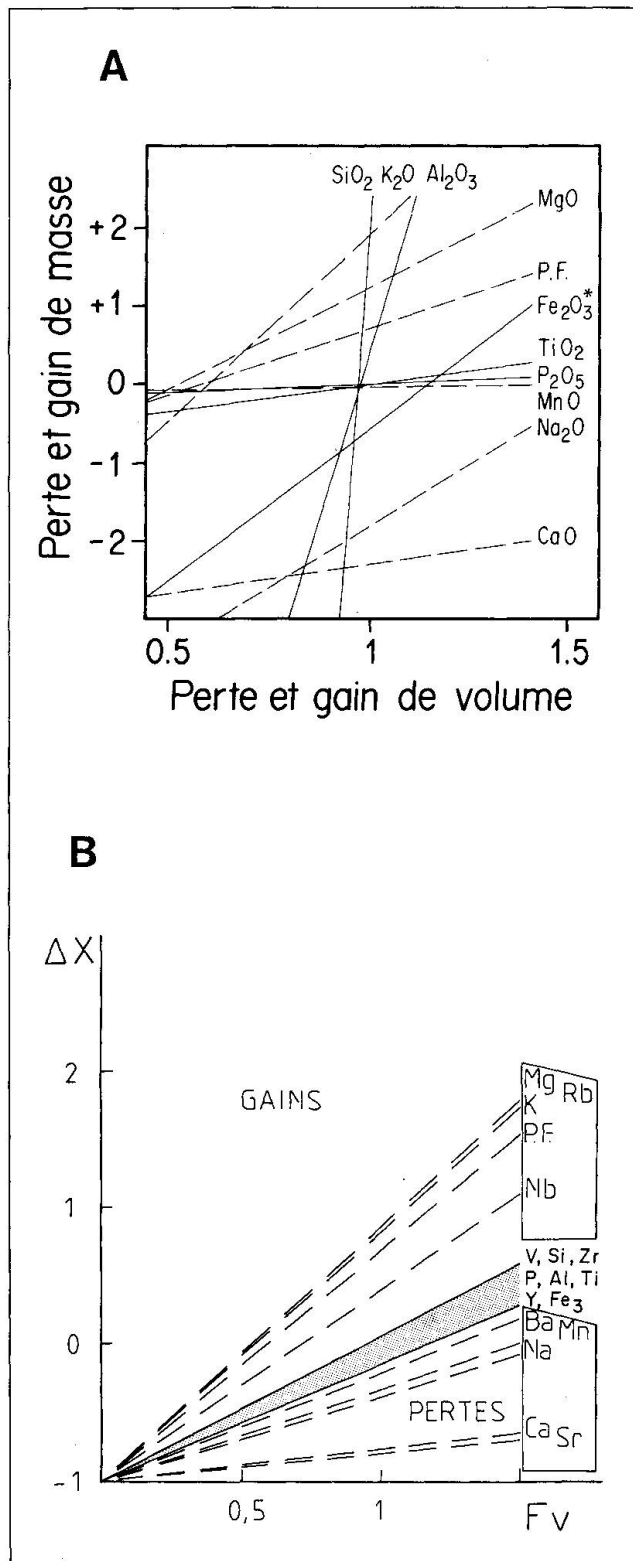


Fig. 10 Comparaison des représentations graphiques des bilans géochimiques pour la transition orthogneiss-ultramylonites dans la granodiorite du Grimsel. A: Diagramme de Gresens. Tiretés: Eléments mobiles; Traits pleins: Eléments immobiles. B: Diagramme pondéral normalisé (cf. Tab. 5). La zone tramée représente les gammes des fluctuations magmatiques. Les droites de variations chimiques pour le potassium et le rubidium sont confondues (Fig. 10-B).

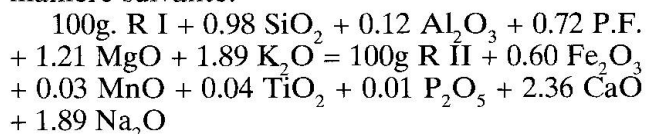
la représentation de Gresens, les pentes des droites dépendent de la teneur de l'élément considéré dans la roche. L'utilisation de ce type de représentation pour comparer des éléments en proportions différentes dans la roche est imprécise, surtout pour les éléments en faibles concentrations. Pour faciliter l'interprétation des résultats lorsque les éléments sont en teneurs fortement différentes dans les analyses de roches totales (ex.: majeurs/traces), la méthode de Gresens est modifiée (MARQUER, 1987; POTDEVIN et MARQUER, 1987; Tab. 5). L'utilisation de ces deux types de diagrammes est identique:

(i) Soit l'estimation des changements de volume et la quantification des variations absolues sont effectuées pour un élément immobile fixé.

