tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 031122 9

GRATIER. J.P

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE

ETAT

THÈSE Seul ex.

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ES-SCIENCES

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

1 OCT. 1996

par

Jean-Pierre GRATIER

SUJET

LA DÉFORMATION DES ROCHES PAR DISSOLUTION-CRISTALLISATION

Aspects naturels et expérimentaux de ce fluage avec transfert de matière dans la croûte supérieure

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66

Soutenue le 20 Juin 1984 devant la Commission d'Examen

MM. G. PERRIER	Professeur Université Grenoble	Président
P. VIALON	Professeur Université Grenoble	Directeur de thèse
A. NICOLAS	Professeur Université Nantes	Rapporteurs
J.-P. POIRIER	Physicien I.P.G. Paris	
J.-G. RAMSAY	Professeur E.T.H . Zurich	Examinateurs
E.-H. RUTTER	Professeur Imp. Coll. Londres	
A. WEISBROD	Professeur E.N.S.G. Nancy	

GRENOBLE

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ES-SCIENCES

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 65 63
FAX. (33) 76 87 82 43

17 OCT. 1984

par

Jean-Pierre GRATIER

SUJET

LA DÉFORMATION DES ROCHES PAR DISSOLUTION-CRISTALLISATION

Aspects naturels et expérimentaux de ce fluage avec transfert de matière dans la croûte supérieure

---

Soutenue le 20 Juin 1984 devant la Commission d'Examen

MM. G. PERRIER	Professeur Université Grenoble	Président
P. VIALON	Professeur Université Grenoble	Directeur de thèse
A. NICOLAS	Professeur Université Nantes	Rapporteurs
J.-P. POIRIER	Physicien I.P.G. Paris	
J.-G. RAMSAY	Professeur E.T.H . Zurich	Examinateurs
E.-H. RUTTER	Professeur Imp. Coll. Londres	
A. WEISBROD	Professeur E.N.S.G. Nancy	

GRENOBLE

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

AVANT PROPOS

La compréhension des mécanismes de déformation des roches en présence de fluide, était l'un des thèmes de recherche que P.Vialon souhaitait voir se développer à l'I.R.I.G.M. après notre installation en 1977. J'ai choisi de m'intéresser à l'aspect physico-chimique de ces mécanismes particulièrement aux réactions solide/fluide (dissolution-cristallisation), parcequ'elles impliquent des vitesses de déformation très lentes qui me semblent bien représentatives des déformations naturelles de la croûte terrestre.

C'est une banalité de dire que le temps est un facteur clé dans la déformation des roches, mais c'est aussi un facteur bien contraignant à prendre effectivement en compte. Il fallait prévoir des expériences de très longue durée, beaucoup d'analyses chimiques, donc un minimum de crédits. Le soutien de P.Vialon a été décisif dans le développement de ces recherches, et ce travail doit beaucoup aux longues discussions que nous avons eues sur le sujet. Il a aussi fallu toute l'attention et l'ingéniosité de R.Guiguet pour trouver des solutions peu onéreuses à tous les problèmes techniques et toute la patience et l'efficacité de L.Jenatton pour m'aider à faire les mesures de déformation expérimentale. Je les en remercie bien vivement tous les trois.

J'ai eu plaisir à réunir dans mon jury les auteurs des ouvrages ou des articles de synthèse qui ont été à la base de cette étude. Je leur en suis reconnaissant, ainsi qu'à PY.Robin pour de fructueuses discussions. J'aurais aimé poursuivre une collaboration trop tôt interrompue avec D.Elliott qui avait tant d'idées que j'ai bien dû en saisir quelques unes.

L'étude impliquait de trouver de beaux exemples de dissolution-cristallisation naturelles. Je remercie celles et ceux qui m'ont gentiment aidé dans cette quête, ainsi que P.Choukroune, la S.I.C.N. (Annecy) et F.Lefaucheux pour leurs dons. Nombreux sont ceux qui ont contribué à l'analyse de ces échantillons qu'ils soient à l'I.R.I.G.M. : Y.Orengo (mesures physiques), F.Thouvenot (programmation) ; à l'Institut Dolomieu : G.Vivier (analyses X), G.Buffet (calcul automatique de normes) ; à l'Ecole Nationale Supérieure d'Electrochimie et d'Electrométallurgie : J.Gardenne, R.Molens, N.Valignat (microsondes) ; au C.E.N.G. : JP.Morlevat (analyse d'image) ; à la SNEA (P) : P.Amieux (cathodoluminescence).

Les crédits nécessaires à cette étude ont été pour leur plus grande part obtenus dans le cadre d'Actions Thématiques Programmées du C.N.R.S. ou de l'I.N.A.G. : Géothermie, Tectonophysique, Géodynamique, Sismogenèse Pétrologie, Transfert. L'Université et l'ADREF (Abu Dhabi) ont également contribué au financement de ce travail.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 58 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION : BUTS ET PRINCIPES GENERAUX DE L'ETUDE 1

CHAP.I : PRESENTATION DES MARQUEURS DE DISSOLUTION-CRISTALLISATION NATURELS ET CONDITIONS D'APPARITION 6

1 - STYLOLITES 6

2 - GALETS IMPRESSIONNES 9

3 - SCHISTOSITE DE DISSOLUTION 11

4 - FENTES COLMATEES PAR DES CRISTAUX 17

5 - CRISTALLISATIONS AUTOUR D'OBJETS DURS 25

6 - CARACTERES SPECIFIQUES DE LA DEFORMATION PAR DISSOLUTION-CRISTALLISATION 30
- A - Nature de la roche 30
- B - Discontinuité de la déformation (dans l'espace et dans le temps) 31
- C - Présence de fluides 33
- D - Conditions de déformation (température et pression) 33
- E - Effet des contraintes (déviateur de contrainte) 34
- F - Vitesse de déformation 35
- G - Importance de ce mécanisme dans les déformations naturelles 35

7 - COMPARAISON AVEC LES AUTRES MECANISMES DE DEFORMATION DUCTILE 37
- A - Déformation cataclastique 38
- B - Déformation plastique 38
- C - Déformation avec transfert de matière 40
- D - Rotation et recristallisation des minéraux 43
- E - Comparaison des diverses lois de fluage 45
  - a - Déformation cataclastique 45
  - b - Déformation plastique 46
  - c - Déformation avec transfert de matière 46
  - d - Cartes de déformation 47

CHAP. II : ROLE DES FLUIDES DANS LA DEFORMATION DES ROCHES 50

1 - ORIGINE ET PRESSION DES FLUIDES 50
- A - Origine des fluides 50
- B - Pression des fluides 51

2 - ROLE DES FLUIDES DANS LE FROTTEMENT 53
- A - Effet de la viscosité du fluide 54
- B - Effet de la pression de fluide, notion de contrainte effective 55
  - a - Pression de fluide et frottement 56
  - b - Pression de fluide et rupture (fracture assistée) 58

3 - ROLE DES FLUIDES DANS LA FRAGMENTATION DES ROCHES 61
- A - Initiation et propagation de fractures hydrauliques 61
- B - Fracturation hydraulique expérimentale 63
- C - Fracturation hydraulique naturelle 67
  - a - Fractures isolées 68
  - b - Réseaux de fractures associées 69

4 - ROLE DES FLUIDES DANS LES TRANSFERTS DE MATIERE 72
- A - Equilibre entre un solide sous contrainte et sa solution 74
- B - Dissolution-cristallisation le long d'un interface solide/fluide 76
  - a - Situation des fluides le long des joints entre domaines solides 78
  - b - Comportement mécanique des fluides dans les joints entre domaines solides 79
  - c - Hypothèses de base sur le rôle des fluides dans la dissolution-cristallisation pour la construction de modèles théoriques simples 80

C - Modèles de déformation avec vitesse limitée par la vitesse de diffusion (modèle D) 83
a - Modèle avec système clos à l'échelle d'un domaine solide continu (D) 84
b - Modèle avec système clos à l'échelle d'un domaine solide discontinu (D') 88
d - Valeurs des différents paramètres des relations 88
D - Modèles de deformation avec vitesse limitée par la vitesse d'infiltration du fluide(I) 91
E - Modèles de déformation avec vitesse limitée par les vitesses de réactions aux interfaces solide/fluide (modèle R) 95
a - Vitesse de dissolution 95
b - Vitesse de cristallisation 97
c - Modèle de déformation type R 99
F - Modèle de déformation avec vitesse limitée par le rythme d'ouverture des fentes dans la roche, modèle type F 101
G - Comparaison schématique des modèles théoriques de déformation par dissolution-cristallisation 101
H - Autres processus d'activation de la déformation des roches, ou des cristaux, par la présence de fluide 103
a - Amollissement des minéraux contenant de l'eau 103
b - Propagation des fissures par corrosion 103

CHAP. III : DEFORMATION EXPERIMENTALE PAR DISSOLUTION-CRISTALLISATION : INTRODUCTION GENERALE 105

III-I : DISSOLUTION-CRISTALLISATION AUTOUR DES CAVITES (INCLUSIONS FLUIDES) DANS LES CRISTAUX 110

1 - BUTS ET PRINCIPES 110

2 - METHODES D'ETUDE DES TRANSFORMATIONS DES INCLUSIONS FLUIDES 111
A - Les cristaux utilisés 111
B - Etablissement d'une pression interne dans les inclusions 113
C - Etablissement d'un état de contrainte sur les cristaux 116
D - Les différents paramètres des essais et l'incertitude sur leurs mesures 117
a - Géométrie des inclusions 117
b - Orientation des inclusions par rapport aux axes optiques des cristaux 118
c - Température de chauffage 118
d - Pression interne dans les inclusions 119
e - Etat de contrainte sur les cristaux 120

3 - RESULTATS DES ETUDES DE TRANSFORMATION DES INCLUSIONS FLUIDES 120
A - Evolution de la densité des fluides au cours des essais 121
a - Changements rapides de densité 121
b - Changements lents de densité 125
B - Changements de forme des inclusions dans le quartz synthétique 126
a - Effet de la géométrie des inclusions 127
b - Effet de la durée de chauffage 131
c - Effet de l'orientation des inclusions dans le cristal 134
d - Effet d'un état de contrainte sur les cristaux 134
e - Cas particulier des inclusions chauffées dans des cristaux sous pression de confinement 136
f - Effet de la température et de la pression interne 136
g - Comportement des inclusions de forme irrégulière 141
C - Changements de forme des inclusions dans la calcite synthétique 143
D - Observation des inclusions dans les cristaux naturels 146

4 - DISCUSSION DE L'ETUDE DES TRANSFORMATIONS DES INCLUSIONS FLUIDES 147
A - Forces motrices des transferts de matière et forme d'équilibre des inclusions fluides 147
B - Processus limitant la vitesse du changement de forme 151
C - Effet de la température et de la pression interne 153
a - Effet de la température 153
b - Effet de la pression interne 154
D - Rôle de la nature des matériaux solides et fluides 155
E - Comportement des inclusions dans la nature 157

III-II : DISSOLUTION-CRISTALLISATION AUTOUR DES GRAINS MINERAUX SOUS CONTRAINTE 159

5 - BUTS ET PRINCIPES 159
A - Moyens d'accélérer les vitesses de déformations par dissolution-cristallisation 160
a - Facteurs thermodynamiques 160
b - Facteurs géométriques 161
c - Facteurs matériaux 161
B - Principes et limites des mesures de déformation 161

6 - DISPOSITIFS EXPERIMENTAUX DE DEFORMATION DES GRAINS EN PRESENCE DE FLUIDE 162
A - Bancs de fluage 163
B - Cellule"triaxiale" de déformation des roches 164
C - Autoclave avec mise sous contrainte de l'échantillon 167

7 - RESULTATS DE L'ETUDE DE LA DEFORMATION DES GRAINS 171
A - Aspects des échantillons après déformation 171
B - Aspects des grains minéraux après déformation 173
a - Méthodes de traitement des échantillons 173
b - Description des nappes de grains de quartz 184
c - Description des nappes de billes de verre ou de diamant 187
d - Description des nappes de grains de calcite 188
e - Conclusions sur les résultats obtenus 188

8 - DISCUSSION SUR LA DISSOLUTION-CRISTALLISATION EXPERIMENTALE DE GRAINS MINERAUX 189

CHAP.IV : CALCUL DES TRANSFERTS DE MATIERE DANS LES DEFORMATIONS NATURELLES PAR DISSOLUTION-CRISTALLISATION

1 - BUTS ET PRINCIPES D'UNE APPROCHE QUANTITATIVE 193
A - Mesure des déformations par dissolution-cristallisation 193
B - Paramètres à mesurer avec la déformation 197

2 - METHODES 198
A - Analyse géométrique 198
a - Mesures des déformations continues 198
b - Evolution des changements de volume au cours de déformation progressive 200
c - Mesures des déformations discontinues 202
B - Mesure de densité 203
C - Analyses chimiques comparatives 203
a - Principes et limites de la méthode 203
b - Méthodes d'analyses 206
c - Homogénéité initiale des secteurs à déformation hétérogène et témoins de cette composition après déformation 207
d - Calcul de la composition minérale des roches 208
e - Influence des recristallisations métamorphiques 208
f - Equivalence entre changement de masse et de volume 212
g - Modèles de transfert et de déformation 213

3 - RESULTATS ET DISCUSSION DES CALCULS DE CHANGEMENTS DE VOLUME DANS DES STRUCTURES A DEFORMATIONS HETEROGENES 217
A - Transferts de matière associés aux plissements 217
a - Différenciation chimique dans une matrice schisteuse autour de plis en boucle 217
b - Transferts de matière au sein de couches plissées 226
B - Transferts de matière associés aux cisaillements 231
C - Transferts de matière associés au poinçonnement 239
a - Différenciation chimique mise en évidence par des analyses en continu à la microsonde 239
b - Différenciation chimique mise en évidence par des prélèvements espacés 248
D - Transferts de matière associés au boudinage et à des stylolites et fentes tectoniques 251

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

4 - DISCUSSION DE PROBLEMES GENERAUX EN RELATION AVEC LES DEFORMATIONS NATURELLES PAR DISSOLUTION-CRISTALLISATION 260
A - Mobilité apparente des minéraux 260
B - Initiation et développement des zones de dissolution 264
a - Relations contrainte - dissolution 264
b - Modèle d'initiation des zones de dissolution 267
c - Dissolution sur des plans de discontinuité préexistants, ou dans des déformations non coaxiales 268
C - Initiation et développement des zones de cristallisation près des objets durs (effet de leur nature) et dans les fentes (mécanismes du colmatage) 270
a - Effet de la nature de l'objet dur sur les dépots dans les zones abritées 271
b - Processus de colmatage des fentes 272
c - Forces motrices du colmatage des fentes 274
D - Différenciation chimique dans les déformations progressives par dissolution-cristallisation 275
a - Caractères généraux des litages tectoniques 276
b - Accentuation de litages préexistants 277
c - Différenciation chimique dans les plis 277
d - Relations entre la géométrie des litages tectoniques et la taille des hétérogénéités (initiales ou induites) 280
e - Développement des stylolites 281
f - Développement des litages sédimentaires ou métamorphiques 284
g - Composition d'équilibre des lits différenciés en système clos 285
h - Transfert de matière à différentes échelles et déformation interne des roches 287

5 - IMPLICATIONS DES DEFORMATIONS PAR DISSOLUTION-CRISTALLISATION DANS QUELQUES PROBLEMES GEOLOGIQUES ET GEOPHYSIQUES 289
A - Différenciation chimique et différenciation structurale dans la déformation des roches 289
B - Redistribution des minéralisations dans les déformations avec transfert de matière 291
C - Dissolution-cristallisation le long des failles, alternance de comportement sismique et asismique 293

CONCLUSIONS 301

BIBLIOGRAPHIE 307

INTRODUCTION
BUTS ET PRINCIPES GENERAUX DE L'ETUDE

Les études sur les transformations naturelles des roches au sein du globe terrestre ont suivi depuis le 19ème siècle une même évolution. Après des descriptions souvent très détaillées des structures naturelles, il est apparu nécessaire d'effectuer de plus en plus de mesures géométriques, physiques, ou chimiques pour essayer de comprendre les mécanismes de ces transformations, ceci afin d'essayer de reconstituer, ou de prévoir, le comportement des roches dans des conditions données.

L'étude du changement de forme des roches sous l'effet des contraintes dans le globe terrestre (l'analyse des déformations des roches), n'a pas échappé à cette évolution. Dans ce domaine, des modélisations analogiques de certains processus ont été effectuées dès le début du 19ème siècle notamment avec de l'argile ou de la cire pour reproduire les plissements de la croûte terrestre (Hall 1815). Mais dans ce type de modèle, il s'agit simplement de reproduire avec des matériaux dont le comportement au laboratoire est apparemment analogue à celui des roches dans la nature, des structures qui ressemblent aux structures naturelles. Cette démarche est très utile pour mieux comprendre l'évolution cinématique de déformations progressives complexes (Willis 1894) mais elle ne permet pas de connaître le comportement naturel réel des roches. Pour la compréhension de celui-ci, il est en effet nécessaire d'établir, pour un matériau donné, une relation entre les contraintes qui s'exercent sur ce matériau et les déformations qui en résultent (Goguel 1942). On détermine ainsi une loi de comportement du matériau, le plus souvent définie pour des conditions de déformation bien précises (Nicolas & Vialon 1980).

Dans l'étude qui suit, nous avons cherché à établir théoriquement puis à vérifier, expérimentalement et dans la nature, les lois de comportement qui caractérisent une déformation ductile des roches en présence de fluide dans la croûte supérieure. Parce que le temps est un facteur important des déformations naturelles, nous avons établi et vérifié des relations entre vitesses de déformation et contraintes.

Tous les matériaux naturels peuvent être considérés comme composés de domaines. Dans la déformation ductile de ces matériaux, une sphère de référence tracée sur le matériau initial peut être transformée en un ellipsoide essentiellement par le réarrangement au sein du matériau de ces domaines dont la taille et la nature varient selon les mécanismes de la déformation. Le terme ductile s'applique alors à l'ensemble du matériau que l'on considère comme continu et homogène, tandis que les mécanismes de déformation sont le plus souvent discutés à l'échelle des domaines (ou unités d'écoulement, Paterson 1979). On doit alors distinguer très nettement l'analyse géométrique de ce changement de forme (analyse de la déformation finie), de l'analyse des mécanismes de déformation (ou d'écoulement).

L'analyse géométrique consiste d'abord à mesurer les valeurs de la déformation finie (Ramsay 1967). Mais comme les déformations naturelles sont toujours hétérogènes et que l'on ne sait mesurer que des déformations homogènes, il faut toujours choisir une figure de référence de dimension telle que le matériau puisse être considéré comme homogène. Les valeurs de déformation finie obtenues ne sont donc représentatives que pour une taille donnée du matériau. On doit toujours associer au mot ductile (ou déformation interne), le volume de roche concerné (ductile à l'échelle des grains, de l'affleurement, de la croûte terrestre, etc...).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

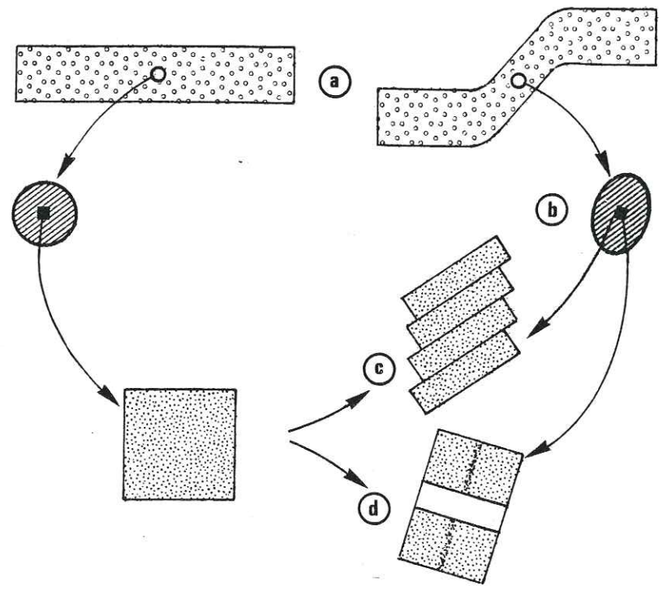


Figure 1 - Différentes approches pour l'étude des déformations naturelles des roches. Dans une déformation hétérogène (a), on peut faire une analyse géométrique de secteurs à déformation homogène par des mesures des valeurs de déformation finie (b) ; ou bien une analyse des mécanismes de déformation à l'échelle des domaines qui composent la roche, l'écoulement de la roche étant accommodé soit par des glissements entre ces domaines (c) soit par des transferts de matière aux limites des domaines (d), voir aussi Fig. 25.