(ii) Soit le comportement des éléments (mobiles et immobiles) est estimé de manière quantitative pour un changement de volume fixé.

Dans l'exemple de la granodiorite du Grimsel (massif de l'Aar), ces diagrammes sont utilisés pour comparer les variations chimiques entre deux analyses de roches totales (orthogneiss-ultramylonites; Fig. 10):

Diagramme A: Dans cet exemple, certains éléments (Si, Al, Ti, P et en moindre mesure Fe) minimisent les gains et les pertes d'oxydes pour un facteur volumique proche de 1. Ces éléments peuvent alors être considérés comme immobiles. Cette hypothèse est par ailleurs compatible avec les observations classiques de l'immobilité de l'alumine en faciès schiste vert (CARMICHAEL, 1969; FERRY, 1979, 1982; KERRICH et al., 1977, 1980). En d'autres termes, l'immobilité de ces oxydes pendant la déformation impose des changements de volume très faibles (MARQUER et al., 1985). Pour un facteur volumique égal à 1, le bilan global (GRESSENS, 1967) peut s'écrire de la manière suivante:



(avec R I: orthogneiss; R II: ultramylonite; P.F.: eau constitutionnelle)

Les variations pondérales absolues des éléments mobiles sont quantifiées dans ce type de diagramme. Elles correspondent à une augmentation de K_2O et MgO et une diminution de Na_2O et CaO dans les ultramylonites. Les variations des autres éléments sont inférieures aux fluctuations d'ordre magmatique (Fig. 10B).

Diagramme B: Le diagramme pondéral normalisé est utilisé afin de comparer le comportement des éléments traces et celui des éléments majeurs pour deux roches d'intensité de déformation différente (Fig. 10B). Deux éléments tra-

ces présentent des variations importantes au cours de la déformation. Il s'agit d'une part de l'augmentation du rubidium et d'autre part de la diminution du strontium. Ces éléments traces varient de manière proportionnelle au potassium et magnésium (Rb), et au calcium (Sr). Ce genre de corrélation entre éléments peut être associé aux modifications minéralogiques majeures dans les zones de cisaillement (déstabilisation de la phase feldspathique au profit d'une association à quartz-phengites), (MARQUER et al., 1985; MARQUER, 1987). Sur ce diagramme deux autres éléments traces varient en moindre mesure: Le baryum et le niobium. Les valeurs des écarts de ces derniers éléments restent cependant proches des fluctuations magmatiques.

Cette démarche préliminaire à l'étude des variations chimiques associées à la déformation vise à définir le degré d'homogénéité de départ des échantillons analysés et l'estimation absolue des variations chimiques. Cette approche essentielle permet d'aborder l'étude plus complète des profils de variations chimiques dans les gradients de déformation.

3.3. EXEMPLES DE PROFILS DE VARIATION

Les exemples choisis se réfèrent à deux gradients de déformation étudiés dans la granodiorite du Grimsel (MARQUER et al., 1985; MARQUER, 1987). Les traits majeurs suivants doivent être soulignés (Fig. 11):

(i) A une intensité de déformation donnée correspond une composition chimique caractéristique quelle que soit l'échelle du système considéré (3m/80m).

(ii) Les relations observées soulignent le comportement spécifique de chaque oxyde: La forme des profils déformation/teneur, ainsi que la quantité de déformation totale à partir de laquelle les variations de teneur deviennent sensibles diffèrent suivant l'élément considéré (ex.: MgO et K_2O).

Ces caractères doivent être rapportés au comportement propre de chaque phase minérale impliquée et au degré d'avancement des réactions métamorphiques synschisteuses. En référence à la Fig. 6, deux types d'évolution peuvent être définis (Fig. 11): (i) Une évolution de type II pour CaO et MgO et (ii) une évolution de type III pour Na_2O et K_2O . Le comportement antagoniste de ces derniers éléments (type III) se manifeste dans les orthogneiss par une perte de potassium et une augmentation du sodium. Une inversion des concentrations se produit dès les stades mylonitiques et s'amplifie jusque dans les ultra-

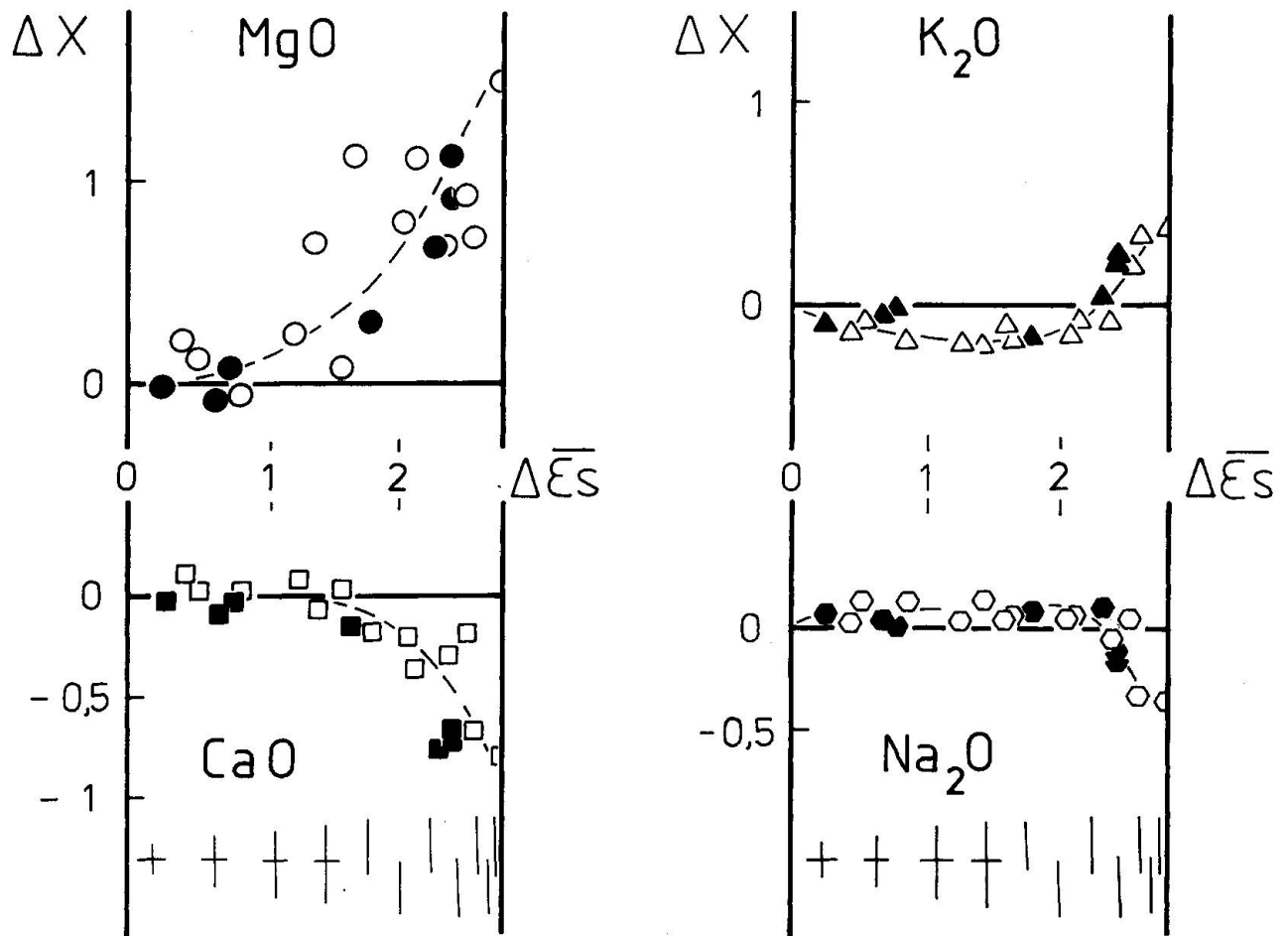


Fig. 11 Profils de variation des éléments mobiles en fonction de l'intensité de déformation finie pour deux zones déformées (Symboles noirs: 3 m; Symboles blancs: 80 m) compilées sur le même diagramme. Après normalisation par rapport à Al_2O_3 , les écarts ΔX aux teneurs initiales sont reportés en fonction de l'écart à l'intensité de déformation ($\Delta \bar{\Sigma}_s$) dans l'état de référence (point 0,0). La taille des symboles utilisés est supérieure à l'erreur analytique.

mylonites. Ce genre d'évolution commune à ces éléments, quelle que soit la dimension des zones déformées, est typique de modifications chimiques en système fermé et correspond à des échanges de matière à l'intérieur du système considéré par un mécanisme de diffusion dans la phase fluide intergranulaire (cf. Fig. 6).

4. Un modèle d'évolution progressive des transferts de matière pendant la mylonitisation

Dans les exemples précédents, certains éléments semblent évoluer en système fermé (K_2O , Na_2O). Un modèle de progression des instabilités chimiques et mécaniques qui permette de satisfaire l'homothétie déformation-variations chimiques-distance, observée pour ces éléments, est proposé.