Une analyse schématique des mécanismes montre que l'écoulement d'une roche peut être accommodé par deux types de processus au niveau des domaines (voir aussi Fig. 22 & 25).

a) l'écoulement des roches peut être accommodé par des mouvements relatifs des domaines, avec déplacements le long de leurs limites (Fig. 1c). Ceci peut se produire à à toute échelle par déplacement le long des défauts des cristaux (déformation plastique, Nicolas & Poirier 1976), ou le long des joints de grains ou de fragments de roches (déformation cataclastique, Paterson 1976), ou encore le long de grandes failles (déformation globalement ductile de la croûte, Elliott 1976). En liaison avec les études du comportement des métaux et des céramiques (Kingery et al 1976), ce sont surtout les mécanismes de déformation plastique qui ont été bien étudiés ces dernières années. Ceci peut être parce que les vitesses de ces déformations sont assez rapides et qu'elles ont pu être reproduites expérimentalement sur des matériaux naturels depuis assez longtemps (Griggs 1940).

b) l'écoulement des roches peut aussi être accommodé par des transferts de matière aux limites des domaines (Fig. 1d). De tels processus sont connus dans la déformation des métaux ou des céramiques avec des transferts par diffusion dans le solide à l'échelle des grains (Nabarro 1948, Herring 1950) ou à l'échelle des sous-grains (Friedel 1964) et par diffusion aux joints des grains (Coble 1963). Leur application aux déformations

de la croûte est cependant difficile parce que les processus de diffusion ne permettent des transferts importants qu'à des températures plus élevées que celles habituelles dans la croûte supérieure (Elliott 1973). Pourtant, des déformations naturelles avec des transferts de matières importants ont été décrites depuis très longtemps dans cette croûte supérieure notamment par l'observation de galets impressionnés, de fossiles partiellement dissous (Sorby 1865) et de fentes tectoniques colmatées par des cristaux. Cette déformation est connue sous le nom de "pressure-solution". Elle peut apparaître à des températures relativement faibles parce que les processus de transfert sont activés par la présence d'une phase fluide.

L'exposé indépendant de ces deux types de mécanismes (glissement et transfert) ne doit cependant pas masquer le fait que dans beaucoup de cas, et quelquefois pour des raisons de compatibilité géométrique, ils peuvent être associés. La part de chacun d'eux varie, selon les conditions de déformation (voir § I.7.).

L'étude du mécanisme de déformation (ou de fluage) dit "pressure-solution" constitue l'essentiel de ce mémoire. Nous avons traduit ce terme "pressure-solution" par dissolution-cristallisation qui peut sembler assez différent mais qui nous paraît mieux adapté pour deux raisons :

- la force motrice des transferts dans les déformations n'est pas obligatoirement une différence de pression (ou un déviateur de contrainte). D'autres forces peuvent intervenir comme nous le verrons aux chap. II & III.

- l'association dissolution et cristallisation souligne la nécessité de faire des bilans de matières transférées ce qui est indispensable pour une étude quantitative du phénomène.

A titre d'exemple de cette déformation, nous présenterons un des témoignages les plus spectaculaires de transferts de matière dans les déformations naturelles qui est l'observation de fossiles partiellement dissous.

La roche et les fossiles de la Fig. 2 sont essentiellement composés de calcite avec un peu de minéraux argileux. Le changement de forme du secteur b est dû à la dissolution et au départ d'une partie de la calcite que l'on peut ainsi considérer comme un minéral mobile. Cette transformation est assimilable à une déformation. Elle s'accompagne d'un changement de volume $\Delta = V/V_0 = (l_3/l_0)-1$ (il n'y a pas de changement de longueur suivant la direction perpendiculaire à la lame mince). La surface de suture qui sépare les deux blocs ainsi rapprochés est dite joint de dissolution (ou ici stylolites). Les minéraux qui n'ont pas été dissous dans cette zone (ici surtout les minéraux argileux) sont concentrés passivement dans ces joints par le départ des minéraux mobiles. La détermination par analyses chimiques comparatives de ce taux de concentration des résidus insolubles permet dans certains cas favorables de calculer la quantité de matière disparue au niveau des joints (voir chap. IV). La question que l'on peut alors se poser est de savoir où vont les espèces dissoutes.

En examinant les secteurs situés autour des zones de dissolution, on observe toujours à plus ou moins grande distance de celles-ci des marqueurs qui témoignent d'apport de matière sous forme de cristaux dont la croissance est contemporaine de la déformation. Par exemple, des fentes tectoniques sont colmatées ou bien des cristaux se déposent dans des cavités le long des failles. Ces structures traduisent des augmentations de volume locales (secteur c : $\Delta = (l_1/l_0)-1$). On peut aussi dans certains cas favorables estimer ces quantités cristallisées (voir chap. IV). On signalera en plus que l'on trouve en inclusion dans ces cristaux des reliques du fluide de croissance dont l'étude permet de connaître à la fois la nature de ce fluide (présent dans la déformation et solvant des minéraux mobiles)et les conditions de cette déformation (température et pression), § I.6.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

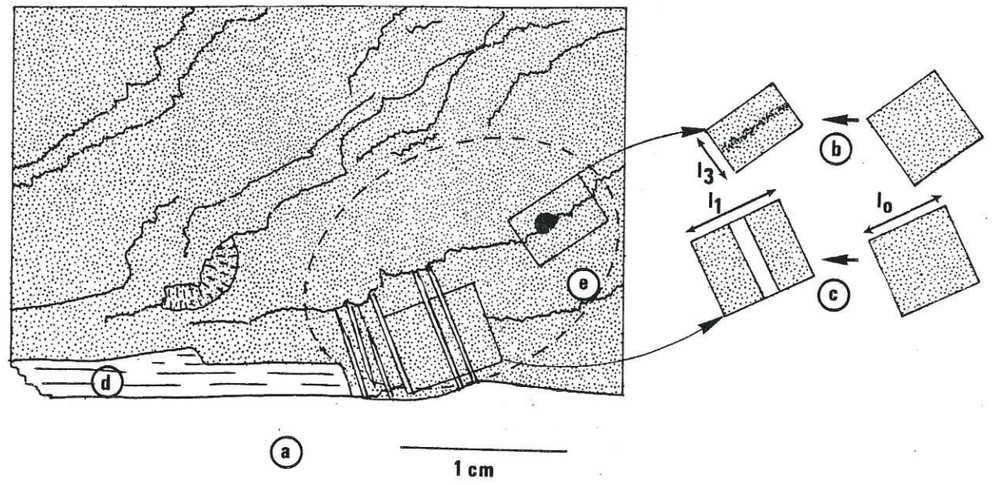


Figure 2 - (a) : Roche calcaire déformée naturellement au voisinage d'une faille, avec marqueurs de dissolution-cristallisation : joints de dissolution (b), fentes à cristaux (c), cristaux en fibre sur la faille (d). Il y a diminution de volume en (b), augmentation de volume en (c). Il peut y avoir un système clos à l'échelle du volume (e), c'est à cette échelle que l'on doit définir les valeurs de déformation pour comparaison avec des modèles théoriques ou des résultats expérimentaux également en système clos.

Le problème est ensuite de faire le bilan des quantités dissoutes et cristallisées pour déterminer le volume pour lequel le système est clos. C'est seulement à cette échelle d'un système clos que l'on peut définir une valeur de déformation "moyenne" que l'on essaiera de mettre en relation avec les différents paramètres intervenant dans la transformation.

Ce mécanisme de déformation par dissolution-cristallisation apparaît comme le principal mécanisme de fluage de la croûte jusqu'à 10-15 km lorsque les roches sont mouillées et lorsque le fluide est un bon solvant d'une part au moins des minéraux de ces roches. En présence d'eau des minéraux comme la calcite, le quartz, la dolomite, le gypse, etc... sont relativement solubles sous contrainte et donc mobiles (par rapport aux argiles ou aux micas) et leur transfert permet des valeurs de déformation quelquefois importantes.

Les structures traduisant cette déformation ont été souvent extrêmement bien décrites et nous insisterons assez peu sur cet aspect. Par contre, il y a eu très peu d'approches quantitatives des processus naturels qui permettent de les comparer avec des modèles théoriques ou avec des résultats expérimentaux. C'est donc d'abord une recherche sur les méthodes de calculs des transferts dans les déformations naturelles qui a été effectuée (Gratier 1983, chap. IV).

Pour l'approche théorique de cette déformation des travaux plus nombreux existent. Mais Gibbs a montré dès 1877 la difficulté d'une analyse rigoureuse lorsqu'on s'intéresse à l'équilibre thermodynamique d'un solide au contact de sa solution mais sous contrainte hétérogène (voir chap. II). Le problème est encore compliqué par le fait qu'une déformation par dissolution-cristallisation implique nécessairement trois types de processus successifs : la dissolution (passage du solide à la solution), le transfert en solution, et la cristallisation (passage de la solution au solide). Si un de ces trois processus est nettement plus lent que les autres, sa vitesse impose la vitesse d'ensemble de la transformation. Dans les modèles existants de cette déformation (Weyl 1959, Elliott 1973, Stocker & Ashby 1973, Rutter 1976) les auteurs admettent que c'est le transfert par diffusion dans un fluide fixe qui limite la vitesse de déformation. Cependant des études expérimentales récentes montrent que ce n'est pas toujours le cas (Raj 1982, Gratier & Jenatton 1984). Les vitesses de réaction aux interfaces solide/fluide (dissolution, cristallisation) peuvent aussi imposer la vitesse de déformation si les vitesses de transfert sont relativement rapides. De même les mesures des distances de transfert naturels nous montreront que la diffusion n'est pas le seul mode de transfert. Quelquefois un déplacement du fluide par infiltration peut transporter d'aussi grandes quantités de matière mais sur de bien plus grandes distances. Nous établirons donc plusieurs relations théoriques plausibles qui seront testées sur les exemples naturels et expérimentaux.

Pour ce qui concerne l'approche expérimentale, la principale difficulté est l'extrême lenteur des déformations par dissolution-cristallisation. Dans des conditions identiques aux conditions naturelles, il est exclu de pouvoir obtenir des valeurs de déformation significatives au laboratoire. Il est toujours nécessaire d'activer artificiellement les processus et même ainsi, la durée de chaque essai doit toujours être de l'ordre de plusieurs semaines à plusieurs mois, pour obtenir des résultats satisfaisants.

Pour l'approche naturelle, des exemples extrêmement variés ont été analysés d'abord simplement pour fixer des ordres de grandeur des paramètres à mesurer, par exemple les valeurs de déformation, les distances de transfert ou les évolutions dans les mobilités relatives des minéraux.

A la fin de chacun des chapitres consacrés aux approches expérimentales (chap. III) et naturelles (chap. IV), des discussions ont été consacrées à la comparaison des résultats avec les modèles théoriques, à l'effet des différents paramètres (température, pression, contrainte, nature des solides et des fluides, structure de la roche, etc...), à divers problèmes liés à ces déformations (apparition et développement des zones de dissolution et de cristallisation, acquisition d'un litage tectonique, etc...) et à quelques applications en recherche de matières premières, en sismologie, ou bien sûr en tectonique.

Avant de développer ces trois approches différentes : théorique (chap. II) expérimentale (chap. III) et naturelle (chap. IV), il nous a paru utile de présenter les différents marqueurs de dissolution-cristallisation sous un aspect descriptif qui en montre la diversité et les caractères spécifiques. On rappellera également les relations classiquement établies entre la géométrie de ces structures et les directions de déformations (et même quelquefois de contraintes). Les conditions d'apparition de ces marqueurs seront également précisées pour permettre d'établir au chap. II les modèles théoriques les plus plausibles.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

CHAPITRE I
PRESENTATION DES MARQUEURS DE DISSOLUTION-CRISTALLISATION NATURELS ET CONDITIONS D'APPARITION

I-1/ STYLOLITES

Les joints stylolitiques sont probablement les structures les plus connues, comme témoins de dissolution, dans la déformation naturelle des roches. Décrit dès le milieu du 19ème siècle, ces surfaces d'aspect irrégulier, avec des pics stylolitiques engrenés les uns dans les autres (Fig. 2 & 3), ont fait l'objet d'interprétations variées, avant d'être associées à une contraction de la roche. L'historique des recherches sur ces structures est donné notamment par Dunnington (1954), Bathurst (1971), Kerrich (1977), Delair (1977), Durney (1978), Ramsay (1981), pour ne citer que les travaux les plus récents.

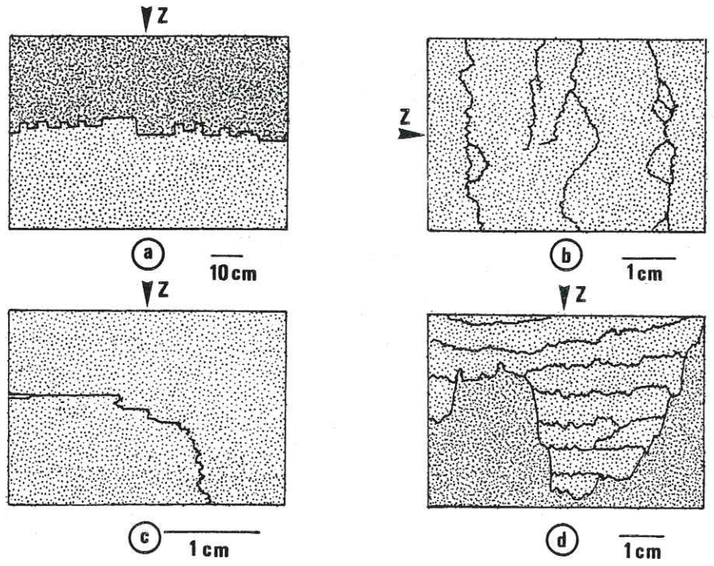


Figure 3 : (a) : Joint stylolitique à la limite entre deux strates calcaires, Haut Atlas Central Maroc. (b) joints stylolitiques dans un matériau compact, Urgonien du Vercors ; (c) : passage progressif d'un joint de stylolites à une faille, Urgonien Vercors. (d) : destruction de stylolites de 1ère génération par des stylolites de 2ème génération. A noter aussi les amplitudes de différents ordres de ces différentes générations, d'après Bodou (1976).

Pour expliquer l'engrenage des pics, certains auteurs ont envisagé des déformations "plastiques" différentielles, alors que d'autres, comme Sorby, ont proposé dès 1863, un mécanisme de dissolution sous contrainte. Son raisonnement était d'ailleurs inspiré par la mise en évidence du mécanisme de fusion sous contrainte des matériaux comme la glace, par Thompson en 1849, (voir chap. II).

Les plus beaux joints stylolitiques étant parallèles à la stratification, le développement de ces structures a d'abord été relié aux processus diagénétiques et étudié par des sédimentologues avant d'être reconnu comme pouvant intervenir sur des roches bien consolidées, associé à des phénomènes tectoniques. Les conditions d'apparition de ces structures sont discutées au § IV.4.D.

D'un simple point de vue géométrique, la direction des pics stylolitiques indique la direction de déplacement relatif de deux blocs. L'orientation du joint stylolitique est souvent perpendiculaire aux pics mais ce n'est pas une règle générale. Il existe tous les intermédiaires entre un joint perpendiculaire aux pics et un plan de faille (analogue à une faille transformante), parallèle à la direction du déplacement. Fig. 3c.

Le changement de forme par dissolution de la roche (Fig. 2b) peut être assimilé à une déformation mais il faut préciser qu'il s'agit d'une déformation discontinue dont l'analyse n'est pas directement analogue à la déformation des milieux continus. La notion d'ellipsoïde de déformation finie (Ramsay 1967) n'a, par exemple, pas de sens à l'échelle d'un seul joint stylolitique. Par contre, elle peut être utile pour décrire une déformation par dissolution-cristallisation si la taille des surfaces de discontinuité est très inférieure à la taille de l'échantillon étudié (si la déformation peut être considérée comme continue et homogène, voir introduction). De même il faut être encore plus prudent si on veut établir un parallèle entre la direction des pics stylolitiques et une des directions principales de contraintes (σ_1) subies par le matériau partiellement dissous. (Arthaud & Mattauer 1969).

Les directions principales de contraintes ne sont en effet confondues avec les directions principales de déformation finie (Fig. 4) que dans certaines conditions précises :

- Il faut d'abord que le matériau soit continu, homogène et isotrope, ce qui est loin d'être le cas général des roches. On peut rappeler ici l'expérience de Allirot et al. (1977) qui en soumettant un matériau anisotrope à un état de contrainte isotrope (une pression) obtiennent une déformation de ce matériau (dans le sens d'une distorsion), par un changement de volume anisotrope, Fig. 4a.

- Il faut aussi que les valeurs de la déformation finie soient très faibles (qu'il s'agisse d'une déformation infinitésimale) ou bien que la déformation progressive soit coaxiale, sinon dans le cas d'une déformation non coaxiale (Fig. 4b), les directions principales de contraintes et de déformations finies ne sont pas confondues.

Un exemple de déformation coaxiale est celui de la compaction de la série carbonatée de la Fig. 3a, avec apparition de pics stylolitiques de forme prismatique très caractéristique. Par contre, les stylolites tectoniques (Fig. 3b) présentent le plus souvent des formes côniques et la direction principale de contrainte en compression (σ_1) a pu se situer dans un large cône autour de la direction moyenne des pics.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

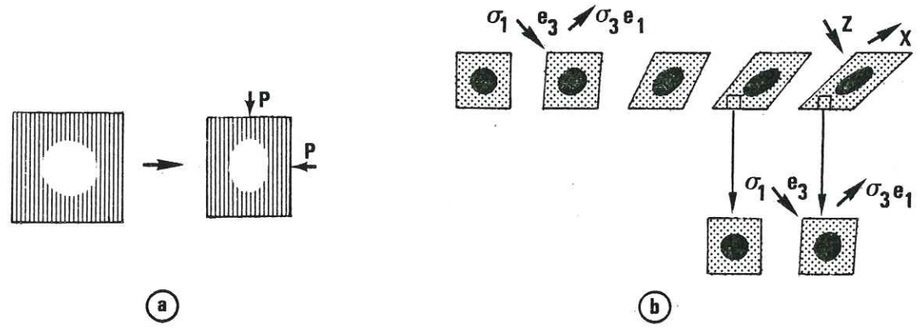


Figure 4 - (a) : Distorsion d'un matériau anisotrope par l'application d'un état de contrainte isotrope (pression), Allirot et al. 1977; (b) : déformation progressive non coaxiale, la déformation finie est la somme de déformations infinitésimales successives, les axes principaux de contraintes σ_1 σ_3 sont parallèles aux axes principaux de déformation infinitésimale e_1, e_3 (matériau continu, homogène et isotrope) mais sont différents des axes principaux de déformation finie X, Z (d'après Ramsay 1980).

Bien que l'on dispose d'un très grand nombre d'exemples de joints stylolitiques naturels (voir notamment Sellier 1979) et que plusieurs auteurs aient proposé des classifications des différents types de stylolites, Amstutz & Park 1967, Park & Schott 1968), il existe peu d'études sur la mesure des quantités dissoutes au niveau de ces joints. La principale raison est que la plupart des stylolites ne sont pas bien adaptés à de telles études.

Des mesures précises des quantités dissoutes nécessitent en effet la connaissance de l'état initial de la roche, or les plus beaux stylolites sont parallèles à la stratification. On ne peut pas dans ce cas connaître l'état antérieur à l'apparition de ces stylolites puisque comme le remarque Delair (1977) : "on pourrait, à la limite, ne faire aucune différence entre un lit argileux plus épais et ondulé, qui correspond à une variation brutale du régime de sédimentation et une accumulation importante de résidus dans un joint stylolitique, aux pics relativement courts". Cette remarque sera confirmée par la discussion des processus de dissolution-cristallisation (§ IV.4), puisqu'on montrera que ces processus peuvent conduire à une accentuation de la différence de composition chimique entre deux matériaux distants de quelques décimètres. Une véritable différenciation chimique peut apparaître avec des distances de transfert de l'ordre de grandeur de l'épaisseur des couches.

Ce problème majeur explique que les essais de quantification du raccourcissement dû aux stylolites aient surtout été effectués par des analyses géométriques de la forme des pics. L'idée est alors simplement que l'épaisseur de matériaux disparus est au minimum égale à la hauteur des pics (Stockdale 1922). Dans le détail, l'analyse est assez compliquée parce qu'il faut souvent définir des amplitudes de premier, deuxième et même troisième ordre (Masse 1974), ou bien parce que des stylolites emboîtés sont partiellement détruits les uns par les autres (Fig. 3d). En plus, il semble que l'augmentation des quantités dissoutes tende souvent à effacer les pics des stylolites, Gratier (1976) et Fig. 165. Cette analyse géométrique ne semble donc pas très appropriée pour une détermination précise des quantités dissoutes. D'autres méthodes peuvent quelquefois être utilisées notamment lorsque l'on observe des fossiles partiellement dissous (Ramsay 1967, Mattaueur 1973) ou bien lorsque des filons antérieurs sont apparemment décalés par la dissolution d'une partie de la roche (Fig. 134). Le problème est simplement que ces marqueurs géométriques sont très rares.

Les quelques auteurs qui ont essayé d'estimer les raccourcissements par l'analyse comparative des résidus insolubles, n'ont pas obtenu de résultats très satisfaisants en opérant sur des stylolites parallèles aux strates pour les raisons, exposées précédemment, de méconnaissance de l'état initial (Bodou 1976). Les seuls types de stylolites qui pourraient se prêter de manière assez rigoureuse à des analyses chimiques comparatives sont les stylolites tectoniques, puisque obliques à la stratification, ils laissent entre eux de larges domaines témoins de l'état initial de la roche. En utilisant ce type de stylolites, les résultats s'avèrent alors cohérents avec ceux de l'analyse géométrique (Delair & Leroux 1978). Le problème reste la grande hétérogénéité des roches calcaires par rapport à la taille des échantillons analysés (analyse sur quelques centaines de microns, voir § IV.2). Une autre difficulté est que la répartition des résidus est quelquefois modifiée par des circulations fluides (Bodou 1976) dans ces zones de transfert privilégiées que sont les stylolites (Gratier 1981).

Pour toutes ces raisons, nous n'avons pas retenu les stylolites comme des témoins de dissolution susceptibles de donner des valeurs précises des quantités dissoutes.

I-2/ GALETS IMPRESSIONNES

Les galets impressionnés sont parmi les premiers marqueurs reconnus comme témoignant de dissolution sous contrainte. Ils ont été décrits par Sorby dès 1865 dans les conglomérats de la molasse des Alpes Franco-Suisses. Dans une telle roche, composée de galets d'espèces minérales variées, on observe sous l'effet d'un état de contrainte, qui peut être simplement le poids des séries susjacentes, l'indentation des galets les uns dans les autres. Certains en poinçonnent d'autres, ou bien deux galets sont dissous simultanément (Fig. 5). Les pores entre ces galets ou les fractures à l'intérieur de ceux-ci sont colmatés par des cristaux d'espèces mobiles, probablement transférés depuis les zones de dissolution.