Les mesures effectuées amènent à considérer le domaine mylonitique comme un puit dans le-

quel les fluides intergranulaires sont drainés par infiltration à travers les domaines moins déformés. Ceci permet d'envisager un modèle de transferts de matière par déformation dans lequel les réactions fluide-solide contrôlent le processus et les variations chimiques sont induites par la diffusion des cations en système fermé. Pour que la déformation se localise et s'accompagne de transformations chimiques et minéralogiques, les conditions préalables nécessaires sont les suivantes:

- (i) Un matériel mécaniquement instable.
- (ii) La présence d'une hétérogénéité locale à partir de laquelle la bande de déformation va se propager et s'amplifier (ex.: petit domaine amolli, microfracture ...).
- (iii) Une association minérale initiale métastable dans les conditions métamorphiques de la déformation.
- (iv) la présence d'une phase fluide intergranulaire.

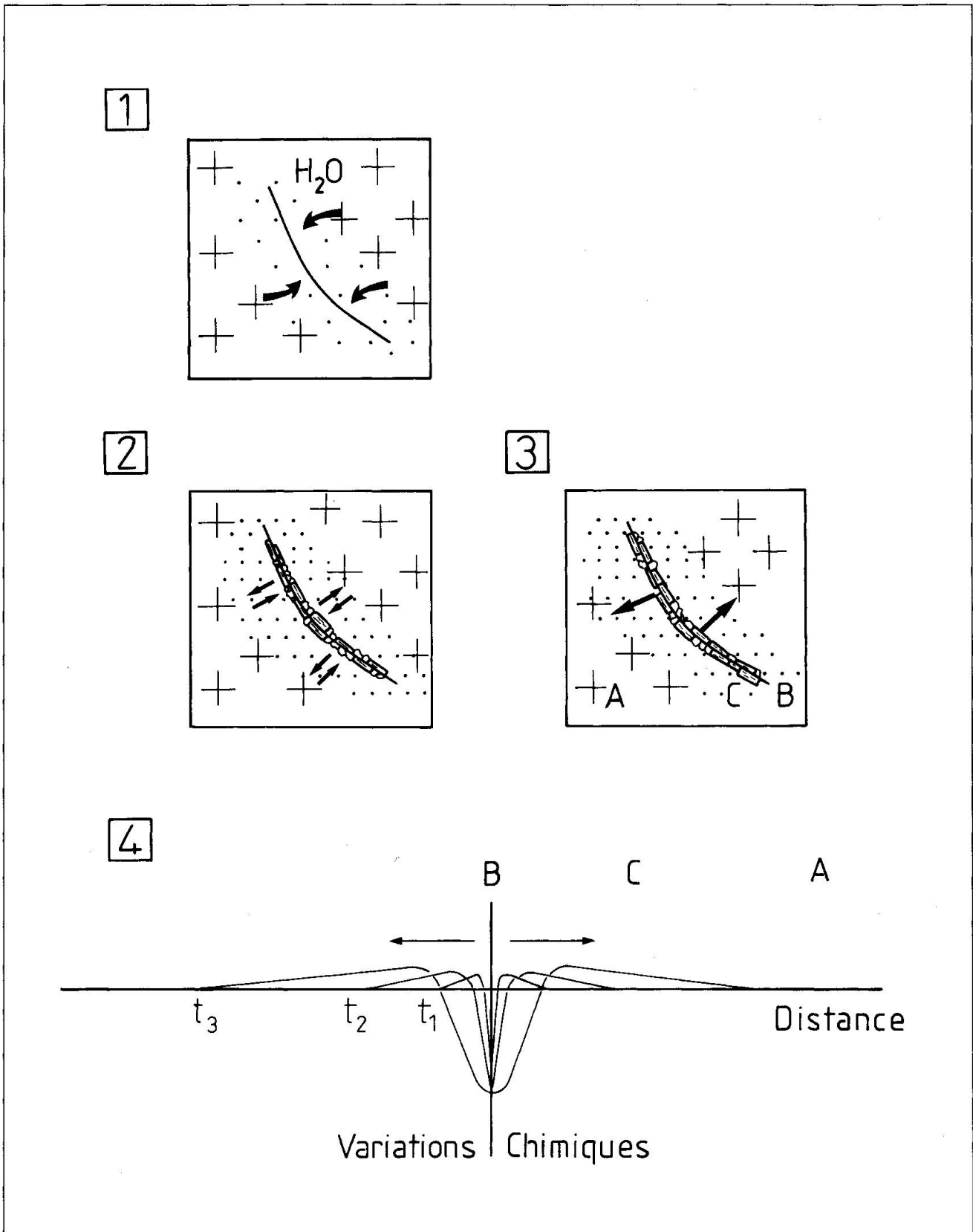


Fig. 12 Schémas illustrant l'initiation de zones déformées (1), les transferts de matière (2), et la propagation des instabilités mécaniques et chimiques (3) dans une zone de cisaillement. (4) Evolution d'un profil de variation pour un élément chimique dans un modèle de diffusion des ions en système fermé lors de la propagation de la zone de cisaillement. A: Zone non-déformée; B: Zone très déformée; C: Zone intermédiaire (explications dans le texte).