Ces structures ont fait l'objet d'études systématiques depuis Hoefer (1879) qui remarquait notamment l'influence de la taille des galets (ou plutôt de leur courbure). Quand deux fragments de même composition sont en contact, celui qui a le plus petit rayon de courbure pénètre toujours celui qui a le plus grand (voir aussi Trunit 1968). Des exceptions à cette règle sont cependant connues mais il peut s'agir alors de galets qui bien que de composition identique n'ont pas la même taille de grains. Ce paramètre est en effet très important dans les processus de dissolution-cristallisation quand le transfert de matière s'effectue le long des joints de grains (Weyl 1959), voir chap. II.

Heald (1955) et Trunit (1968) ont aussi montré l'importance de la composition des galets sur leur dissolution, ils ont même établi un classement des espèces minérales par ordre de dissolution croissante. Nous verrons cependant (§ IV.4.A) que ce genre de classement n'est valable que pour des conditions de déformation bien déterminées (température, pression, nature des fluides, etc... doivent être fixés). Il ne faut surtout pas généraliser de tels classements dans toutes les conditions, puisque par exemple (voir chap. IV) on observe que le quartz est plus soluble que la calcite à haute température, mais que c'est l'inverse à basse température (Gratier 1979, 1982).

Mc Ewen (1978-1981) a récemment analysé en détail le comportement de galets dans la molasse Miocène près de Grenoble, tant du point de vue de l'évolution de la composition chimique que du point de vue de la fracturation dans ces galets. Il montre par exemple que les zones de dissolution peuvent être individualisées par l'analyse comparative des résidus insolubles et que dans certains cas toute la dissolution est concentrée aux limites des galets, alors que dans d'autres cas, il y a dissolution dans tout un volume de roche proche du contact entre deux galets. Il montre aussi que les fractures de ces galets témoignent d'un comportement mécanique relativement fragile.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

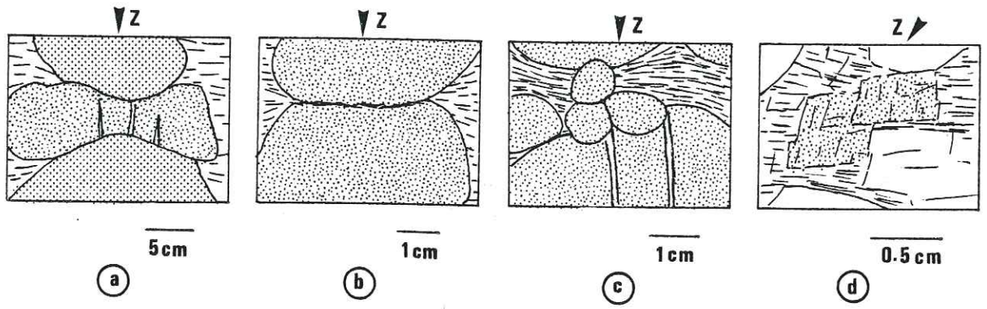


Figure 5 - Galets impressionnés par dissolution partielle sous contrainte ;(a) :indentation d'un galet par un autre de composition (ou de structure) différente ; (b) : indentation de deux galets de même nature ; (c) pénétration de petits galets dans un plus gros. Dans tous ces cas, croissance des cristaux "mobiles" dans les pores ou dans les fractures ;(d) : indentation obtenue expérimentalement par Deelman (1976) en écrasant des grains minéraux à sec (ici grains de calcite). Un certain nombre de critères (comme un bilan de matière à l'échelle des galets) permettent d'écarter des mécanismes de déformation "cataclastique" ou "plastique" pour la formation de la plupart des galets impressionnés

Ces observations excluent les interprétations de certains auteurs selon lesquels l'indentation des galets pourrait être due à un processus de déformation cataclastique ou plastique (sans transfert de matière), voir Deelman (1976), mais il faut reconnaître que les structures obtenues par ce dernier en écrasant à sec des grains de calcite (Fig. 5d) pourraient à première vue être confondues avec celles de galets impressionnés par dissolution et transfert de matière. Le meilleur critère pour écarter cette interprétation "mécanique" est la mise en évidence de changements de composition chimique près des zones indentées avec départ de matière mobile et concentration des résidus insolubles. Cela signifie qu'il faut faire des bilans de matière à l'échelle des galets impressionnés.

Des structures assez peu différentes des galets impressionnés, apparaissent dans les roches composées d'oolithes de calcite partiellement dissoutes (structures analogues à la Fig. 5b), étudiées notamment par Cloos (1947). On trouvera dans Ramsay (1967) un certain nombre de méthodes géométriques pour l'analyse de la déformation de ces roches et éventuellement de leur changement de volume.

Les objets durs impressionnés sont donc des structures intéressantes qui présentent l'avantage, par rapport à la plupart des stylolites, de conserver des traces de l'état initial et donc théoriquement de permettre des calculs assez rigoureux des transferts de matière. Malheureusement, au moins pour les conglomérats, ces roches sont difficiles à prélever et à analyser. Nous avons donc préféré développer l'analyse des transferts de matière dans la matrice rocheuse autour d'autres objets durs plus dispersés, qui nous semblaient des systèmes plus faciles à étudier et à interpréter (voir § suivant).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX (33) 76 87 82 43

I-3/ SCHISTOSITE DE DISSOLUTION

Avant de parler de schistosité de dissolution, il est peut être utile de bien distinguer les deux termes : le premier qui est descriptif, et le second qui implique un mécanisme de genèse.

D' un point de vue descriptif on peut distinguer deux grands types de schistosités.

- Lorsque le feuilletage de la roche est très dense, on parle de schistosité de flux. On peut alors observer des orientations privilégiées des minéraux allongés ou aplatis, des directions privilégiées de croissance de certains grains ou même des directions privilégiées des axes optiques des minéraux. Lorsqu'on peut mesurer les valeurs de déformation interne de ces roches feuilletées, on observe le plus souvent que les plans de schistosité sont perpendiculaires à la direction de raccourcissement maximal (Z).

- Lorsque le feuilletage de la roche est moins dense (avec une alternance de feuillets et de portions de roches non feuilletées) on parle de schistosité de crénulation lorsque ces feuillets sont situés dans l'alignement des flancs de microplis, ou bien de schistosité de fracture, s'il n'y a pas de plis, mais ce dernier terme est à proscrire dans une analyse descriptive parce qu'il suggère un mécanisme de genèse (voir discussion à la fin du §). Il vaudrait mieux parler simplement de schistosité "espacée" en sachant qu'il n'y a souvent pas de coupure nette avec la schistosité de flux, seulement une différence d'écartement des feuillets. Les relations entre ces plans de schistosité espacée et les directions principales de déformation sont souvent les mêmes que pour la schistosité de flux, mais il y a des exceptions et beaucoup d'auteurs en ont discuté (voir Ramsay 1967, Hobbs et al 1976, Vialon et al 1976). En fait, comme cela a déjà été dit précédemment une anisotropie initiale de la roche peut compliquer sérieusement ces relations et il faut alors discuter de la genèse de ces schistosités.

Les mécanismes de formation de la schistosité peuvent être variés et ils ont été aussi souvent discutés. Pour la schistosité de flux, ces mécanismes se confondent avec ceux qui permettent l'acquisition d'une déformation interne de la roche (voir § I.7). Les schistosités "espacées" peuvent, elles, traduire des plans de faiblesse acquis dans des processus de déformation hétérogène (plis, cisaillements). Dans beaucoup de ces cas, il n'y a donc pas de transfert de matière d'un point à l'autre de la roche. Mais on observe aussi que ces schistosités (ces feuilletages) peuvent être acquises par des processus physico-chimiques avec des transferts de matière. La déformation par dissolution-cristallisation est le principal de ces processus dans la croûte supérieure, ceci, quel que soit l'espacement entre les feuillets (schistosité de flux et schistosité espacée). Plus en profondeur, des recristallisations métamorphiques contribuent aussi à la formation des schistosités mais nous avons toujours cherché à distinguer l'effet de ces deux processus physico-chimiques (voir § IV.2).

Nous donnerons d'abord deux exemples de schistosité de dissolution apparue dans des roches à grains fins multiminérales (quartz, calcite, dolomite, illite, chlorite, oxyde de fer et/ou de titane, etc...).

Dans l'exemple de la Fig. 6, un débris de fossile est allongé parallèlement à la stratification (mais la roche ne présente pas de litage à l'échelle de la zone étudiée). Des images réalisées à la microsonde (microscopie à balayage avec analyseur RX dispersif en énergie) permettent de connaître la répartition spatiale de certains élements. On note ainsi la teneur réduite en Ca dans un joint que l'on appellera plan de schistosité (Fig. 6b) qui a pris naissance près de la pointe du poinçon constitué par l'objet dur (dans la zone de contrainte maximale en compression, Boudon 1976) et qui s'est développé en forme de parenthèse autour de cet objet. Cette zone est corrélativement enrichie en Al (Fig. 6a) qui marque la concentration en résidus insolubles (phyllites) dans ce joint.
(voir la carte de répartition des éléments dans le même secteur au chap. IV, Fig. 156).

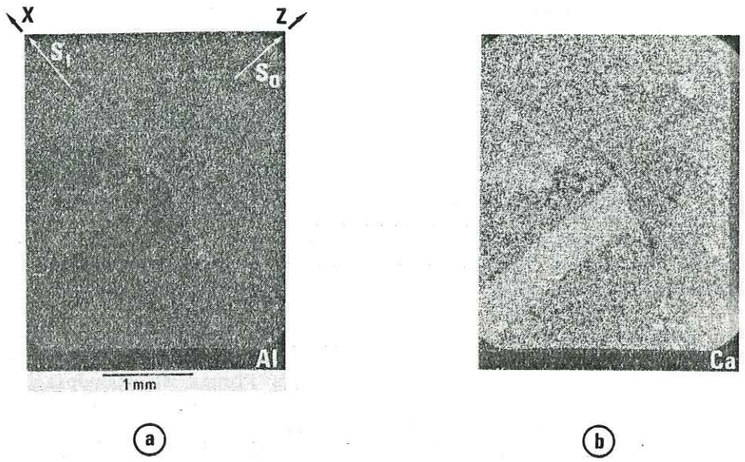


Figure 6 - Carte de distribution des éléments Al et Ca, obtenue avec un microscope à balayage et un analyseur R.X. Un objet dur (calcite) est allongé parallèlement à la stratification. Le plan de schistosité de dissolution est perpendiculaire à la direction de contraction maximale (Z) (voir Fig. 156), Bajocien, Tunnel de Bramefarine, couverture ouest de Belledonne.

L'analyse quantitative du volume dissous montre que la direction de contraction maximale (Z) est parallèle à l'allongement de l'objet dur (chap. IV). Ceci est confirmé par l'orientation des marqueurs associés, comme des fractures perpendiculaires au plan de dissolution, qui sont colmatées par les espèces mobiles issues du plan de schistosité.

Un agrandissement de la partie située près de la pointe de l'objet dur, Fig. 7, permet de comparer le comportement d'un plus grand nombre d'éléments.

- Certains éléments comme Ca et Si montrent des teneurs réduites près de la pointe du poinçon, par rapport à la zone protégée située au-dessus de l'objet dur. (le terme zone protégée est utilisé dans le sens protégée des plus fortes contraintes en compression). La composition chimique peut être présumée homogène avant déformation puisque la stratification est parallèle à l'objet dur.

- D'autres éléments comme Al, K, Ti, Mg sont au contraire concentrés près de la pointe du poinçon. Ce sont tous des éléments constitutifs de minéraux peu solubles (illite, chlorite, pyrite, oxydes de Ti), contrairement à Ca (calcite) et Si (quartz).

- On remarque aussi que Si semble avoir une concentration relativement élevée dans la zone protégée, comme si le quartz dissous dans la zone de dissolution avait recristallisé dans la zone protégée. Mais ce comportement ne s'observe pas pour Ca (calcite). Ceci illustre la notion de distance de transfert et de volume du système clos présentée dans l'introduction, et le fait que leurs valeurs peuvent être différentes pour deux minéraux dans une même déformation progressive.

Un autre exemple de schistosité de dissolution est donné dans la Fig. 8, cette fois sur une roche présentant un fin litage antérieur à la schistosité de dissolution (S_1 ou S_o). Ce litage a été microplissé lors de l'apparition de la schistosité de dissolution.

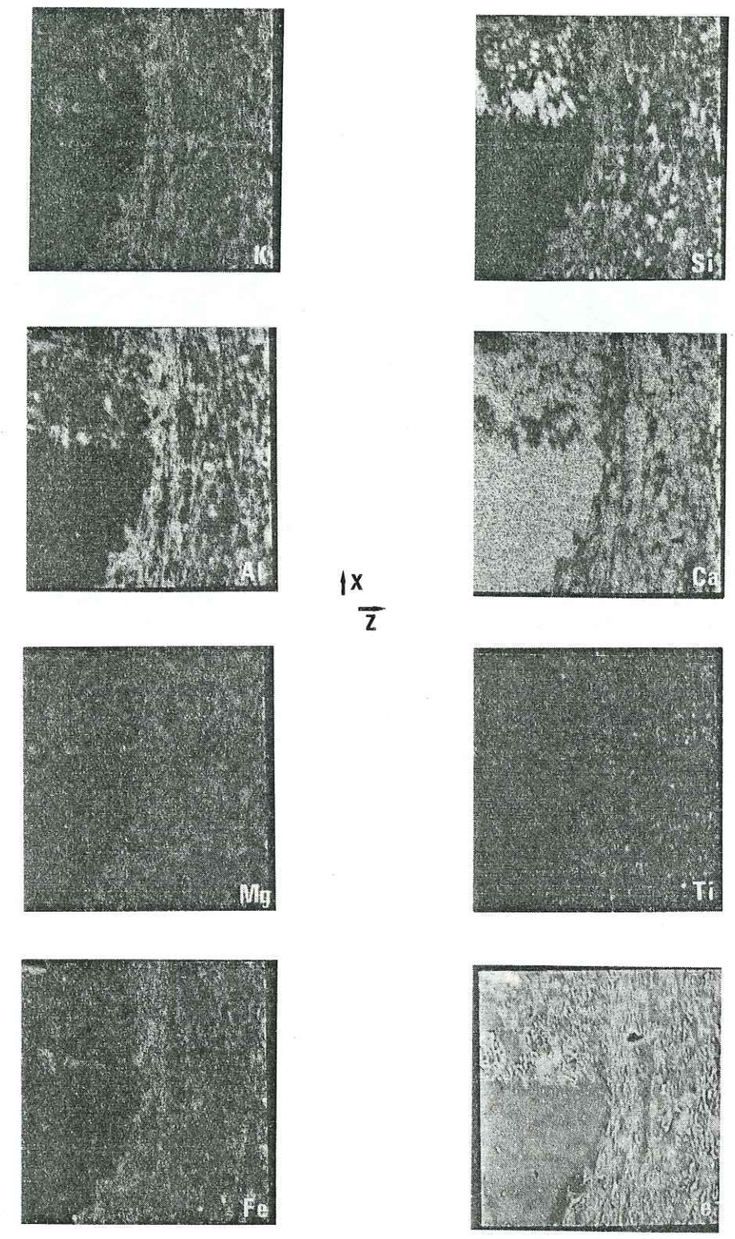


Figure 7 - Agrandissement de l'extrémité du poinçon constitué par l'objet dur de la Fig. 6. Carte de répartition des éléments obtenue à la même microsonde (la densité des points blancs est fonction de la teneur en chaque élément). Les directions X et Z sont déduites de l'analyse quantitative du transfert (voir Fig. 156).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

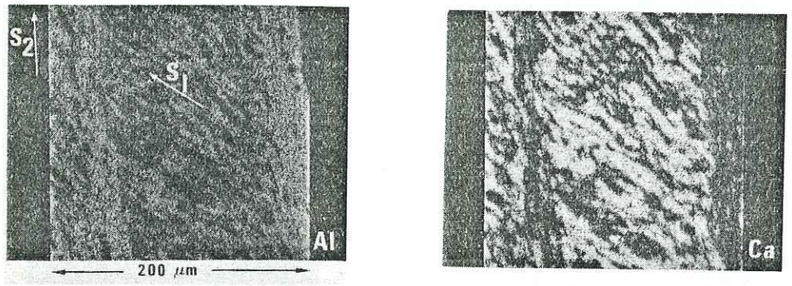


Figure 8 - Carte de distribution des éléments Al et Ca, obtenue avec un microscope à balayage et un analyseur RX, la densité de points blancs est fonction de la teneur en chaque élément. Un litage antérieur est microplissé et les plans de schistosité de dissolution se développent dans l'alignement des microflans des plis. La direction de contraction maximale est à peu près perpendiculaire au plan de dissolution. (Lias, route d'Huez, couverture des Grandes Rousses, Fig. 142).

La baisse de teneur en Ca apparaît en effet dans l'alignement des flancs des microflexures, dans des plans à peu près perpendiculaires à la direction de contraction maximale. On a l'impression que les petits minéraux riches en Ca ne traversent pas les zones de flexure. Par contre, dans ces mêmes zones de flexure, la teneur en Al est nettement accrue, et les minéraux qui en contiennent (phyllites) sont allongés parallèlement aux flancs des microplis. On observe ainsi le même comportement de l'espèce mobile (calcite) que dans l'exemple précédent. La direction de contraction maximale de la roche est à peu près perpendiculaire aux plans de schistosité de dissolution. Mais l'apparition et le développement de ces plans sont facilités, soit par une hétérogénéité du matériau (Fig. 6 & 7), soit par la présence de plans favorablement orientés (les flancs des microplis), Fig. 8. Ceci sera discuté dans le § IV 4.B.

Comme les stylolites, la schistosité de dissolution traduit donc des dissolutions localisées de certaines espèces minérales lors de la déformation naturelle des roches. La différence entre ces structures porte seulement sur leurs aspects géométriques, sur leurs fréquences et sur le type de roches qu'elles affectent.

On appellera schistosité de dissolution des plans de dissolution parallèles, séparés par des portions de roches témoins de l'état initial, (ou bien enrichies en espèces mobiles,ou bien encore affectées d'une déformation interne). La fréquence de ces plans varie du centimètre (aspect de schistosité espacée) à quelques dizaines de microns (aspect de schistosité de flux). L'alternance de feuillets riches en résidus insolubles et de microlithons relativement riches en minéraux mobiles est un véritable litage tectonique avec une différenciation chimique qui est ainsi acquise par la déformation de la roche. Un aspect lustré est assez courant sur les surfaces des joints de dissolution. Ceci probablement parce qu'après la dissolution des minéraux solubles, les phyllites désorganisées se disposent à plat dans les plans de dissolution. Ces phyllites peuvent d'ailleurs être recristallisées dans ces joints accentuant encore l'impression d'orientations privilégiées dans la roche (Knipe 1981, voir § IV.2).

Nous discuterons à part des conditions de développement de cette déformation (§ I.6). Il faut souligner ici que ces processus de dissolution-cristallisation apparaissent depuis la surface jusqu'à plus de 10 km de profondeur, avec l'aspect aussi bien de schistosités espacées que de schistosités de flux. Dans ce dernier cas la dissolution-cristallisation peut contribuer pour une grande part à la déformation interne de la roche (voir divers exemples § IV.3). Cela n'exclut cependant pas d'autres mécanismes associés (rotation, recristallisation, déformation plastique, déformation cataclastique, etc..., voir § I.7).

Quand la roche présente un litage antérieur à l'apparition de la schistosité de dissolution (stratification, schistosité antérieure), le premier litage peut être microplissé (Fig. 9a), ou bien il peut conserver son attitude initiale (Fig. 9b). Dans le premier cas, le processus de dissolution apparaît le plus souvent le long des flancs des microplis (Fig. 8). Mais on connaît tous les intermédiaires entre des structures microplissées sans dissolution des flancs (sans transfert) et des structures dont les flancs de pli sont complètement dissous (avec transfert) et dont les charnières conservées semblent témoigner de l'état initial (voir § IV.3). De même on peut observer le passage continu d'une zone de dissolution le long de flancs de plis alignés à un plan de dissolution sans plissement (Fig. 9a).

Nous verrons cependant (§ IV.4) que le microplissement n'est pas indispensable à l'apparition d'une schistosité de dissolution. C'est seulement l'hétérogénéité introduite par les microplis qui facilite la dissolution, de la même manière que des plans de discontinuité préexistants (et bien orientés par rapport aux contraintes, § IV.4) facilitent cette dissolution, ou bien que la taille des hétérogénéités (grains plus durs, fossiles, etc...) imposent la fréquence des plans de dissolution (Fig. 182).

Un certain nombre d'exemples présentés au § IV.3 (dont celui de la Fig. 156) montre que les plans de dissolution sont le plus souvent perpendiculaires à la direction de contraction maximale au moment du processus de transfert. Bien évidemment, les mêmes problèmes que ceux exposés Fig. 4 surgissent dans le cas de déformation non-coaxiale, ou intervenant sur des matériaux anisotropes. Les relations avec les contraintes seront discutées plus en détail au § II et IV.4. On précisera simplement ici que l'angle entre σ_1 et la normale au plan de schistosité de dissolution est rarement très élevé et ne dépasse pas 20 à 30°. Ceci est une autre différence avec les joints de stylolites (Fig. 3c). Mais la valeur du coefficient de frottement sur les deux sortes de surfaces doit aussi être très différente.