L'évolution d'un tel modèle peut être scindé en trois étapes successives (Fig. 12):

(1) *Initiation:*

A partir d'un matériel initial homogène et isotrope, la localisation de la déformation au niveau d'une zone amollie et plus poreuse favorise la circulation du fluide interstitiel vers ce domaine déformé.

(2) *Réactions minérales et transferts chimiques:*

Les réactions solide-fluide dans les zones déformées impliquent la cristallisation de nouvelles phases stables par rapport aux conditions thermodynamiques (P, T, activités des ions en solution). Ces réactions dans les zones déformées libèrent certains cations et contribuent à des modifications locales de l'activité des ions en solution par rapport à la composition du fluide initial. Dans le type de modèle envisagé, l'activité de chaque cation dans la phase fluide tend à se réhomogénéiser dans toute la zone de déformation.

Il en résulte des modifications de l'activité des ions en solution dans les domaines transitoires (Zones C: Fig. 12) qui permettent la cristallisation de nouvelles phases différentes de celles néoformées dans les zones très déformées (WINTSCH, 1975). Dans la granodiorite du Grimsel (massif de l'Aar), par exemple, la cristallisation de phyllosilicates libère des cations Na⁺ (par destruction des plagioclases) au niveau des zones fortement déformées. A l'échelle du gradient de déformation, l'homogénéisation de la teneur en sodium dans la phase fluide conduit à une modification de l'activité du sodium en solution dans les roches adjacentes et favorise notamment l'albitisation observée dans les orthogneiss (MARQUER et al., 1985). Les transformations minérales sont une conséquence de l'instabilité mécanique. Si cette instabilité ne se propage pas, les transferts s'arrêtent.

(3) *Propagation:*

Le processus s'amplifie au cours de la déformation progressive. Cette amplification est favorisée dans les zones déformées par un effet amollissant dû en grande partie à la petite taille des néoblastes et à la cristallisation de phases hydratées qui en accentue la ductilité (WHITE et KNIFE, 1978; ROBIN, 1979). La proportion des volumes de roches correspondant à des faciès de déformation précis reste constante lors de la propagation en système fermé comme le reflète l'évolution des profils de variation pour un élément en fonction de la distance à la zone de cisaillement (Fig. 12-4).

Dans l'état fini, trois domaines principaux peuvent être définis (Fig. 12):

(i) Un domaine (A) non-déformé, où le fluide est immobile et les réactions sont négligeables.

(ii) Un domaine (B) très déformé, vers lequel les fluides sont drainés et où l'on tend vers un équilibre fluide-solide (transformations minéralogiques totales).

(iii) Un domaine (C) transitoire, où la diffusion des ions en solution et les réactions métamorphiques contribuent, par échange d'ions avec le domaine (B), à un tamponnage entre les domaines (A) et (B).

Ce type de modèle permet d'expliquer les traits majeurs des zones considérées, à savoir l'absence de transformations chimiques dans le matériel non-déformé, le volume limité d'ultramylonites (10% des zones), l'allure des profils de variations chimiques (type III) et surtout le fait que les perturbations chimiques soient de même échelle que les hétérogénéités du champ de déformation total. Dans ce modèle, le mécanisme de transport invoqué est la diffusion d'ions en solution. Du point de vue théorique, ce mécanisme ne semble pas être responsable de transferts de matière sur des distances supérieures au mètre (cf. I,C). Cependant, des études complémentaires devraient préciser l'influence des paramètres prépondérants dans le contrôle des vitesses de déformation par diffusion (coefficients de diffusion, chemins de transport ...) et préciser la taille limite des systèmes (MARQUER, 1987, p. 22-26).

5. Conclusion

A partir de l'étude des profils de variation de la teneur des éléments mobiles dans les zones de cisaillement, les conditions aux limites des systèmes (ouvert-fermé) et les mécanismes impliqués dans les transferts de matière peuvent être définis. Dans tous les exemples étudiés, le raisonnement en terme de transferts de matière nécessite une approche rigoureuse:

(i) La récolte des données (échantillonnage pour l'étude géochimique) doit être effectuée dans un contexte métamorphique et structural parfaitement défini (échelle et géométrie des zones de cisaillement, intensité de déformation, conditions métamorphiques ...).

(ii) Les variations chimiques associées à la déformation doivent être différenciées des fluctuations magmatiques. Cet aspect du problème nécessite un échantillonnage géochimique sur de larges gammes magmatiques afin d'évaluer l'évolution magmatique.

(iii) Les profils de variation doivent être effectués à partir des variations chimiques absolues, ce qui implique une estimation des variations de volume au cours de la déformation (bilans géochimiques).