Contrairement aux stylolites qui s'observent dans des roches presque monominérales (calcaires, grès) à grains assez gros, la schistosité de dissolution apparaît plutôt dans les matériaux à grains fins comportant une part de minéraux argileux. On peut d'ailleurs observer le passage en continu d'un plan de schistosité de dissolution à un joint de stylolites, soit entre deux couches de composition différente (Fig. 9b,9c) avec réfraction selon la situation dans les plis (la schistosité de dissolution peut évidemment être plan axial de plis, Fig. 9d), soit dans la terminaison de plan de dissolution (Fig. 9a). Nous reviendrons sur cette différence d'aspect, l'important est que les matériaux affectés d'une schistosité de dissolution sont le plus souvent de composition initiale très homogène (le long d'une même strate bien sûr). Les analyses comparatives seront ainsi beaucoup plus aisées qu'avec des stylolites.

Un autre caractère extrêmement intéressant des roches à schistosité de dissolution est qu'elles contiennent souvent de petits éléments (comme celui de la Fig. 6), relativement plus durs que la matrice schisteuse (tels que fossiles, cristaux automorphes, filons plissés etc...) Lorsque la roche est soumise à un état de contrainte, ces objets durs introduisent dans la matrice une répartition localement hétérogène des contraintes qui provoque des différences de potentiel chimique et donc des transferts de matière, avec dissolution, transfert et cristallisation que l'on peut mettre en évidence par des analyses chimiques comparatives. Ces analyses comparatives sont indispensables pour révéler

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

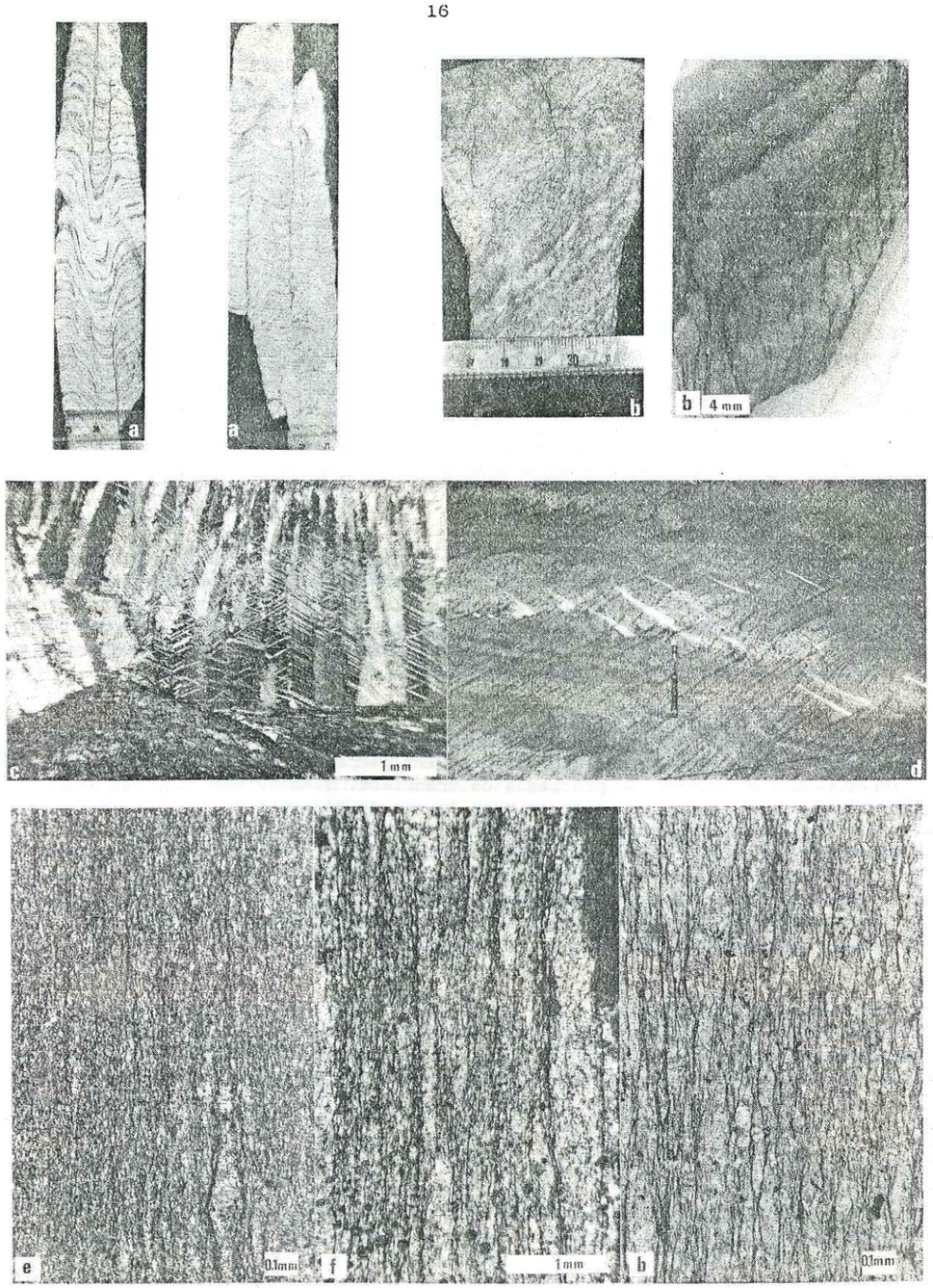


Figure 9 - Divers exemples de schistosité de dissolution ; (a) : schistosité de dissolution le long des flancs alignés de microplis (Bajocien, Oisans) ; (b) : schistosité de dissolution sans microplis (Bajocien, couverture de Belledonne ; (c) : passage d'un plan de schistosité de dissolution (en bas) à un joint stylolitique (en haut) ; (d) : schistosité de dissolution de plan axial d'un pli décamétrique, Bajocien, couverture de Belledonne ; (e & f) : schistosité de dissolution ayant l'aspect d'une schistosité de flux associée à des valeurs importantes de déformation interne, (lames minces des échantillons des Fig. 143 et 163).

les plans de dissolution, une simple impression de changement de couleur ne suffit pas en effet à démontrer un changement de composition. Cette impression peut être simplement due à un changement de la taille des grains sans qu'aucun transfert n'apparaisse (c'est le cas de beaucoup de zones de cisaillement développées à haute température sans transfert de matière hors de ces zones).

Pour clore ce paragraphe consacré à une description sommaire de la schistosité de dissolution, on remarquera que ce terme est assez peu souvent employé dans la littérature géologique. En fait, dans beaucoup d'exemples que nous avons étudiés, cette schistosité aurait été appelée schistosité de fracture, sous-entendant ainsi un autre mécanisme de formation (la fracturation). On soulignera ici toute l'ambiguïté de l'utilisation d'un terme génétique (fracture) dans une analyse descriptive. Lorsqu'une fracture apparaît dans une roche soumise à un état de contrainte, l'angle entre σ_1 et le plan de discontinuité n'excède que rarement 45°. Or toutes les analyses nous ont montré qu'au moment de leur développement, les plans de schistosité de dissolution étaient sub-perpendiculaires à σ_1. Il vaudrait donc mieux renoncer à ce terme schistosité de fracture (qui désigne le plus souvent une schistosité de dissolution) et séparer clairement d'une part la description et, d'autre part, les mécanismes : dire schistosité espacée pour décrire et s'assurer ensuite des mécanismes par des analyses chimiques comparatives, pour distinguer la schistosité de dissolution des réseaux de fractures (éventuellement très denses). Ces deux mécanismes peuvent apparaître dans la croûte superficielle mais les relations entre ces plans et les directions principales de déformation, ou de contrainte, sont complètement différentes.

Dans le cas où, dans une déformation progressive non-coaxiale, les plans de schistosité (éventuellement de dissolution) deviennent plans de glissement, il serait préférable de parler alors de schistosité "fracturée".

I-4/ FENTES COLMATEES PAR DES CRISTAUX

L'observation de fractures ou de fentes colmatées par des cristaux dont la croissance est contemporaine de l'ouverture de ces fentes, est très familière aux géologues. Selon leurs tailles on peut aussi parler de veines,ou de filons,dont le remplissage peut comporter quelquefois des substances utiles. L'épaisseur du colmatage varie depuis de grandes fentes de quartz,ou calcite,de plusieurs décimètres d'épaisseur de remplissage (Fig. 10a) jusqu'aux micro-fractures colmatées des grains d'une roche (Fig. 10b), en passant par le remplissage inter-tronçons d'objets durs tronçonnés, comme des bélemnites (Fig. 10c), ou des strates (Fig. 10d). Les cristaux du colmatage contiennent des inclusions fluides qui témoignent de la présence d'une phase fluide lors du remplissage des fentes (Gratier et al, 1973). Une étude de ces inclusions permet de connaître la nature et la densité de ces fluides, et, quelquefois, de reconstituer les conditions (température-pression) du colmatage (Poty 1967).

Dans les cas simples de matériaux que l'on peut considérer comme initialement continus, homogènes et isotropes, et pour des déformations coaxiales, ces fractures, (avec ouverture et déplacement des lèvres perpendiculaire au plan de rupture,) sont perpendiculaires à la direction d'extension maximale de la roche. Ce type de rupture correspond au mode 1 des mécaniciens (voir Bui 1978).

Dans d'autres cas, l'orientation des fractures est influencée par la structure du matériau (par la géométrie des hétérogénéités). Ainsi dans la Fig. 10c, l'orientation des fentes inter-tronçons de bélemnites est influencée à la fois par la direction d'extension maximale (X) et par la disposition de ces bélemnites tronçonnées. De même dans la Fig. 10d, deux types de fentes sont associées au sein d'un grand pli. Dans les zones où les

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

strates sont parallèles à la direction X, les fentes inter-tronçons sont perpendiculaires à X, mais en s'approchant de la charnière, une direction de clivage privilégiée intervient (la schistosité de plan axial du pli) et ce sont ces plans de schistosité, plans de faiblesse de la roche, qui s'ouvrent et qui sont colmatés (puis ensuite boudinés dans la suite de la déformation progressive, Gratier & Vialon 1980).

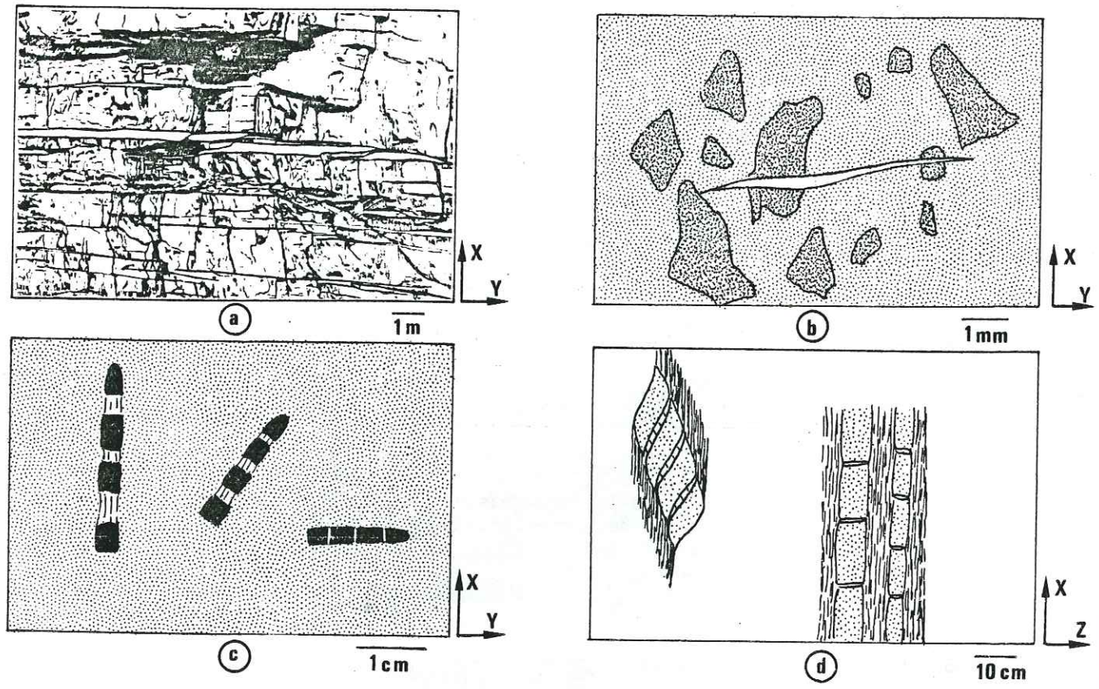


Figure 10 - Divers types de fractures ou de fentes colmatées par des cristaux ; (a) : grandes fentes horizontales sur la route d'Oulles, cristaux en fibres verticales ; (b) : grain fracturé avec colmatage au sein d'un matériau très peu déformé. (c) : bélemnites tronçonnées, Bourg-d'Oisans, l'orientation des fentes inter-tronçons est influencée par la disposition des bélemnites. (d) : Deux types de fentes colmatées dans un pli de la route d'Oulles (Oisans) : fentes de boudinage des strates verticales, et plans de schistosité fracturés puis colmatés dans les bancs durs de plis synschisteux. Après le remplissage, ce colmatage est étiré et bouciné, il évolue avec les mêmes directions de déformation que la schistosité environnante (voir aussi Fig. 49 pour une hypothèse sur l'ouverture de ces fentes par fracturation hydraulique). La Fig. 16c est une vue de ce colmatage dans le plan XY.

Le colmatage des fentes par des cristaux d'espèces mobiles correspond du point de vue de la déformation de la roche à une augmentation de volume. Mais cette augmentation est généralement compensée par une diminution de volume, dans des zones plus ou moins proches, due aux dissolutions. Dans les cas les plus simples, les plans de dissolution sont perpendiculaires aux plans des fentes. Cette association s'observe particulièrement bien sur la Fig. 12, avec des plans de dissolution verticaux et des fentes colmatées horizontales. Le problème est toujours de savoir si les produits dissous se redéposent dans les fentes immédiatement adjacentes ou s'ils migrent plus loin. Autrement dit, il est important de connaître le volume de roche qui, dilaté dans une direction, contracté dans une autre, conserve une valeur constante (système clos), voir § IV.1.

Un autre aspect de l'étude des cristallisations tectoniques est l'établissement de relations entre l'orientation des cristaux et les directions principales de déformations infinitésimales successives.

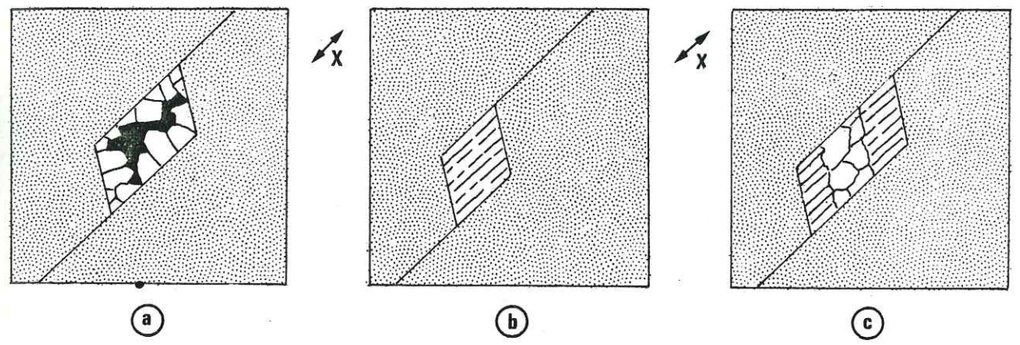


Figure 11 - Représentation schématique de l'ouverture de deux types de cavités tectoniques et disposition des cristaux dans ces cavités. (a) : Large ouverture de la cavité puis croissance lente des cristaux (calcite ou quartz), pas de relation entre l'orientation de ces cristaux et la direction d'extension maximale lors de l'ouverture de cette cavité. (b) : Ouverture par petites fractures successives de la cavité, les cristaux en fibres sont parallèles à la direction X. (c) : Deux types d'ouvertures successives pour une même cavité (b puis a).

En première approximation, on peut déjà distinguer deux cas : Fig. 11 :

a) Soit la fente est une cavité largement ouverte avant le début de la cristallisation, analogue à une géode ou à un pore. Dans ce cas, la croissance des cristaux peut être lente et continue. L'orientation des cristaux est influencée par divers facteurs comme l'orientation de la surface sur laquelle ils poussent, ou l'anisotropie de vitesse de croissance des cristaux. Ainsi dans certaines fentes alpines (filons de la Gardette, Oisans) les cristaux de quartz ont une forme en prisme très allongé (parce que le rapport des vitesses de croissance selon les axes "a" et "c" est très élevé, voir Poty 1967). Ces cristaux sont perpendiculaires aux parois des cavités. Bien que ces cavités soient nettement d'origine tectonique (Fig. 11a : ouverture de "dominos" dans un décrochement analogue au schéma de la Fig. 16), l'orientation des cristaux est alors indépendante des directions principales de déformation.

b) Soit la fente s'ouvre par petites fractures successives qui sont aussitôt colmatées (voir un témoignage de ces ouvertures successives, Fig. 14). Les cristaux du remplissage sont alors fréquemment en fibres et l'orientation de celles-ci peut souvent être reliée aux directions principales de déformation. L'évolution de cette orientation peut même permettre d'analyser la déformation progressive de la roche (Durney & Ramsay 1973). Dans le détail, l'analyse est cependant assez complexe parce que la polarité de croissance des cristaux dans la fente, intervient dans l'analyse. Ce mode d'ouverture des fentes a été appelé "crack-seal" par Ramsay (1980) ce que l'on peut traduire par fracture et colmatage (Fig. 14). Le mécanisme de ruptures successives sera discuté dans le chap. II consacré au rôle des fluides dans la fracturation (voir fracturation hydraulique). Des exemples avec les deux types d'ouvertures successives sont évidemment possibles (Fig. 11c).

Nous discuterons seulement ici du cas où l'orientation des fibres peut avoir une relation avec les directions d'extension de la roche. Un certain nombre d'exemples est donné dans la Fig. 12, Durney & Ramsay (1973) distinguent deux types de polarité des cristaux dans les fentes.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

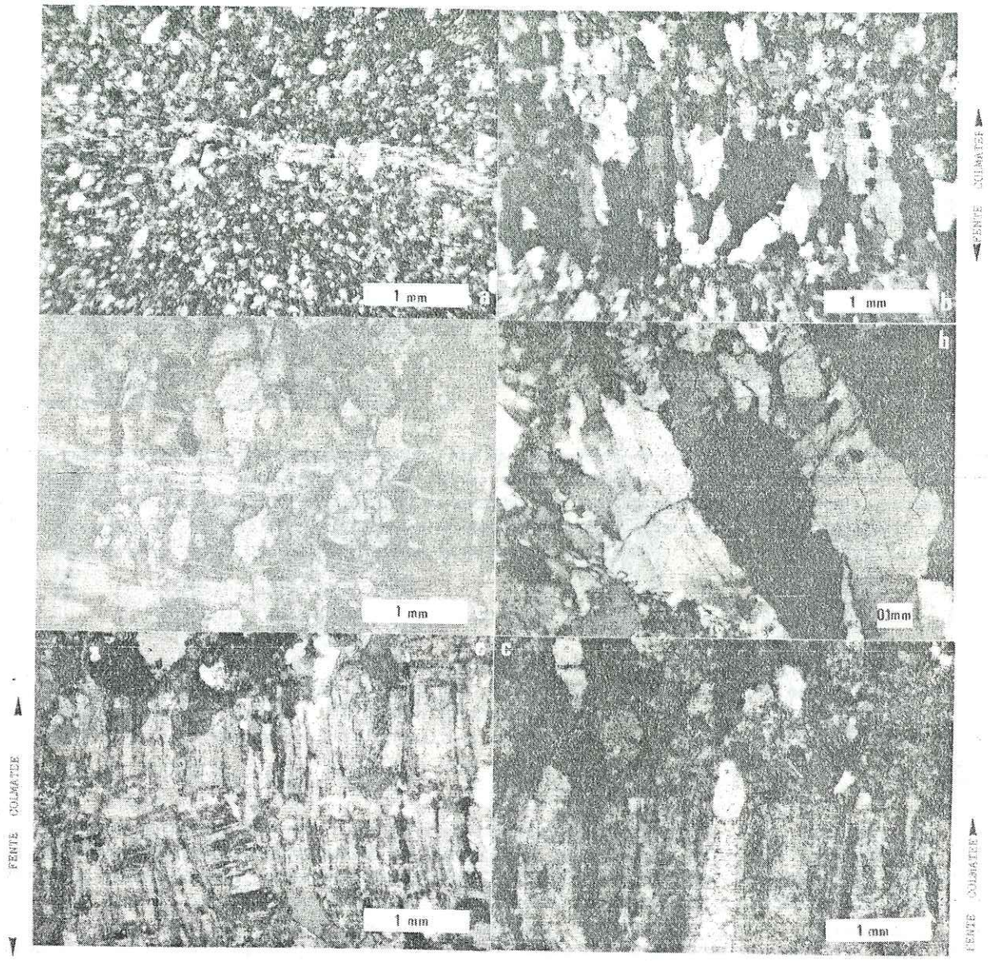


Figure 12 - Quelques exemples de fentes tectoniques colmatées par des cristaux. Mécanisme de fracturation-colmatage avec ouverture et remplissage successifs (voir Fig. 13) ; (a) : molasse rouge de Barles. (b) : grès du Champsaur ; (c) : grès calcaire Col d'Allos. Noter les plans de dissolution parallèles à l'allongement des fibres, qui témoignent de la dissolution de ces fibres, pendant leur croissance.

- Une croissance centripète (syntaxial growth) se développe quand l'espèce du remplissage est analogue à celle de la roche encaissante. La croissance du minéral de remplissage se fait en continuité optique avec les cristaux de la roche. Les fibres sont généralement perpendiculaires aux parois de la fente, mais si la déformation progressive n'est pas coaxiale, une courbure de ces fibres apparaît en relation avec la rotation progressive des directions de déformation (des "micro-ouvertures" successives de la fente), Fig. 13a. La direction d'extension maximale la plus ancienne est donnée par les fibres qui sont au contact de la paroi ; celle de la plus récente est donnée par les fibres situées près d'une surface de séparation médiane. Cette surface marque le contact entre les deux bandes de croissance de chaque côté de la fente (Fig. 13a).

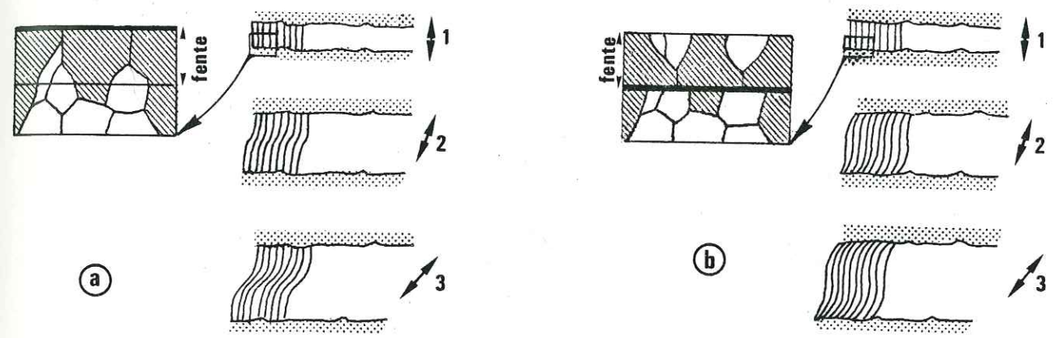


Figure 13 - Croissance centripète (a), ou centrifuge (b), des cristaux dans une fente, avec rotation relative des directions principales de déformation par rapport à cette fente, (rotation de la fente avec directions de déformation fixes, ou bien rotation des directions de déformation avec fente fixe, ou bien les deux), (d'après Durney & Ramsay 1973). En détail : acquisition d'une orientation privilégiée des fibres (en hachures, grains dont l'orientation permet une croissance rapide).

- Une croissance centrifuge (antitaxialgrowth) se développe quand l'espèce minérale du remplissage diffère de celle de la roche encaissante. Les fibres sont en continuité optique à travers la fente. L'orientation optique de la première bande de croissance dépend de divers facteurs comme l'état ou la nature des parois, l'anisotropie de croissance des cristaux ou encore, peut être, de l'état de contrainte dans la roche (voir discussion sur ce sujet par Paterson 1973). Les fibres sont généralement perpendiculaires à la surface de suture médiane (témoin de la première fracture), puis si la déformation n'est pas coaxiale, les fibres deviennent courbes, la dernière direction d'extension maximale est donnée par l'orientation des fibres au contact de la paroi de la fente, Fig. 13b. Un autre caractère spécifique de la croissance centrifuge est le fait que des petits morceaux de roches encaissantes peuvent être arrachés aux parois et être inclus dans le remplissage, formant des alignements d'impuretés qui reflètent la composition de l'encaissant, Fig. 14, et qui sont de très bons témoins des fracturations successives.

Dans les deux types de croissance, une orientation privilégiée des axes optiques peut quelquefois être mise en évidence (Cox & Etheridge 1983). Cette orientation privilégiée peut s'expliquer de diverses manières.

- Elle peut être héritée de l'orientation des cristaux de la première bande de croissance. Cette orientation est alors influencée soit par la roche encaissante (croissance centripète) soit par les conditions de nucléation et de croissance de cette première bande (croissance centrifuge), Fig. 13.

- Mais on observe aussi qu'au fur et à mesure de l'ouverture de la fente, les fibres qui sont orientées de manière à ce que la vitesse de croissance soit maximale suivant la direction d'extension, dominent progressivement les autres, Fig. 13. Une orientation

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

privilégiée des axes optiques apparaît qui est fonction de l'anisotropie de vitesse de croissance du minéral de remplissage. Cette anisotropie est notamment liée aux conditions de croissance et à la nature du fluide de remplissage (plus particulièrement à sa teneur en impuretés, Poty, 1967).

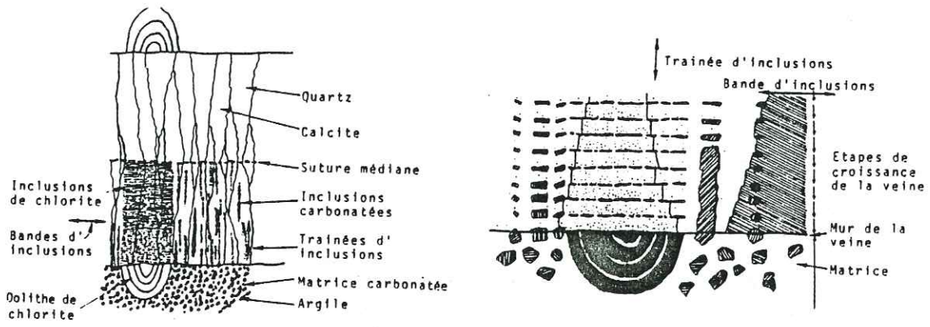


Figure 14 - Structures caractéristiques d'un remplissage de fentes par fracture et colmatage successifs. Des bandes d'inclusions solides détachées de la roche encaissante sont incluses dans ce remplissage. Fente dans les calcaires de Windgalleen (Suisse) décrite par J.G. Ramsay qui a compté plus de 500 "incréments" d'ouverture successifs pour une fente de 7,5 mm d'épaisseur, d'après Ramsay (1980).

Un autre phénomène complique l'analyse des relations entre orientation des fibres et direction de déformation, c'est le fait que certains cristaux du remplissage semblent ne correspondre à aucun des deux types de polarité précédemment décrits. Les fibres sont généralement en continuité optique avec la roche encaissante (comme dans la croissance centripète) mais il n'y a pas de surface de contact médiane. A chaque stade d'ouverture, le plan de fracture colmaté ne se situe ni sur cette surface de contact (croissance centripète) ni sur la paroi de la fente (croissance centrifuge) mais à n'importe quel niveau le long des fibres. Durney et Ramsay (1973), suggèrent que ces plans de fracture apparaissent dans des zones de faiblesse, celles-ci pouvant être des zones à forte densité d'inclusions fluide. Un tel mécanisme d'étirement avec tronçonnement ou même boudinage des fibres a été aussi décrit, à une autre échelle, par Jenatton 1981, dans le remplissage inter-tronçons de bélemnites tronçonnées. Dans ces cas, les fibres sont rectilignes (Fig. 15) ou bien le remplissage étiré (comme dans une striction) présente une juxtaposition de cristaux différents qui colmatent les diverses cavités apparus successivement (Fig. 15b). Il n'y a alors pas de relations simples entre l'allongement des cristaux et les directions principales de déformation (en déformation non-coaxiale).

Dans beaucoup d'exemples de colmatage de fentes par des cristaux en fibres, on peut aussi observer qu'au fur et à mesure de l'ouverture des fentes, une contraction perpendiculaire aux fibres se traduit par des plans de dissolution de ces fibres (Fig. 12). Ce processus apparaît évidemment dans le cas où le transfert s'effectue au moins partiellement à l'échelle de la fente.

Un dernier problème relatif au colmatage des fentes tient, dans certains cas, à la difficulté de leur mise en évidence, et donc à la difficulté de quantifier exactement le volume déposé. En effet, quand les fibres sont en continuité optique avec les cristaux de la roche, on ne distingue pas toujours clairement au microscope la séparation entre cristaux syntectoniques et cristaux initiaux. Pour résoudre ce problème, on peut observer

les cristaux en cathodoluminescence. Cette technique sera brièvement présentée (§ IV.2). Elle permet de distinguer des générations de cristaux présentant de très faibles différences de teneur en impuretés (particulièrement Mn et Fe). Deux générations de quartz (ou calcite) ont été distinguées de cette manière dans l'exemple de la Fig. 15b (ou dans celui de la Fig. 163c).

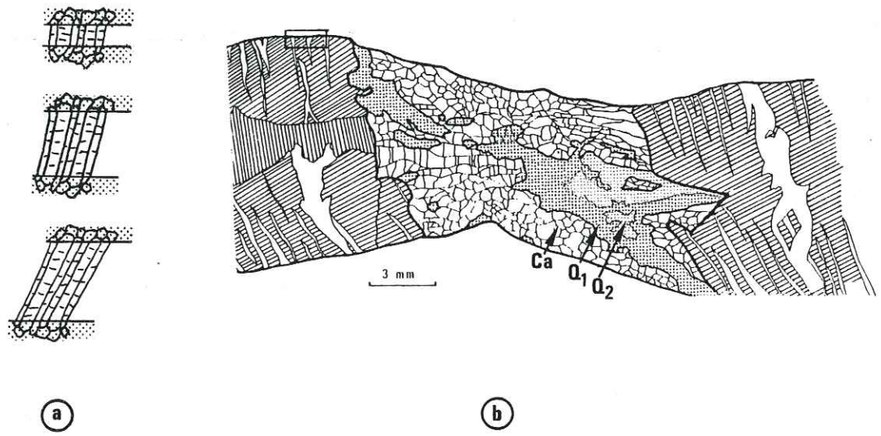


Figure 15 - Cristaux étirés dans l'ouverture d'une fente, avec remplissage des intertronçons. (a) : Schéma de l'évolution de cristaux étirés, dans une déformation non-coaxiale, on ne retrouve pas l'évolution des directions d'extension, (d'après Durney & Ramsay, 1973). (b) : Répartition des générations successives de cristaux dans le remplissage inter-tronçons d'une bélemnite tronçonnée : calcite puis quartz 1 puis quartz 2, d'après Jenatton (1981). A noter aussi l'élément de rostre isolé au sein du remplissage d'une grosse fente (à droite) et des parties de fossile en cours de détachement.

Cette partie descriptive concernant les fentes tectoniques colmatées peut être close en évoquant les associations de fentes tectoniques. Il a déjà été vu (Fig. 10) que ces fentes pouvaient être localisées le long d'hétérogénéités du matériau (fossiles, couches, etc...). Des associations de fentes se trouvent aussi dans des zones de déformation telles que les zones de cisaillement. Les fentes sont alors réparties "en échelon" le long de ces zones, Fig. 16a, avec éventuellement torsion de ces fentes si la déformation est hétérogène dans la zone de cisaillement (voir aussi Fig. 152).

On observe aussi des évolutions de ces fentes qui conduisent à l'ouverture de cavités en "domino" le long de la zone de cisaillement ou même le long de failles, Fig. 16b. Quand l'un des deux compartiments de la roche encaissante est érodé il reste des cristaux en fibres dans ces cavités qui apparaissent sur le plan de faille comme des zones " protégées" (Fig. 16c) et qui sont de bons témoins de la direction et du sens de déplacement des deux compartiments de part et d'autre de la faille (voir aussi Fig. 131). La longueur des fibres est égale au minimum de la valeur du déplacement le long de cette faille (Fig. 191).

Enfin, même dans une déformation coaxiale, si le matériau présente une anisotropie préexistante, des fentes entrecroisées peuvent apparaître et des blocs de roche encaissante peuvent se retrouver isolés au milieu du remplissage. (Fig. 16, voir aussi Fig. 15b).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

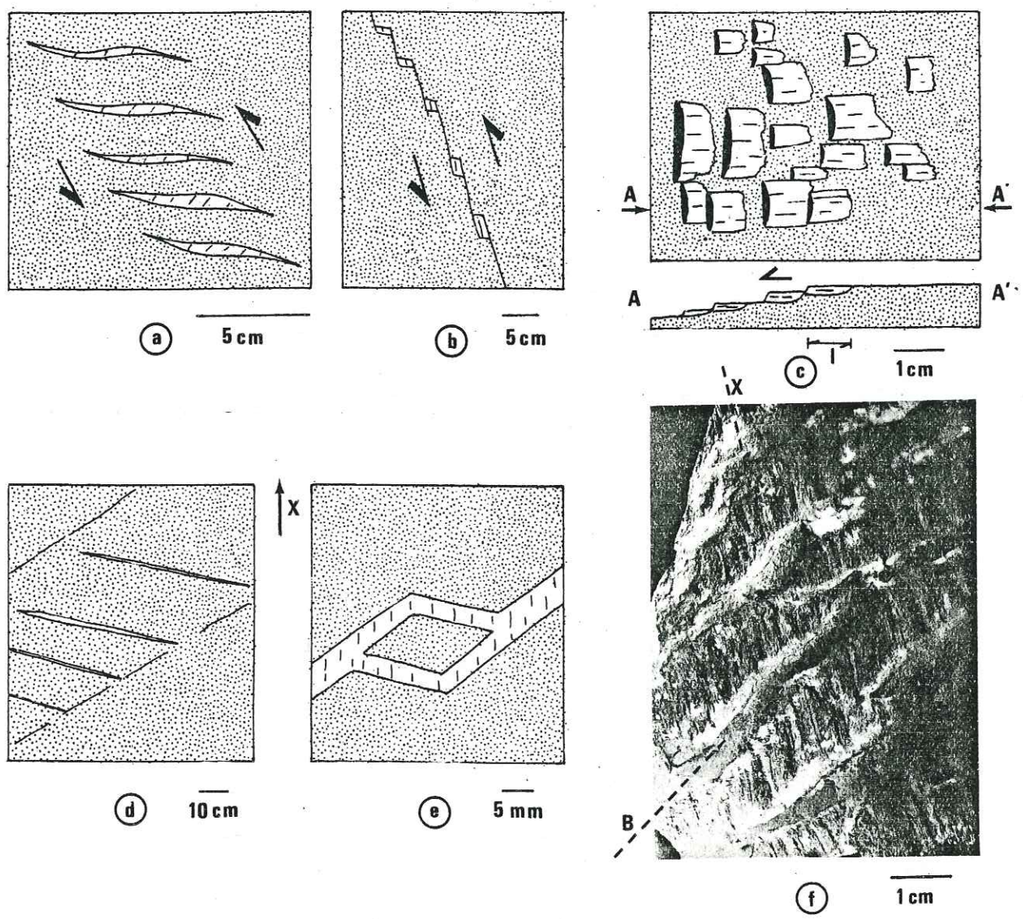


Figure 16 - Association de fentes tectoniques colmatées en échelon dans des zones de cisaillement ou de faille ; (a) : fentes en échelon ; (b) : ouverture de "dominos" en échelon ; (c) : cristallisation de cristaux en fibres dans des zones protégées (type "dominos") le long d'une zone de faille. Après érosion de la partie supérieure, la mesure de "l" donne la valeur minimale du déplacement le long de la faille (voir aussi Fig. 191). (d) : Fentes tectoniques croisées, dans une déformation coaxiale, dues à une anisotropie préexistante de la roche. Dans le processus d'ouverture par fractures et colmatages successifs, un bloc de roche encaissante peut se retrouver isolé au milieu du remplissage (e). (f) : Photographie d'un colmatage de plan de schistosité, bouliné avec étirement vertical et deux directions d'axes de boudinage, l'une perpendiculaire, l'autre oblique à X, la dernière est parallèle à une direction d'hétérogénéité de la roche (l'axe des plis, B) la situation du colmatage est donné dans la Fig. 10d, voir aussi Fig. 49.

I-5/ CRISTALLISATIONS AUTOUR D'OBJETS DURS

La description et l'étude des cristallisations dans les zones abritées autour d'objets durs est aussi très ancienne (Mugge 1928). Le terme zone abritée (ou protégée), en anglais pressure-shadow, signifie simplement qu'autour d'un objet dur, inclus dans une matrice, et soumis à un état de contrainte avec déviateur, se développent deux zones, souvent symétriques (selon la forme de l'objet), où les contraintes en compression sont très faibles, ou bien même dans certains cas où ces contraintes sont en traction, (Stromgard 1973, Boudon 1976).

Une première observation que l'on peut faire sur la Fig. 17a-b est qu'autour de deux objets durs voisins, de même taille mais de nature différente (et bien sûr antérieurs à la déformation), peuvent ou non apparaître (à l'oeil nu) des cristallisations dans les zones abritées (voir § IV.3.C). Cette présence, ou absence, de cristallisation sera discutée au § IV.4.C. Mais pour qu'il y ait croissance de cristaux, comme par exemple autour de la pyrite (Fig. 17a-b), il faut qu'un vide (un décollement) se crée et s'agrandisse entre l'objet dur et la matrice, ou bien que les cristaux aient une force de cristallisation suffisante pour "ouvrir" l'interface. Si la roche et l'objet dur restent collés comme dans le cas du fossile (Fig. 17a) ou de la portion de filon plissé (Fig. 17b) cela ne veut pas dire qu'il n'y a pas du tout de cristaux déposés dans la zone abritée. Ceux-ci peuvent être disposés dans des micro-cavités de cette zone (pores). Mais généralement les volumes ainsi déposés sont très faibles et presque négligeables par rapport aux volumes déposés dans les zones abritées "ouvertes" (voir § IV.3, Fig. 160).

On soulignera par contre que dans tous les exemples de la Fig. 17, on observe des parenthèses de dissolution de part et d'autre des objets durs (avec ou sans cristallisations dans les zones abritées). Les dissolutions apparaissent généralement dans la matrice schisteuse, mais les objets durs en calcite ou quartz peuvent aussi être dissous. La composition chimique des zones abritées sans cristallisation (cas du fossile et du filon) semble nettement différente de celle de la roche environnante (voir chap. IV). Dans ce cas, ces zones abritées peuvent être considérées comme des témoins de l'état de la roche avant sa déformation.

Une autre remarque porte sur la forme des zones abritées. Même pour des objets de forme simple avec une répartition symétrique des contraintes, une déformation progressive non-coaxiale peut se traduire par l'apparition d'une asymétrie des zones abritées qui pourra être utilisée pour déterminer l'évolution de cette déformation progressive. Sur la Fig. 17c on identifie ainsi un mouvement de cisaillement parallèle à la schistosité, par l'observation de la forme des zones abritées sans cristallisation. Cependant, quand il y a des cristallisations, la forme des zones abritées est moins simple à interpréter parce que ces cristallisations constituent, à leur tour, des objets durs (qui provoquent aussi des dissolutions localisées dans la matrice schisteuse, voir Fig. 17). Il est alors plus facile d'analyser l'orientation des fibres, ou des cristaux, à l'intérieur du remplissage.

Comme pour les fentes, les modes de croissance des cristaux dans les zones abritées sont multiples. Nous nous intéresserons d'abord au cas le plus simple où il n'y a extension que suivant une des directions principales de déformation (X).

L'orientation des fibres des cristaux peut être influencée par l'orientation du plan sur lequel elles poussent, ou par la direction d'extension maximale de la roche (direction d'ouverture maximale de la cavité).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

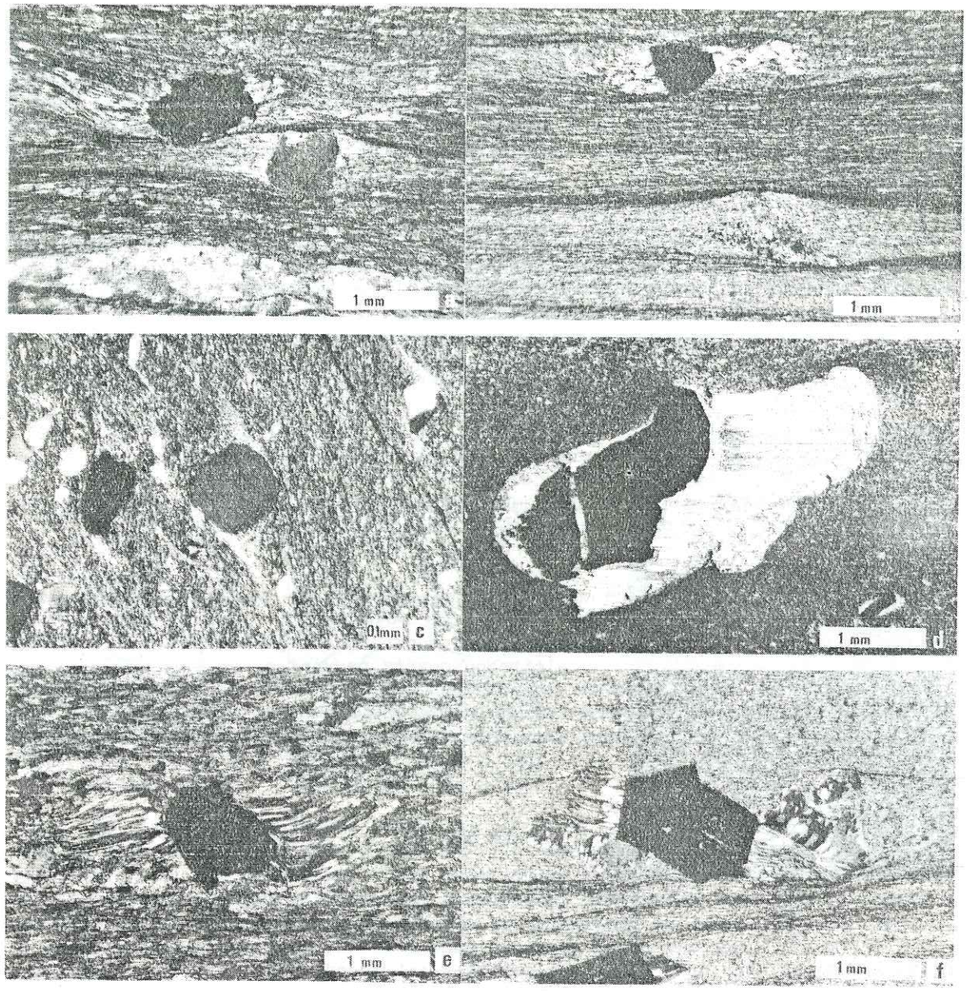


Figure 17 - Divers exemples de zones abritées autour d'objets durs ; (a) : deux objets durs avec zones abritées : l'un (le fossile) sans aucune cristallisation associée, l'autre (le grain de pyrite) avec des cristallisations en fibres importantes (plan XZ), schistes, Lourdes , Pyrénées; (b) : même différence que (a) pour deux objets durs (grains de pyrite et morceau de charnière d'un filon plissé). On notera le développement d'un litage tectonique, avec zone protégée témoin de l'état initial de la roche de part et d'autre du morceau de filon, plan XZ, schistes, Lourdes, Pyrénées ; (c) : zones abritées asymétriques dans une zone de cisaillement parallèle à la schistosité, plan XZ, schistes à quartz bleus, Québec, Canada ; (d) : fibres de cristaux de quartz et calcite parallèles à la direction d'extension maximale de la roche dans une déformation coaxiale, Sinémurien, Villard Reymond, Oisans, plan XY, secteur Fig. 146 ; (e) : fibres de quartz et calcite courbes, parallèles à l'extension, dans une déformation progressive non coaxiale (plan XZ) ; (f) : cristallisations autour de deux objets durs dans une zone de cisaillement (plan XZ) avec rotation ou déplacement des objets, voir explication de la déformation progressive, Fig. 19.