De telles études permettent de définir les rôles respectifs de la déformation et du métamorphisme:

(i) Rôle de la déformation:

- Réduction de la taille des grains et augmentation de la surface de réaction.

- Modification des chemins de transport et augmentation de la perméabilité.

(ii) Rôle du métamorphisme:

- Contrôle de la nature des ions mobiles par les réactions métamorphiques synschisteuses.

Enfin un modèle de propagation des instabilités chimiques et mécaniques en système fermé, permet de rendre compte de certains profils de variations (type III, Fig. 6) et de l'homothétie entre variations chimiques, déformation et échelle des zones déformées.

Les analyses chimiques des roches utilisées dans cet article sont disponibles dans la thèse d'université de l'auteur (MARQUER, 1987).

Remerciements

L'auteur tient à remercier ses collègues du C.A.E.S.S. de Rennes et de l'institut de Neuchâtel pour leurs critiques et leurs suggestions lors de l'élaboration et de la rédaction de ce travail. Les remerciements vont également à N. Mankatelow pour ses remarques constructives et à D. Gapais pour les fructueuses discussions de ces dernières années.

Références

- AUFFRAY, F. (1987): Evolution chimique et structurale des plagioclases au cours de la déformation progressive d'un granite. Exemple des granites de l'Aar (Alpes Suisses) et de Plumelec (Massif Armoricaïn, France). Thèse 3ème cycle, Rennes, 181 p. (sous presse).
- BAMBAUER, H.V. et BERNOTAT, W.H. (1982): The microcline/sanidine transformation isograd in metamorphic region. I part. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 62, 185-230.
- 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. Lond., A 280, 569-604.
- BEACH, A. (1980): Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian Complex. J. Struct. Geol., Vol. 2, n° 1/2, 257-263.
- BOSSIERE, G. (1980): Un complexe métamorphique polycyclique et sa blastomylonitisation. Etude pétrologique de la partie occidentale du massif de Grande Kabylie. Thèse de Doctorat d'Etat. Institut des Sciences de la Nature de l'Univ. de Nantes, 277 p.
- BOULLIER, A.M. (1982): Etude structurale du centre de l'Adrar des Iforas (Mali). Mylonites et tectogenèse. Thèse d'état, INPL Nancy, 327 p.
- BRODIE, K.H. (1981): Variation in amphibole and plagioclase composition with deformation. Tectonophysics, 78, 385-402.
- CARMICHAEL, D.M. (1969): On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz bearing pelitic rocks. Contrib. Mineral. Petrol. 20, 244-267.
- CAWTHORN, G.R., STRONG, D.F. et BROWN, P.A. (1975): Origin of corundum-normative intrusive and extrusive magmas. Nature, vol. 259, January 15, 1976, 102-104.
- COFFRANT, D., POTDEVIN, J.L., LARDEAUX, J.M. et MARQUER, D. (1986): Utilisation de l'analyse en composantes principales pour l'étude des relations entre déformation et différenciation chimique dans les roches métamorphiques. 11ème R.S.T., Clermont-Ferrand, 1986.
- COURRIOUX, G. (1983): Métallogénie; le tungstène dans le granite hercynien de Puentedeume (Galice, Espagne). Relations entre teneurs et déformation. C.R.Acad. Sci., Paris, 296, 1523-1526.
- COURRIOUX, G. (1984): Etude d'une évolution magmatique et structurale dans le contexte d'une zone de cisaillement ductile active: exemple du linéament granitique hercynien de Puentedeume /Galice, Espagne). Thèse 3ème Cycle, Nancy, 218 p.
- DIXON, J. et WILLIAMS, G. (1983): Reaction softening in mylonites from the Arnaboll Thrust Sutherland. Scott. J. Geol., 19, (2), 157-168.
- DOSTAL, J., STRONG, D.F., JAMIESON, R.A. (1980): Trace element mobility in the mylonite zone within ophiolite aureole, St Anthony Complex, Newfoundland. Earth Planet. Sci Lett., 49, 188-192.
- DRURY, S.A. (1974): Chemical changes during retrogressive metamorphism of Lewisian Granulite facies rocks from Coll and Tiree. Scott. J. Geol., 10, (3), 237-256.
- DURNEY, W.D. (1976): Pressure solution and crystallization deformation. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A 283, 229-240.
- ETHERIDGE, M.A. et COOPER, J.A. (1981): Rb/Sr isotopic and geochemical evolution of a recrystallized shear (mylonite) zone at broken Hill. Contr. Mineral. Petrol., 78, 74-84.
- ETHERIDGE, M.A., WALL, V.J. et VERNON, R.H. (1983): The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. J. Metamorphic Geol., 1983, 1, 205-226.
- ETHERIDGE, M. A., WALL, V. J. & COX, S. F. (1984): High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformation mechanism. J. of Geoph. Res., vol. 89, n° B6, 4344-4358.
- FERRY, J. M. (1979): Reaction mechanisms, physical conditions, and mass transfert during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granitic rocks from South Central Maine, USA. Contrib. Mineral. Petrol., 68, 125-139.
- FERRY, J. M. (1982): A comparative geochemical study of pelitic schists and metamorphosed carbonates rocks from South Central Maine, USA. Contrib. Mineral. Petrol., 80, 59-72.