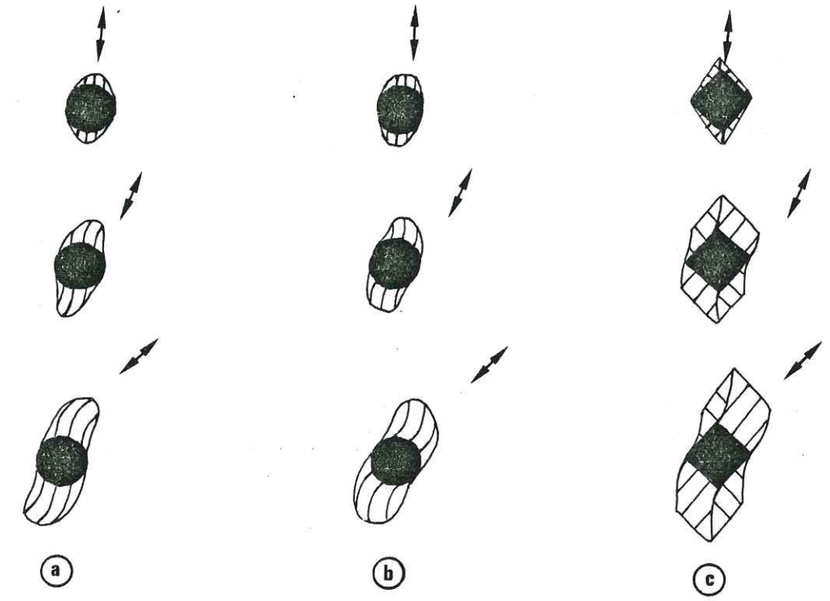


Figure 18 - Orientation des fibres de cristaux dans des zones abritées autour d'objets durs, dans une déformation non coaxiale (plan XY) (extension suivant X, Y = 1) . (a) : fibres parallèles à la direction d'extension, croissance centrifuge (par rapport à l'objet) . (b) : fibres parallèles à la direction d'extension, croissance centripète (par rapport à l'objet). (c) : fibres perpendiculaires aux faces (cristallines) de l'objet dur, croissance centripète par rapport à l'objet dur, d'après Durney et Ramsay (1973).

a) Si des cavités dans les zones abritées s'ouvraient très largement, la croissance des cristaux pourraît se faire en continu comme dans un pore ou une géode (voir Fig. 11a). On aurait alors des remplissages de cristaux automorphes autour d'une cavité centrale. Mais aucun des échantillons étudiés n'a présenté ce type de cristallisation.

b) Si l'ouverture des cavités se fait progressivement par fracturations et colmatages successifs :

- Les fibres (de quartz ou de calcite) peuvent alors être parallèles à la direction d'extension maximale, et indépendantes de l'orientation des parois de la cavité (Fig. 17d) Dans ce cas, si la déformation progressive est coaxiale, les fibres sont rectilignes et parallèles à X (cas des cristaux de calcite et quartz autour d'un morceau de pyrite, Fig. 17d). Si la déformation n'est pas coaxiale, l'évolution de l'orientation des fibres donne l'évolution de la direction d'extension maximale, Durney & Ramsay (1973). Mais, comme pour les fentes, il faut tenir compte de la polarité de croissance des fibres : centrifuge ou centripète (par rapport à l'objet dur).

. Les cristaux à croissance centrifuge ont leur base sur l'objet dur. Les bandes de croissance successives s'ajoutent à l'extrémité des fibres du côté de la matrice rocheuse (Fig. 18a).

. Les cristaux à croissance centripète ont leur base sur la roche, les bandes de croissance successives s'ajoutent à l'extrémité des fibres du côté de l'objet dur (Fig. 18b).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

- L'orientation des cristaux de remplissage peut aussi être influencée par l'orientation des parois de l'objet dur (ceci particulièrement quand cet objet dur est un minéral avec des faces cristallines). Dans ce cas on note généralement que la croissance est centripète (les objets durs de calcite ou quartz automorphes sont probablement très rares). Chaque bande de croissance s'ajoute à l'extrémité des fibres, du côté de l'objet dur. L'orientation des fibres est indépendante de la direction d'extension, elle est seulement influencée par l'orientation des faces du cristal dur (les fibres de quartz sont perpendiculaires à ces faces, les phyllites sont parallèles, Mugge 1928). Pour une déformation non-coaxiale, seule la ligne de suture entre fibres issues de faces cristallines différentes, peut servir à reconstituer l'évolution des directions d'ouverture (Durney & Ramsay 1973).

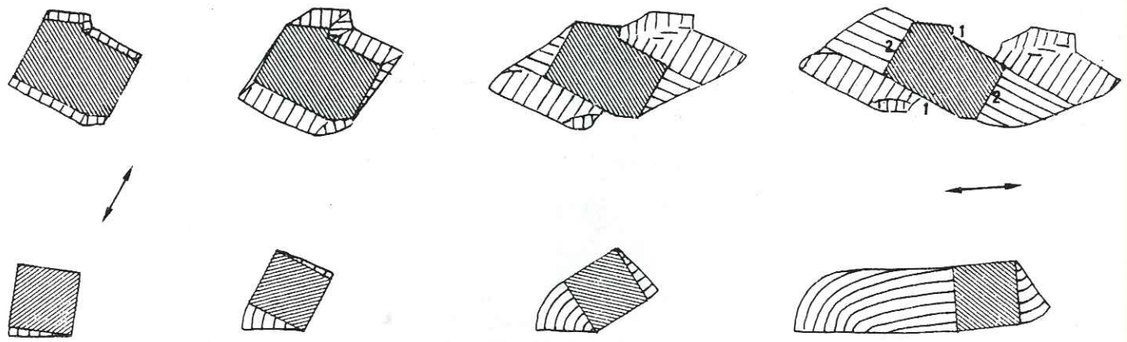


Figure 19 - Evolution de l'orientation des fibres des cristaux de quartz autour de deux objets durs, dans une déformation non coaxiale ; en bas : l'objet dur subit une rotation rigide, en haut, l'objet dur ne tourne pas mais se trouve déplacé par rapport aux premiers cristaux poussés sur les faces 1. Ces premières cristallisations se comportent comme des objets durs, permettant la croissance de fibres sur les faces 2 et même induisant des dissolutions dans la matrice schisteuse. Ces deux évolutions sont les plus probables pour expliquer la disposition des fibres autour des deux objets durs de la Fig. 17f.

Des problèmes supplémentaires apparaissent dans l'analyse de l'orientation des fibres dans les zones abritées par rapport à l'analyse de l'orientation des fibres dans les fentes.

a) Un premier problème apparaît parce que, dans une déformation non-coaxiale, les objets durs peuvent subir des rotations rigides ou bien des déplacements par rapport aux cristallisations. Dans le cas où l'orientation des fibres est liée à l'orientation des faces de l'objet dur, on distingue dans le remplissage des domaines de cristallisation que l'on peut relier à des faces différentes qui se sont trouvées successivement dans les zones abritées. L'interprétation de l'évolution des fibres n'est alors pas toujours très évidente (Choukroune 1971, Malavielle & al 1983). Ainsi dans l'explication de la Fig.17f qui est donnée dans la Fig. 19, on distingue deux comportements :

- l'objet du bas subit une rotation rigide qui se traduit par une rotation continue des fibres,

- l'objet du haut n'a pas tourné. Après une croissance des fibres sur les faces 1, ces cristaux sont déplacés relativement à l'objet dur et se comportent à leur tour comme des objets durs. Cela facilite le développement des fibres sur la face 2. En même temps, ces cristallisations provoquent aussi des dissolutions dans la matrice schisteuse par poinçonnement (plans de schistosité de dissolution en forme de parenthèse).

b) Un deuxième problème se pose quand la déformation finie est de type "aplatissement", c'est-à-dire quand il y a extension suivant les deux directions principales de déformation finie (X et Y). Dans le plan XY (par exemple plan de schistosité), l'objet dur apparaît alors complètement entouré d'un halo de cristallisation. Mais à l'intérieur du remplissage, on retrouve généralement les mêmes relations que précédemment entre l'orientation des fibres et l'orientation des parois de l'objet. Si l'objet dur est un cristal automorphe les fibres sont perpendiculaires aux faces (Fig. 20b). Sinon ces fibres sont parallèles à l'extension X (Fig. 20a).

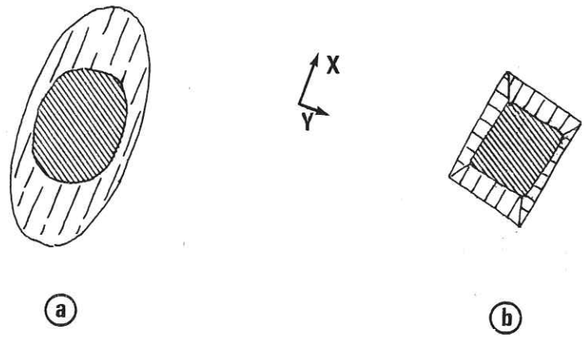


Figure 20 - Halos de cristallisation autour d'objets durs ; déformation finie avec extension suivant deux directions principales X et Y ; (a) : fibres parallèles à X ; (b) : fibres perpendiculaires aux faces du cube de pyrite.

Un dernier aspect intéressant concerne la forme des halos de cristallisation, quand l'objet dur est situé sur un plan de glissement ; on observe alors le développement de deux demi-halos asymétriques, dans chaque compartiment déplacé (Pijolas 1978). Sur le plan de glissement (Fig. 21b) la trace des demi-halos peut être sinueuse. Elle traduit alors l'évolution de la direction de déplacement, le long du plan de glissement.

Comme dans tous les exemples précédents, du point de vue bilan de matière, le système peut être ouvert ou clos à l'échelle de l'objet dur. Le système peut être clos, avec dissolution près des cotés en compression maximale de l'objet dur, et transfert de matière le long de cet objet, ou bien le système peut être ouvert, avec apport de matière le long du plan de glissement (voir § IV, Fig.131).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

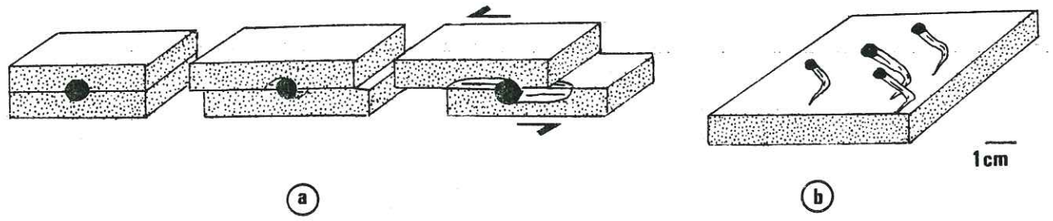


Figure 21 - (a) : Développement de demi-halos de cristallisation autour d'objets durs (grains de pyrite) quand l'objet dur est sur un plan de glissement. (b) : La trace sur le plan de glissement (ici un plan de schistosité) témoigne de l'évolution de la direction de déplacement, d'après Pijolas (1978).

I-6/ CARACTERES SPECIFIQUES DE LA DEFORMATION PAR DISSOLUTION-CRISTALLISATION

Pour résumer en quelques mots ses caractères spécifiques, on peut dire que la déformation des roches par dissolution-cristallisation est une déformation ductile (à l'échelle de la roche) et discontinue (à l'échelle des domaines qui composent cette roche, voir introduction). Elle s'effectue en présence de fluides, avec des échanges de matières d'un secteur à l'autre des domaines de la roche.

La force motrice de la mise en solution des espèces minérales, du transport par l'intermédiaire de fluides,et de leur dépôt, est probablement le plus souvent due à des différences de contraintes dans la roche. Mais nous verrons que d'autres effets peuvent s'y ajouter, comme des différences de température, pression des fluides, énergie de surface, énergie élastique ou plastique, etc..., (d'une manière générale, des différences de potentiel chimique). On examinera d'abord un à un les caractères spécifiques de cette déformation.

I.6.A) Nature de la roche

La première condition pour qu'une telle déformation apparaisse est bien sûr, que la roche contienne des espèces relativement mobiles (c'est-à-dire relativement solubles dans le fluide mouillant la roche). Bien qu'un classement par mobilité n'ait pas de sens dans l'absolu (voir § IV.4), certaines espèces comme le quartz, la calcite, la dolomite, le gypse ou l'anhydrite, mais aussi la halite, la sylvine, la fluorine, etc... sont susceptibles de migrer relativement facilement dans la déformation des roches en présence d'eau. Par contre, la biotite, la muscovite, les minéraux opaques sont parmi les moins mobiles. Les chlorites, feldspaths, amphiboles et pyroxènes ont plutôt des mobilités intermédiaires. Dans tous les cas, cette mobilité dépend des conditions de déformation (§ IV.4). Il a été aussi remarqué depuis assez longtemps (Heald 1955, Weyl 1959) que la présence de minéraux hydratés (type argile, mica) semble activer nettement les processus de dissolution-cristallisation. L'explication la plus courante est que ces minéraux servent de chemins de transfert privilégiés (voir chap. II).

I.6.B/ Discontinuité de la déformation (dans l'espace et dans le temps)

a) Le fait que la déformation soit discontinue dans l'espace a été démontré clairement dans la description des marqueurs de dissolution-cristallisation. Quel que soit le volume de roche pour lequel le système est clos du point de vue des échanges de matière (depuis des fragments de grains minéraux, jusqu'à des volumes hectométriques), les transferts s'effectuent toujours entre des interfaces solide/fluide, (depuis des surfaces de dissolution jusqu'à des plans de fractures colmatées). Même quand on peut observer des volumes importants de roche où il y a de la dissolution (Fig. 143) on trouve toujours à l'intérieur de ces domaines des secteurs sans dissolution séparés par des bandes avec dissolution (Fig. 146).

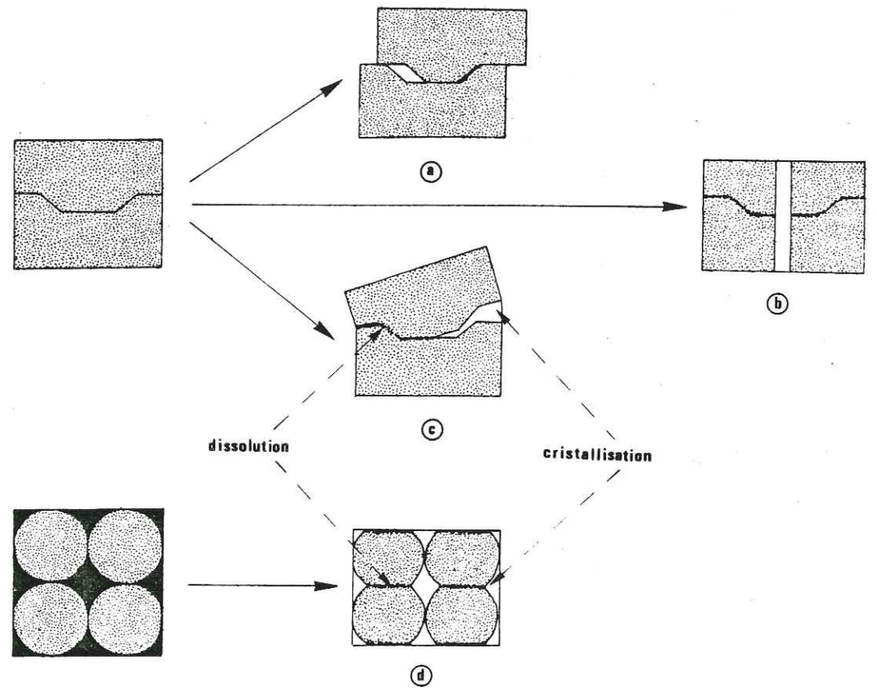


Figure 22 - Modèles de déformation ductile d'une roche par dissolution-cristallisation à l'échelle des domaines de cette roche (grain, blocs, etc...) ; (a) : déformation coaxiale ; (b) : glissement entre domaines (par exemple dans une zone de cisaillement) ; (c) : rotation (par exemple dans un pli concentrique d'axe perpendiculaire au dessin), dans ces trois cas il y a changement de forme de la roche sous l'effet d'un déviateur de contrainte ; (d) : compaction d'une roche avec changement de densité sous l'effet d'une contrainte hydrostatique (pression).

Pour une modélisation simple, on peut donc considérer que la déformation ductile par dissolution-cristallisation, d'une roche composée de grains ou de blocs (de domaines, voir introduction) s'effectue par des mouvements relatifs de ces domaines, avec accommodations à leurs limites par transfert de matière. Quatre modèles permettent de représenter les déformations progressives les plus simples (Fig. 22). Les trois premiers impliquent, aux limites de la zone ductile, des valeurs de contraintes différentes suivant les trois directions principales ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) donc un déviateur de contrainte, alors que le dernier

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

est associé à un état de contrainte hydrostatique (une pression) s'exerçant sur le squelette rocheux. Les modèles sont présentés avec des domaines rigides. A priori rien ne s'oppose à ce que ces domaines subissent une déformation interne (déformation plastique ou cataclastique, voir § I.7), mais les problèmes de compatibilité entre les mouvements de ces différents domaines sont alors plus compliqués.

Le premier modèle de la Fig. 22 s'applique à des déformations coaxiales avec plans de dissolution et plans de fractures colmatées, perpendiculaires (cas de la Fig. 12). Le second modèle représente plutôt une zone de cisaillement simple le long d'une faille, avec dissolution sur des plans qui s'opposent au déplacement des deux domaines et cristallisation dans des zones "abritées" (cas des Fig. 16, 191). Le troisième modèle, avec rotation rigide pourraît correspondre, par exemple, à une partie de pli concentrique ayant un axe perpendiculaire au dessin avec dissolution à l'intrados (à gauche) et cristallisation à l'extrados (à droite), (cas de la Fig. 150). Enfin, le dernier cas représenterait plutôt le comportement d'une roche composée de grains, non compactée qui, soumise à un état de contrainte hydrostatique, montre une compaction, avec colmatage des vides par la matière issue de la dissolution des grains à leurs points de contact. Bien évidemment, compte tenu de l'hétérogénéité des déformations naturelles, on peut très bien trouver dans une déformation coaxiale par exemple à l'échelle de la croûte, tous ces modèles qui s'appliquent à de plus petits volumes.

b) Une autre caractéristique de la déformation par dissolution-cristallisation est qu'elle peut être aussi discontinue dans le temps. En effet quand les cristaux de remplissage sont en fibres, il y a de bons indices d'une ouverture périodique des fentes, avec des fractures successives qui sont chaque fois colmatées (voir Fig. 14). Mais même dans le cas de cristaux automorphes, que l'on trouve dans des fentes ouvertes, type fentes alpines, les études sur les conditions de croissance de ces cristaux, faites par Mullis (1975) grâce aux inclusions fluides, montrent que la pression dans les fentes présente de brusques variations à chaque bande de croissance alors que la décroissance de la température est très régulière, Fig. 23. Dans le détail, la pression augmente du début à la fin d'une bande de croissance, puis elle diminue brusquement (probablement parce que la cavité augmente alors légèrement de volume), pour de nouveau augmenter avec le développement d'une nouvelle bande de croissance. En fait, on retrouve la même évolution que dans la croissance des fibres, la seule différence est qu'il reste ici une phase fluide entre la croissance des différentes bandes alors que dans le cas des fibres il pourrait y avoir colmatage complet et fracturation à chaque épisode.