- FLETCHER, R. C. & HOFMANN, W. H. (1974): Simple models of diffusion and combined diffusion-infiltration metasomatism. In "Geochemical Transport and Kinetics". Carnage Inst. Washington, Eds. Hofmann, A. W., Giletti, B. J., Yoder, H. S. and Yund, R. A., 353 p.
- FLOYD, P. A. & WINCHESTER, J. A. (1983): Element mobility associated with meta-shear zones within the Ben Hope Amphibolite Suite, Scotland. *Chemical Geology*, 39, 1-15.
- FONTEILLES, M. (1978): Les mécanismes de la métasomatose. *Bull. Mineral.*, 101, 166-194.
- FRANTZ, J. A., WEISBROD, A. (1974): Infiltration metasomatism in the systems $K_2O-SiO_2-Al_2O_3-H_2O-HCl$. In "Geochemical transport and kinetics". Carnage Inst. Washington. Eds. Hofmann, A. W., Giletti, B. J., Yoder, H. S. and Yund, R. A.
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., FRANCK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G. V., JÄGER, E. & NIGGLI, E. (1974): Alpine Metamorphism of the Alps, a Review. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 54,2/3, 277-290.
- FYFE, W. S. (1976): Chemical aspects of rocks deformation. *Phil. Trans. Roy Soc.*, A 283, 221-228.
- FYFE, W. S., PRICE, N. J., THOMPSON, A. B. (1978): Fluids in the earth crust, *Developments in geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 383 P.
- GARDNER, L. R. (1980): Mobilisation of Al and Ti during weathering isovolumetric geochemical evidence. *Chem. geol.* 30, 151-166.
- GRATIER, J. P. (1983): Estimation of volume changes by comparative chemical analyses in heterogeneously deformed rocks. (Folds with mass transfer). *J. Struc. Geol.*, vol. 5, n°3/4, 329-339.
- GRATIER, J. P. (1984): La déformation des roches par dissolution-cristallisation: aspects naturels et expérimentaux de ce fluage avec transfert de matière dans la croûte supérieure. Thèse d'Etat, Univ. Grenoble.
- GRESENS, R. L. (1967): Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, 2, 47-65.
- HOTELLING, H. (1933): Analysis of a complex of statistical variables into principal components. *J. Educ. Psy.*, vol. 24, 417-441.
- KERRICH, R., FYFE, W. S., GORMAN, B. E., ALLISON, I. (1977): Local modification of rock chemistry by deformation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, 183-190.
- KERRICH, R., ALLISON, I., BARNETT, R. P., MOSS, S., STARKEY, J. (1980): Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Mieville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 221-242.
- KORZHINSKII, D. S. (1970): Theory of metasomatic zoning. Clarendon press. Oxford. Printed in Great Britain by the Pitman Press, Bath. 162.
- KRONENBERG & TULLIS (1984): Flow strengths of quartz: grain size and pressure effects due to hydrolytic weakening. *J. of Geoph. Res.*, 89, B6, 4281-4297.
- LEBART, L. & FENELON, J. P. (1973): Statistiques et Informatique appliquées. Dunold Edit. Paris, 457 p.
- LELONG, F. & SOUCHIER, B. (1979): Les bilans d'altération dans les sols. *Sci. Sol.*, 267-279.
- MARQUER D., GAPAIS, D. & CAPDEVILA, R. (1985): Comportement chimique et orthogneissification d'une granodiorite en faciès verts (Massif de l'Aar, Alpes centrales). *Bull. Mineral.*, 108, 209-221.
- MARQUER, D. (1987): Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales suisses). *Mem. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes*, 10, 287 p.
- MITRA, G. (1978): Ductile deformation zones and mylonites. The mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks. *Amer. Journ. Sciences*, vol. 278, 1057-1084.
- MITRA, G. (1979): Ductile deformation zones in Blue Ridge basement rocks and estimation of finite strains. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, part I, v. 90, 939-51.
- MIYASHIRO, A. (1974): Volcanic rock series in Island arcs and active continental margins. *Amer. Journ. Science*, vol. 274, 321-355.
- MUNIER, J. L. (1984): Déplacements et déformations dans l'avant-pays d'une chaîne de collision. Méthodes d'études et modélisation: exemple du Jura. Thèse 3ème cycle, Grenoble. 163 P.
- NADAI, A. (1963): Theory of flow and fracture of solids. Vol. 2, *Engineering Societies Monographs*. Mac Graw-Hill, New York. N. Y., 705 P.
- PEARSON, K. (1901): On lines and planes of closest fit to systems of points in space. *Phil. Mag.*, vol. 2, n° 11, 559-572.
- POTDEVIN, J. L. (1984): Métamorphisme et tectonique dans les schistes lustrés à l'est de Corte (Corse). 3ème partie: déformation par dissolution-cristallisation. Thèse 3ème cycle, Lyon, 82 p.
- POTDEVIN, J. L. & CARON, J. M. (1986): Transferts de matière et déformation synmétamorphique dans un pli. I: Structures et bilans de matière. *Bull. Mineral.* 109, 4, 395-410.
- POTDEVIN, J. L. & MARQUER, D. (1987): Méthodes de quantification des transferts de matière par les fluides dans les roches métamorphiques déformées. *Geodinamica Acta*. 1, 3, 193-206.
- RAMSAY, J. G. (1967): Folding and fracturing of rocks. Ed. Graw Hill, New York, 568 p.
- ROBIN, P. Y. F. (1979): Theory of metamorphic segregation and related processes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 43, 1587-1600.
- ROY, S. (1977): Deformation and chemical processes in mylonite genesis. *Geologiska före ningens Stokholm Förhandlingar*, vol. 99, 3-9.
- RUBIE, D. C. (1983): Reaction enhanced ductility; The role of Solid-solid univariant reactions in deformation of the crust and mantle. *Tectonophysics*, 96, 331-352.
- RUTTER, E. H. (1976): The kinetics of rock deformation by pressure solution. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 283, 203-219.
- RUTTER, E. H. (1983): Pressure solution in nature, theory and experiment. *J. Geol. Soc. London*, vol. 140, 725-740.
- SICARD, E., POTDEVIN, J. L., CARON, J. M. (1984): Coexistence de Lawsonite et de pseudomorphoses à pyrophyllite et kaolinite dans les schistes lustrés corses: rôle des fluides. *C. R. Acad. Sci.*, Paris 298, II, 10, 453-458.
- SICARD, E., CARON, J. M., POTDEVIN, J. L. & DE-CHOMETS, R. (1986): Transfert de matière et déformation synmétamorphique d'un pli. Pseudomorphoses de lawsonite et caractérisation des fluides intertidaux. *Bull. Miner.*, n° 109, 4, 411-422.
- STECK, A. (1976): Albit-Oligoklas-Mineralgesellschaften der Peristeritlücke aus alpinmetamorphen Granitgneisen des Gotthardmassivs. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 56, 269-292.
- TEALL, J. J. H. (1885): The metamorphosis of dolerite