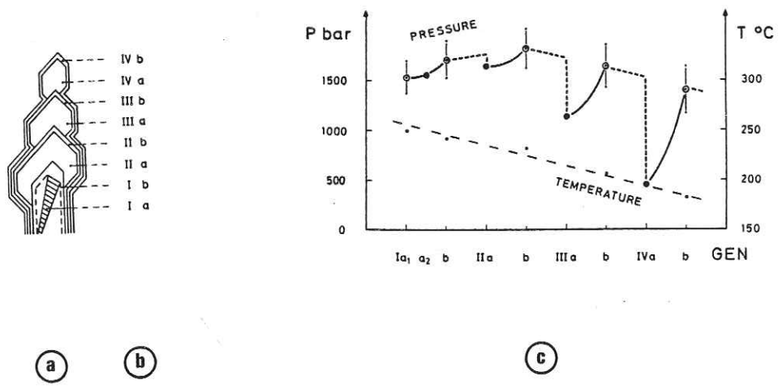


Figure 23 - (a) : Cristal du Val d'Illiez ; (b) séquences de croissance ; (c) : reconstitution schématique de l'évolution de la température et de la pression des fluides dans la fente alpine contenant le cristal (a), grâce à l'étude des inclusions fluides, d'après Mullis (1975).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Ces discontinuités dans le temps n'apparaissent pas par contre pour les processus de dissolution et de transfert, mais c'est peut être faute d'indices qui marqueraient ces discontinuités.

I.6.C/ Présence de fluide

La présence de fluide lors de la croissance des cristaux syn-tectoniques est clairement démontrée par la présence d'inclusions fluides dans ces cristaux. Des études systématiques de ces inclusions par microthermométrie et cryométrie ont été faites notamment par Poty (1967), Gratier, Lejeune et Vergne (1973), Bernard (1978), Jenatton (1981) sur des fentes tectoniques de la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes des Alpes françaises. Le fluide présent lors de la croissance des cristaux est essentiellement de l'eau, avec un peu de sel (NaCl le plus souvent, de 1 à 7 %). On trouve aussi quelquefois du CO_2 ou du méthane en très faible quantité. La composition de ces fluides varie dans l'espace et dans le temps :

- les courbes d'égale salinité sont parallèles à la limite socle-couverture avec un maximum de salinité près du socle (ou plus exactement près du Trias qui est à la limite socle-couverture, Poty 1967, Bernard 1978). La teneur en CO_2 augmente lorsqu'on s'approche des grands chevauchements de socle (comme celui de la Meije).

- les mêmes fentes montrent une évolution de la composition des fluides au cours de la déformation progressive. Le plus souvent, la salinité décroît entre les premières et les dernières fentes (Bernard 1978). Par contre cette salinité reste à peu près constante au cours de l'ouverture d'une même fente (Jenatton 1981). La teneur en CO_2 décroît plutôt avec le temps.

Des évolutions importantes de la composition des fluides dans l'espace et le temps ont aussi été décrites, avec beaucoup de détails, dans les Alpes suisses, par Mullis (1983). Cet auteur montre que la composition de la phase fluide change avec l'accroissement du métamorphisme de la roche : fluide contenant des hydrocarbures dans les zones non métamorphiques, du méthane au début de l'anchizone, de l'eau simplement à la fin de l'anchizone et dans l'épizone et du CO_2 dans la mésozone. Les intéractions fluide/roche sont discutées par Mullis et al. (1983).

Ce qui est important dans ces études, c'est qu'au sein d'une même masse de roche soumise à une déformation progressive, peuvent se succéder plusieurs générations de fluides (Mullis 1983) et que cela implique des déplacements pluri-kilométriques de ces fluides avec nécessité de transfert par infiltration (déplacement du fluide), et pas seulement avec des transferts par diffusion dans un fluide fixe (voir § II.4).

I.6.D/ Conditions de déformation (température et pression)

Plusieurs approches permettent de reconstituer les conditions de température et pression lors d'une déformation par dissolution-cristallisation :

- L'estimation de la profondeur des roches au moment de leur déformation peut être donnée par des critères stratigraphiques basés sur l'épaisseur des séries sus-jacentes.

- La détermination des caractères de la phase fluide dans les cristaux syntectoniques (densité et composition chimique) peut être faite par l'étude des inclusions fluides (voir Weisbrod et al 1976).

- L'évaluation des températures de croissance des cristaux tectoniques est enfin possible par analyse des isotopes de l'oxygène. (Kerrich et al. 1977).

Ces différentes approches montrent qu'il n'y a pas de température ou de pression de confinement minimale pour le développement des processus de dissolution-cristallisation. Des stylolites apparaîssent dans des calcaires (Cordes) avec seulement 30 m de roches susjacentes (Sellier 1979), et la densité des stylolites n'est pas proportionnelle à la surcharge (Bodou 1976).

Kerrich et al. (1977) ont, eux, étudié les températures maximales d'apparition de cette déformation. Plus exactement ils ont déterminé les températures de transition entre des déformations plutôt avec transfert de matière (avec les marqueurs utilisés, il s'agissait surtout de dissolution-cristallisation) et des déformations plutôt avec jeu de dislocations (déformations intra-cristallines), voir § I.7. Ces auteurs trouvent une différence entre roche quartzitique et calcitique et une nette influence de la taille des grains sur laquelle nous reviendrons (voir § II.4.G). Pour des quartzites de diamètre moyen de grain de 10, 100 ou 1000 µm, la température de transition est de 500°, 450°, 350°C. Pour des roches calcaires de même diamètre moyen de grains, cette température est de 360, 300 et 200°C respectivement. Le maximum de pression de confinement semble être dans ces cas 30-40 MPa. En fait il doit plutôt y avoir une plage de température de transition avec un domaine (300-500°) où les deux déformations peuvent être associées (Mitra 1976).

Les mesures de microthermométrie sur les fentes tectoniques alpines donnent des valeurs comparables, avec des températures jusqu'à 300-400°C et des pressions jusqu'à 20-30 MPa lors du remplissage de ces fentes (Fig. 10a).

Les conditions de température et pression pour une déformation avec transfert de matière (essentiellement dissolution-cristallisation) peuvent ainsi se trouver depuis la surface jusqu'à des profondeurs de 10.15 km (voir aussi § I.7).

I.6.E/ Effet des contraintes (déviateur de contrainte)

La plupart des marqueurs de dissolution-cristallisation peuvent être associés à un état de contrainte avec déviateur (avec dissolution sur les facettes perpendiculaires à la direction de contrainte maximale en compression (σ_1) et cristallisation sur les facettes perpendiculaires à la direction de contrainte minimale (σ_3) (éventuellement en traction). Mais on trouve aussi des blocs (ou des grains) de roche strictement non déformés entre ces plans, ce qui signifie qu'une différence $\sigma_1-\sigma_3$ très faible doit suffire à promouvoir ce type de déformation. Par exemple pour les stylolites à pics verticaux des calcaires de Cordes, qui se développent à moins de 30 m de profondeur (Sellier 1979) la valeur de σ_1 est égale à 0,1 MPa (1 bar). Même en admettant que σ_3 soit en traction de l'ordre de -10^1 MPa, la différence $\sigma_1-\sigma_3$ ne peut dépasser une dizaine de MPa et elle est probablement bien inférieure.

En fait, un caractère important de ces déformations est qu'elles peuvent apparaître sans seuil de contrainte, la loi de comportement des matériaux déformés avec ce mécanisme est donc plutôt analogue à un comportement visqueux (voir § II.4).

I.6.F/ Vitesse de déformation

Il n'existe pas d'estimation précise des vitesses de déformation naturelle par dissolution-cristallisation (voir discussion § IV.4), mais si on prend par exemple une roche calcaire et qu'on la place dans une cellule pour la déformation de roches, dans les conditions de température, contraintes, pression et nature des fluides identiques aux conditions naturelles (voir ci-dessous), on n'observe jamais clairement des déformations par transfert de matière, même après des durées d'essais de plusieurs années (voir chap. III).

Ce qui caractérise donc cette déformation par dissolution-cristallisation c'est aussi qu'elle est extrêmement lente. Ceci sera le principal obstacle à sa réalisation expérimentale (voir chap. III). C'est aussi un problème dans les déformations naturelles parce que même s'il n'y a pas de seuil de contraintes pour son développement, sa vitesse peut être si faible qu'on ne l'observe pas même sur une roche maintenue naturellement sans contrainte pendant plusieurs millions d'années !...

I.6.G/ Importance de ce mécanisme dans les déformations naturelles

Compte tenu des conditions associées à ce mécanisme, on devrait le trouver surtout dans la croûte supérieure terrestre. Effectivement si la déformation de cette croûte supérieure peut apparaître à une certaine échelle comme une déformation essentiellement "cassante" (avec le jeu de grandes failles de type décrochements, chevauchements ou failles normales), elle a aussi souvent un comportement ductile particulièrement dans certaines zones de collision intraplaques (Alpes, Himalaya, etc...). Ce comportement ductile se marque notamment par des glissements, des cisaillements, des poinçonnements, etc..., avec souvent des mécanismes de déformation par dissolution-cristallisation.

Ainsi sur une coupe à travers les Alpes françaises (du Vercors à l'Oisans), ou l'on peut observer à la fois des zones à déformation ductile (plis) et cassante (failles), on observe les marqueurs de déformation par dissolution-cristallisation suivants :

- Des associations stylolites-fentes dans les plis des calcaires du Vercors constituent les seuls marqueurs de déformation interne de ces roches qui peuvent accommoder le plissement (la déformation ductile) de ces calcaires.

- Des galets impressionnés se trouvent dans la molasse miocène au coeur des synclinaux des plis précédents.

- De la schistosité de dissolution permet des déformations internes et des plissements très importants dans la couverture sédimentaire de l'Oisans (voir Fig. 142).

- De la schistosité de dissolution s'observe également dans les massifs cristallins externes (granite des Sept-Laux, du Mont-Blanc, etc...).

Dans tous ces cas, les distances du transfert (donc la taille des domaines pour lesquels le volume est clos) sont très variables (voir § IV.4), mais il est évident que plus cette taille est faible, plus la déformation interne de la roche peut être importante, donc plus la roche est ductile.

- Même dans les secteurs affectés de failles, si les déplacements sur ces failles sont importants, des déformations internes leur sont le plus souvent associées (pour des raisons de compatibilité géométrique). Ainsi sur l'exemple de la Fig. 2, une zone de cisaillement avec stylolites et fentes s'observe près d'un plan de faille définissant ainsi des zones de cisaillement ductiles avec un mécanisme de déformation par dissolution-cristallisation.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

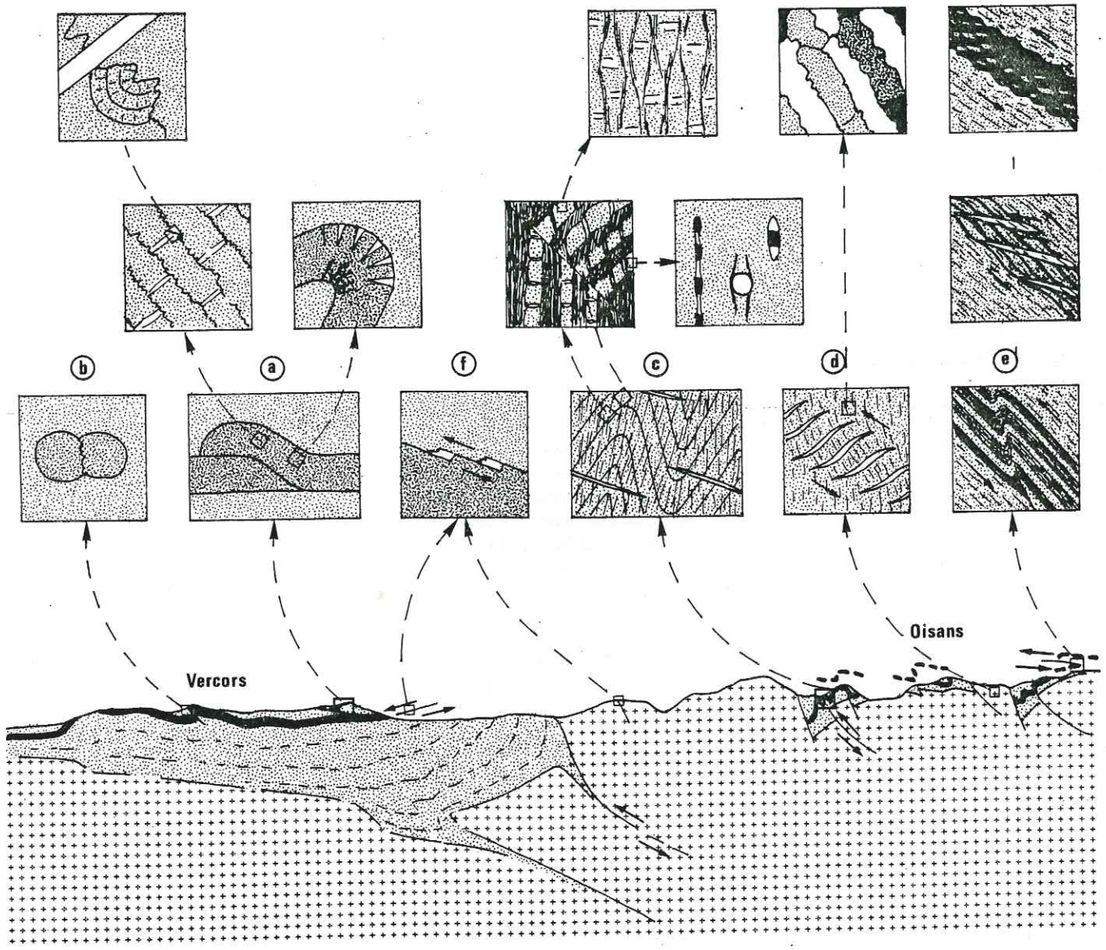


Figure 24 - Situation des marqueurs de dissolution-cristallisation sur une coupe de la croûte supérieure (du Vercors à l'Oisans). Au cours de la déformation progressive de ce secteur il devait y avoir une couverture de l'ordre de quelques centaines de mètres à l'Ouest à plusieurs kilomètres à l'Est (jusqu'à 10 Km). (a) : Stylolites et fentes dans les plis des calcaires du Vercors ; (b) : galets impressionnés dans la molasse miocène au coeur des synclinaux ; (c) : schistosité de dissolution plan axial des grands plis de la couverture sédimentaire de l'Oisans ; (d) : schistosité de dissolution dans le socle ; (e) zone de cisaillement ductile (schistosité de dissolution et fractures colmatées ;(f) : cristaux en fibres sur les plans de failles (s'observe sur toute la coupe même dans le socle), (d'après Ménard (1979) pour la limite socle/couverture).

- Enfin, dans les zones de failles, on observe souvent que le déplacement entre les deux compartiments a été au moins partiellement accommodé par un transfert de matière (voir modèle b Fig. 22). La présence de cristaux en fibres parallèles au déplacement (quartz ou calcite) dans les zones abritées le long du plan de faille (Fig. 2) atteste du remplissage progressif de ces cavités avec une succession de petites ouvertures infinitésimales comme dans le colmatage des fractures (Fig. 14 et 16). Ces failles ont dû alors présenter plutôt un glissement ductile et un comportement asismique (voir § IV.4, Fig. 191).

On peut dire, pour conclure, que la déformation par dissolution-cristallisation étant donc à la fois un processus de déformation ductile (à l'échelle de la roche) et une déformation discontinue (à l'échelle des domaines qui composent cette roche), l'étude de ce processus de fluage implique à la fois l'étude de processus mécaniques (rupture et fragmentation des roches en domaines), l'étude de la répartition des contraintes autour des domaines (dans un matériau hétérogène qui est d'abord un assemblage de "blocs"), et l'étude des processus physico-chimiques entre une roche (sous contrainte) et sa solution (dissolution, transfert et cristallisation). Ceci constitue l'essentiel du chap. II de ce mémoire. Mais auparavant il est cependant nécessaire de comparer cette déformation par dissolution-cristallisation avec les autres mécanismes de fluage que l'on peut aussi trouver dans la croûte terrestre.

I.7/ COMPARAISON AVEC LES AUTRES MECANISMES DE DEFORMATION DUCTILE

Nous ne considèrerons dans cette partie que les déformations ductiles à l'échelle de roches composées d'agregats de minéraux ou de blocs. Les problèmes de fracturation de ces agrégats seront traités dans le chap. II avec le rôle des fluides dans la déformation des roches.

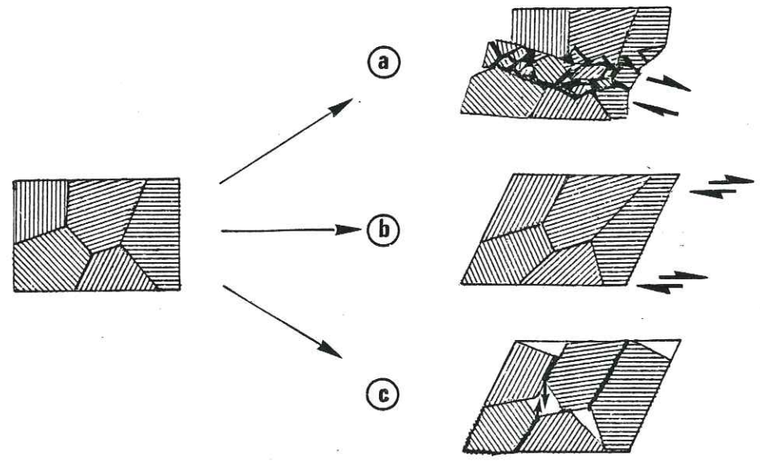


Figure 25 - Trois types de déformations ductiles d'un agrégat ; (a) : déformation cataclastique : fracturation et glissement des éléments entourés d'une poudre, produit de cette fragmentation ; (b) : déformation plastique : glissement intra éléments sur des plans privilégiés (discontinuités, dislocations) ; (c) : déformation avec transfert de matière : déplacement de matière entre les surfaces des éléments diversement orientées par rapport aux contraintes.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Dans un agrégat composé de grains ou de blocs jointifs, chaque élément est contraint par ses voisins. Une déformation ductile ne peut apparaître sans qu'il y ait des changements de forme et des déplacements relatifs de ces éléments.

On distingue classiquement trois possibilités de changement de forme d'un agrégat de grains ou de blocs compactés (Fig. 25) qui seront d'abord décrites avant que les différentes lois, établies pour ces fluages, soient comparées.

I.7.A) Déformation cataclastique

Les grains ou les blocs peuvent être fragmentés (ou même broyés) avec séparation entre des éléments encore solides et une poudre fine qui entoure ces éléments et permet leur mouvement relatif, c'est la déformation cataclastique.

Un premier caractère de cette déformation est qu'elle implique le plus souvent une augmentation de volume. Elle est donc très sensible à une augmentation de la pression de confinement autour de l'agrégat. Une augmentation de cette pression de confinement s'oppose à l'apparition de la déformation cataclastique. Un autre caractère de cette déformation est sa faible dépendance avec la température (Paterson 1976). Le frottement entre les éléments solides va plutôt provoquer un échauffement dans la zone déformée, ce qui peut finir par induire un changement du mécanisme de déformation (avec apparition de mécanismes de plus haute température). Enfin la présence d'une phase fluide va jouer un rôle important dans la lubrification entre les éléments, nous y reviendrons au chap. II. En résumé, ce mécanisme est donc plutôt caractéristique des conditions superficielles lorsque déviateur de contrainte et vitesses de déformation sont élevés.

I.7.B) Déformation plastique

On appellera déformation plastique une déformation qui se produit avec changement de forme des grains minéraux par glissements sur des plans privilégiés. Il peut y avoir pliage et maclage à basse température,ou bien glissement des dislocations du réseau cristallin à plus haute température. Cet écoulement est très fréquent dans les milieux solides, pour un large domaine de conditions de température et pression (voir Fig. 33). Pour chaque minéral, divers systèmes de glissement peuvent être activés selon les conditions (voir Nicolas & Poirier, 1976, pour une présentation détaillée de ces processus).

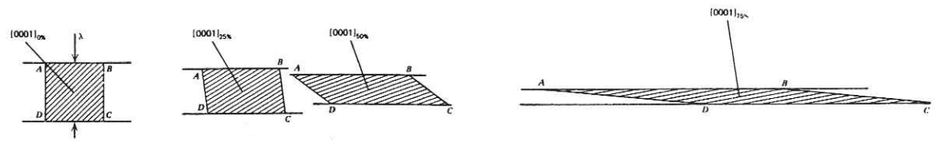


Figure 26 - Représentation schématique du développement d'une orientation préférentielle dans les cristaux, par glissement sur les plans cristallographiques (d'après Hobbs et al. 1976).

Ce qui caractérise ce mécanisme de déformation, c'est qu'il est isochimique et qu'il se produit à volume constant. C'est aussi qu'un agrégat de minéraux acquiert par cette déformation plastique des orientations préférentielles :

- Il y a apparition d'une orientation préférentielle de forme des cristaux qui permet de définir les directions principales de déformation finie de la roche (X extension maximale, Z contraction maximale, Y intermédiaire) (voir Ramsay 1967 et Fig. 26).

- Il y a aussi apparition d'une orientation préférentielle de réseaux des cristaux liée à une nouvelle distribution des plans et des directions de glissement. Les orientations de réseaux des cristaux d'un agrégat se représentent le plus souvent sous forme de diagramme de densité d'orientation repérés par rapport aux axes structuraux XYZ. Les méthodes d'études et de traitement sont données notamment par Bouchez (1977). Des orientations préférentielles de réseau du quartz ont,par exemple,pu être obtenues expérimentalement dans des quartzites déformées ($\dot{\varepsilon} = 10^{-7}\ s^{-1}$, T = 600°C, P = 1550 MPa, $\sigma_1 - \sigma_3$ = 700 MPa)Tullis 1971.

Pour que le changement de forme des grains soit seulement dû à des glissements intragranulaires, il faut qu'il existe 5 systèmes de glissement indépendants (critère de Von Mises, Paterson 1969). S'il y a moins de cinq systèmes de glissement, d'autres structures apparaissent associées pour accommoder les mouvements relatifs de grains ou d'éléments de grains.