- into hornblende schist. *Q. M. Geol. Soc. London*, 41, 133-145.
- WATTS, M. J. & WILLIAMS, G. M. (1983): Strain geometry, microstructure and mineral chemistry in metagabbro shear zones: a study of softening mechanism during progressive mylonitisation. *J. Struct. geol.*, vol. 5, n° 5, 507-517.
- WATERSON, J. (1975): Mechanism for the persistence of tectonic lineaments. *Nature*, 253, 520-521.
- WHITE, S. H. (1976): The effects of strain on the microstructures, fabrics, and deformation mechanisms in quartzites. *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A* 283, 69-86.
- WHITE, S. H. (1977): Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. *Tectonophysics*, vol. 39, 143-170.
- WHITE, S. H. & KNIPE, R. J. (1978): Transformation and reaction enhanced ductility in rocks. *Jp Geol. Soc. Lond.*, vol. 135, 513-516.
- WHITE, S. H., BURROWS, S. E., CARRERAS, J., SHAW, N. D. & HUMPHREYS, F. J. (1980): On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, vol. 2, n° 1/2, 175-187.
- WILLIAMS, G. & DIXON, J. (1982): Reaction and geometrical softening in granitoid mylonites. *Textures and Microstructures*, 4, 223-239.
- WINCHESTER, J. A. & MAX, M. D. (1984): Element mobility associated with syn-metamorphic shear zones near Scotchport, NW Mayo, Ireland. *J. Metamorphic Geol.*, 2, 1-11.
- WINTSH, R. (1975): Solid-fluid equilibria in the system $KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8 - Al_2SiO_5 - SiO_2 - H_2O - HCl$. *Journ. of Petrol.*, vol. 16, part I, 57-79.

Manuscrit reçu le 10 août 1988, manuscrit complété accepté le 11 novembre 1988.