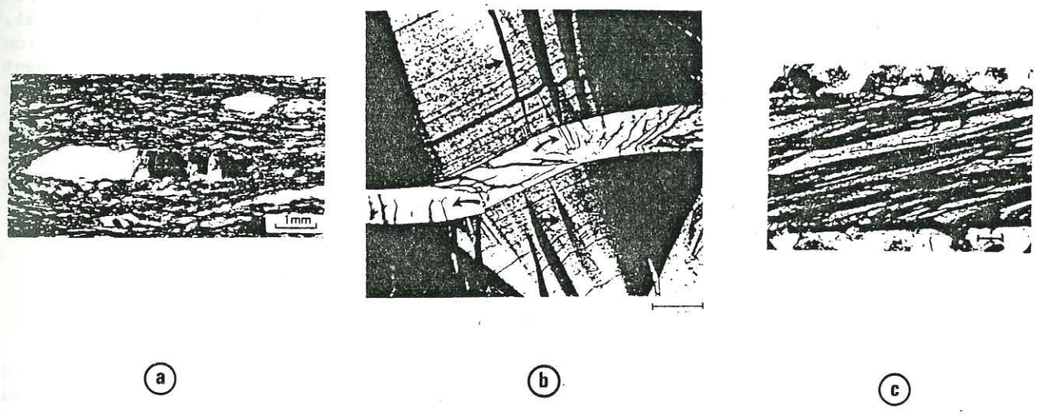


Figure 27 - Déformation naturelle ou expérimentale de minéraux avec peu de plans de glissement. L'incompatibité des mouvements entre les grains est accommodée par diverses structures : (a) : sous-grains de polygonisation perpendiculaires à X dans grains de quartz, Angers (Bouchez 1977) ; (b) : kink-band dans biotite et fracture dans feldspath, déformation expérimentale, T = 300°C ; P = 300 MPa, $\dot{\varepsilon} = 10^{-4}\ s^{-1}$, Friedman & Heard, 1982). (c) macle dans la calcite, déformation expérimentale, T = 650°C (Friezman & Higgs 1981).

- Ainsi sous des contraintes assez faibles, l'incompatibilité entre les grains est simplement accommodée par plissement des plans cristallographiques. Cela se traduit sous le microscope par l'apparition d'une extinction onduleuse (quartz, olivine). Des sous-grains de polygonisation apparaissent faiblement désorientés, à peu près parallèles les uns les autres et sub-perpendiculaires à X (Nicolas et al 1971). Selon les conditions il peut aussi apparaître des bandes de pliage (type kink-band) définissant des domaines nettement plus désorientés que les sous-grains de polygonisation. Les plans de cette sous-structure sont plutôt perpendiculaires à Z ou Y. (Boudier 1976). Ces kink-band apparaissent tout particulièrement dans le cas de minéraux n'ayant qu'un seul plan de glissement (phyllites). Une autre structure assez analogue qui se traduit par la formation de domai -

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

nes, dans le cristal présentant des orientations différentes (mais avec désorientation constante) est le maclage qui apparaît dans les minéraux n'ayant que peu de systèmes de glissement comme la calcite, les feldspaths ou même le quartz (Nicolas & Poirier 1976).

- Sous des contraintes plus importantes, il peut aussi apparaître une ouverture des plans cristallographiques, avec apparition de clivages parallèles à ces plans, dans les zones de concentration de contraintes.

Toutes ces marques de déformation "plastique" peuvent apparaître dans certaines zones de matériaux affectées par ailleurs de dissolution-cristallisation. Ces déformations plastiques apparaissent particulièrement dans les zones les plus compétentes qui présentent une très faible porosité ou une très faible teneur en minéraux type phyllites donc plutôt dans les zones les plus "sèches" de la roche.

Du point de vue de ces conditions de déformation, les déformations plastiques n'apparaissent qu'à relativement haute température avec des déviateurs de contrainte assez élevés. La transition avec d'autres mécanismes apparaît clairement sur les cartes de déformation de la Fig. 33. A titre d'exemple, expérimentalement, le système de glissement le plus facile dans le quartz (glissement basal) est initié vers 600°C (à pression atmosphérique et vitesse de déformation $\dot{\varepsilon} = 10^{-4}\ s^{-1}$). Un premier système de glissement de plan prismatique n'apparaît qu'à 700°C. (Carter et al 1964 , Christie et al 1964). Pour la calcite, les deux systèmes de glissement (100) et (111) sont les plus actifs, le premier entre 20 et 300°C, le second entre 500 et 800°C (Turner et al. 1954, Griggs et al. 1960). Ces températures sont nettement abaissées si on diminue la vitesse de déformation (Tullis 1973). Dans les déformations naturelles ($\dot{\varepsilon} = 10^{-10}\ s^{-1}$) le plan de glissement basal du quartz peut être activé autour de 300°C. (Nicolas & Vialon 1980). Ainsi, compte tenu des températures maximales observées pour les déformations par dissolution-cristallisation des déformations plastiques peuvent bien apparaître localisées à certains secteurs, en parallèle avec de la dissolution-cristallisation dans d'autres secteurs (selon notamment la teneur en fluide du matériau, voir chap. II). C'est bien ce qui a été signalé précédemment et c'est aussi ce qu'observe Mitra (1976).

I.7.C) Déformation avec transfert de matière

Une autre façon d'accommoder les incompatibilités de mouvements des grains dans un ensemble compacté soumis à une déformation est l'apparition d'un transfert de matière au sein du matériau.

On peut comme Nicolas & Poirier (1976) distinguer plusieurs cas (Fig. 28) selon le chemin de transfert.

La déformation peut être due à un transfert de matière entre surface des grains différemment orientés par rapport aux contraintes, avec départ de matière depuis des plans soumis aux plus fortes contraintes en compression, et dépôt sur des plans soumis aux moindres compressions (éventuellement tractions).Il s'agit du fluage de Nabarro-Herring avec diffusion des lacunes à travers le grain solide et du fluage de Coble avec diffusion le long des joints de grains. Comme le remarque Elliott (1973), à l'observation, ces deux types de fluage ne sont pas fondamentalement différents de certaines déformations par dissolution-cristallisation (Fig. 30). La difficulté d'étude de ces dernières tient surtout à certains caractères particuliers :

- Dans la dissolution-cristallisation, le système n'est pas toujours clos à l'échelle du grain (lorsqu'on fait le bilan des matières transférées). Un transfert par infiltration peut aussi se coupler au transfert par diffusion (voir § II.4).

- Dans ce même fluage, la présence d'une phase fluide inter-granulaire libre ou piégée le long des chemins de transfert complique beaucoup l'analyse thermodynamique du phénomène (Paterson 1973) voir § II.4. Les autres différences entre ces fluages découlent de ces caractères particuliers, notamment le fait que les vitesses de ces modes de fluage sont différemment activées par la température. L'effet de celle-ci est plus important dans la diffusion à travers les solides que le long des joints de grains et surtout que la diffusion dans une phase fluide, Jost (1960). En conséquence, la dissolution-cristallisation est peu activée par la température (Pharr & Ashby 1981). Un autre caractère des déformations avec transfert à l'échelle du grain est que la vitesse du fluage est très dépendante de la taille de ces grains (de manière différente selon le chemin de diffusion,voir I.7.E).

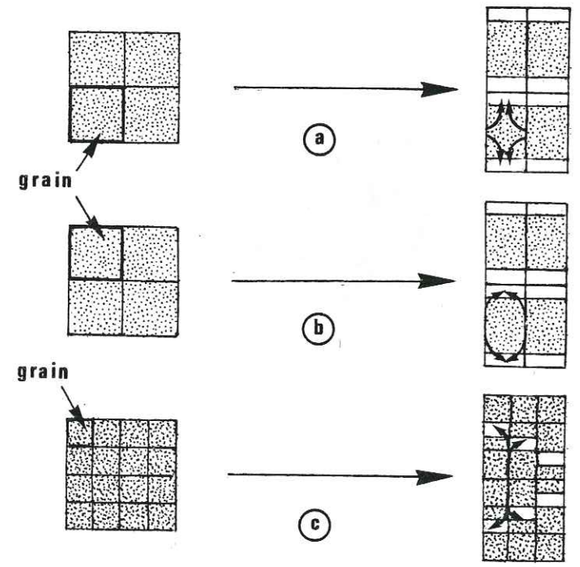


Figure 28 - Comparaison schématique entre les trois mécanismes principaux de fluage par transfert de matière : (a) : fluage de Nabarro-Herring, transfert par diffusion à travers le solide ; (b) : fluage de Coble, transfert par diffusion aux joints de grains, dans ces deux cas le système est clos à l'échelle des grains : (c) : fluage par dissolution-cristallisation avec transfert par diffusion ou par infiltration le long de chemins privilégiés dans la roche qui contiennent une phase fluide (libre ou piégée). Le système peut être clos à l'échelle des grains, mais il est le plus souvent ouvert et les distances de transferts peuvent être beaucoup plus grandes que dans les cas précédents.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Un certain nombre d'auteurs (Raj & Ashby 1971, Elliott 1973, Rutter 1976) ont cherché à étendre les lois de fluage établies par Nabarro, Herring et Coble au cas du fluage par dissolution-cristallisation, en considérant simplement que, dans ce dernier cas, un fluide intergranulaire peut activer la vitesse de déformation. Le problème est que ces auteurs raisonnent comme si le système était clos à l'échelle des grains minéraux; ce qui à l'observation (voir ci-avant) n'est pas toujours le cas dans les déformations naturelles. Ainsi ce que ces auteurs appellent dissolution-cristallisation n'est qu'une petite partie du domaine de ce fluage dans la nature.

Le point commun de tous ces types de fluage avec transfert de matière (et la différence avec les déformations plastiques) est qu'ils ne se traduisent pas par l'apparition d'une orientation préférentielle de réseau des minéraux déformés (sauf dans certains cas particuliers de forte anisotropie de vitesse de croissance des cristallisations tectoniques, voir § I.5).

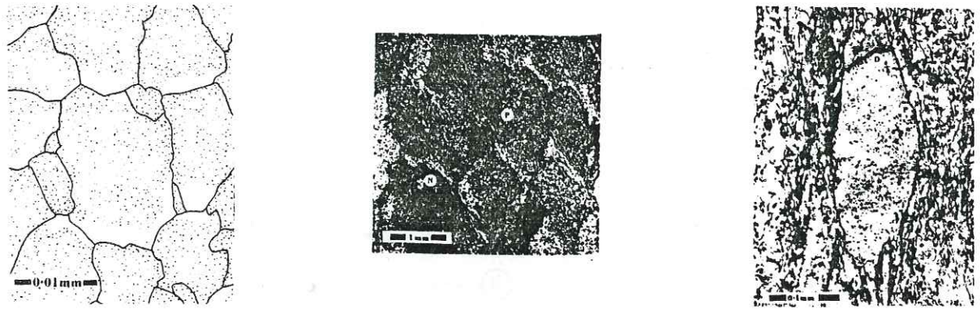


Figure 30 - (a) : Déformation expérimentale d'un alliage de magnésium avec fluage par diffusion : les fines particules dispersées dans le cristal s'accumulent dans les zones de départ de matière et les nouvelles cristallisations sont exemptes de ces petites particules (Karim 1970). Une structure analogue est observée dans la déformation naturelle d'une roche à grains fins de quartz (b). Une zone de croissance syntectonique peut aussi être mise en évidence sur la figure 30c, séparée du grain initial par une mince couche de poussière (D). Ces cristallisations proviennent du transfert de matière depuis le plan (P) perpendiculaire à la compression maximale. Cette structure est analogue à celle des Fig. 17. Le problème est toujours de savoir si le bilan de matière transférée autour des grains est tel que le système est clos à l'échelle de ce grain. C'est seulement dans l'affirmative que l'on peut parler de fluage de Coble, de Nabarro Herring, ou d'un cas particulier du fluage par dissolution-cristallisation qui est celui délimité sur la Fig. 33, sinon voir § IV (d'après Elliott 1973).

Les deux autres cas où la diffusion intervient dans une déformation ductile, présentent moins d'analogie avec la dissolution-cristallisation. Ils sont simplement cités pour mémoire :

- la déformation peut être due à un transfert par diffusion entre dislocations soumises à des forces différentes (Friedel 1964, Nabarro 1967),

- la déformation peut aussi être due à un glissement des dislocations mais avec restauration, c'est-à-dire dissipation par diffusion des obstacles au glissement (montée des dislocations), c'est le fluage de Weertman.

Un mécanisme un peu particulier de déformation avec transfert de matière est la superplasticité. Pour que ce processus apparaisse, il faut normalement que la température soit assez élevée (T=0,5 T fusion) et que la taille des grains soit très petite (inférieure à 10 µm) et cette taille doit rester stable tout au long de la déformation progressive. Des valeurs de déformation très importantes peuvent être obtenues avec ce processus (plus de 1000 %), avec une vitesse de déformation qui est inversement proportionnelle à la taille des grains. A l'observation, ce qui caractérise un matériau déformé par superplasticité, c'est que les grains ne présentent pas de déformation interne. Ils restent équants. Par contre, alors que dans les déformations plastiques les glissements entre grains sont limités, ces glissements sont très importants dans la superplasticité, ils contribuent pour la plus grande part à la déformation. Comme l'énergie d'activation (effet de la température) est de l'ordre de celle du fluage de type Coble, Ashby & Verral (1973) ont proposé un modèle de cette déformation basé sur l'idée que le glissement entre les grains est accommodé par diffusion aux joints de grains. (Fig. 31). Le passage du stade 1 au stade 3 de cette figure se fait par un état intermédiaire (2) qui nécessite une accommodation aux limites des grains par transfert de matière (type Coble ou même Nabarro-Herring). Ce type de fluage bien connu dans les métaux a été décrit dans les roches (Boullier & Guegen, 1975), et reproduit expérimentalement (Schmid et al. 1977)

Pour des roches sèches, ce processus n'apparaît qu'à relativement haute température mais la présence d'une phase fluide inter-granulaire pourrait activer considérablement ce type de fluage. Il est possible qu'il joue un rôle important dans la déformation naturelle des roches même à des températures relativement basses si la diffusion peut être activée par la présence de cette phase fluide. Ceci sera discuté dans les modèles de dissolution-cristallisation naturelle proposés (§ IV.4).

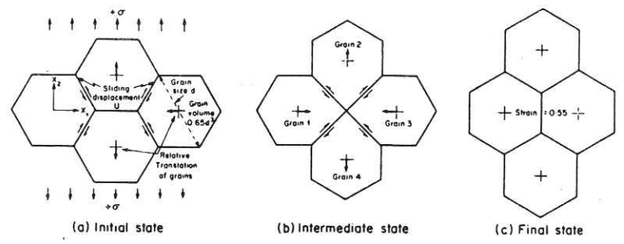


Figure 31 - Modèle de déformation par superplasticité. Le passage de l'état 1 à l'état 3 se traduit par une déformation de 55 % avec glissement entre les grains, accommodé par diffusion aux joints de grains (Ashby & Verral 1973).

I.7.D) Rotation et recristallisation des minéraux

Une orientation préférentielle des minéraux peut être obtenue par un simple réarrangement mécanique de ceux-ci s'il y a possibilité de glissement relatif entre les particules. Ce n'est pas vraiment un mécanisme de déformation mais plutôt un modèle géométrique de déformation progressive qui a été proposé par March (1932) pour la compaction de matériaux argileux. Sous l'effet d'une sollicitation mécanique, les minéraux de forme non

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

équante, inclus dans une matrice visqueuse, tendent à se réorienter passivement (par exemple les phyllites tendent à devenir perpendiculaires à la direction de compression maximale). Selon certains auteurs (Oertel & Curtis 1972, Tullis & Wood 1975), la réorientation mécanique des particules est considérée comme essentielle, alors que pour d'autres (Siddans 1976) c'est plutôt une recristallisation orientée qui est responsable des textures que l'on peut décrire dans les roches déformées. Une conséquence importante est que, dans le premier cas, la texture marque directement la déformation finie de la roche alors que dans le deuxième cas, cette correspondance est moins simple.

a) A l'appui de la première hypothèse, la réorientation mécanique de feuillets de mica a été reproduite expérimentalement (Means & Paterson 1966, Tullis 1971). Le problème est qu'au niveau du mécanisme (de la vitesse de déformation), c'est la déformation "ductile" de la matrice, ou le frottement entre les particules, qui conditionne la vitesse d'ensemble. On retrouve selon les conditions, les divers mécanismes de fluage précédemment décrit (avec les diverses relations $\dot{\varepsilon} = f(\sigma_d)^n$ et surtout le rôle fondamental d'une phase fluide intergranulaire (voir chap. II).

Dans le cas (simpliste) où la déformation des grains entre les feuillets s'effectue uniquement par dissolution-cristallisation et s'il s'avère que ce mécanisme de fluage correspond bien à un comportement visqueux newtonien ($\dot{\varepsilon} = f(\sigma_d)^n$ avec n = 1), on peut appliquer le modèle géométrique de March au cas d'un agrégat qui se déforme par dissolution-cristallisation, la matrice se comportant alors comme un fluide d'une viscosité extrêmement faible (voir § IV.4).

b) Concernant la seconde hypothèse, des observations au microscope électronique démontrent clairement la présence de minéraux recristallisés syn-tectoniques. Des relations entre l'orientation de ces minéraux et les directions de contrainte (ou de déformation) ont été proposées par Kamb (1959) en considérant que la recristallisation est liée à l'énergie élastique emmagasinée dans les cristaux (voir discussion par Paterson 1973). Mais une autre possibilité, mieux démontrée, est qu'une recristallisation dynamique est liée à l'énergie de déformation plastique accumulée dans les cristaux déformés (Nicolas & Poirier 1976). Ce dernier processus d'amollissement des matériaux a été bien décrit dans les roches (Green et al 1970, White 1973). Un point important est qu'avec une recristallisation dynamique la taille des grains est indépendante de la température et seulement dépendante de la contrainte (Luton & Sellars 1969, White 1979), ce qui a été utilisé par certains auteurs pour déterminer la valeur de cette contrainte (du déviateur de contrainte = σ_d), Nicolas (1977).

Finalement l'opposition entre rotation et recristallisation ne se pose que pour des températures intermédiaires. A basse température, il y a probablement plutôt rotation (avec des mécanismes de déformation ductile variés), à plus haute température plutôt recristallisation (Etheridge et al 1973). Dans ce dernier cas, cette recristallisation de minéraux préexistants peut apparaître en parallèle avec des croissances de nouveaux minéraux dans les fentes tectoniques.

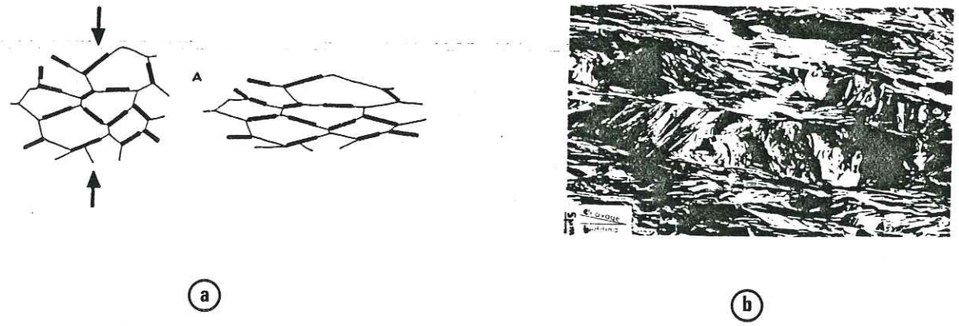


Figure 32 - (a) : Modèle de déformation avec aplatissement et rotation passive de particules allongées (Nicolas & Vialon 1980) ; (b) : minéraux recristallisés syn-tectoniques parallèles aux plans de schistosité (Weber 1981). A noter que dans le premier cas il doit y avoir une certaine déformation interne des grains entre les particules de référence qui peut s'effectuer par les divers mécanismes de fluage décrits précédemment (cataclastique, plastique, transfert). La présence d'une phase fluide active à la fois les glissements entre grains (aspect mécanique) et les transferts (aspect physico-chimique), voir § II.4).

I.7.E) Comparaison des diverses lois de fluage

Le principal problème de la modélisation des déformations ductiles naturelles des roches, c'est que ces processus naturels s'effectuent à des vitesses si lentes qu'elles ne sont pas reproductibles au laboratoire. Si on souhaite effectuer une modélisation réaliste, il ne faut pas se contenter d'établir des relations entre déformation et contrainte (type détermination d'un seuil de plasticité) mais il faut connaître les relations entre la vitesse de déformation et les autres paramètres (contrainte, température, pression, géométrie, etc...). En considérant les divers mécanismes de fluage précédemment décrits, les relations suivantes ont été établies par divers auteurs.

a) Déformation cataclastique

La vitesse de déformation d'un ensemble de grains ou de blocs solides entourés d'un matériau très ductile (fluide ou poudre très fine), avec une géométrie très simple (empilement de cubes enrobés dans un matériau très ductile) est d'après Pharr & Ashby (1981) (voir aussi § II.2.A) :

$$\dot{\varepsilon} \propto w\, \sigma_d/(w+d)\, \eta$$

avec : w = épaisseur de la couche très ductile entre les grains ; d = diamètre des grains ; η = viscosité de la couche très ductile ; σ_d = déviateur de contrainte.

En fait, comme le remarquent les auteurs, pour des géométries plus complexes (et plus réalistes), d'autres phénomènes vont intervenir avec des interactions entre les grains. D'autre part, ce type de déformation implique une fragmentation de la roche donc, d'une certaine façon, un seuil de contrainte pour se développer ; il est donc assez difficile à comparer aux autres.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

b) Déformation plastique

La vitesse de ce fluage est contrôlée par le glissement, ou la montée, des dislocations. Dans le premier cas (dislocation glide), les relations sont très compliquées (voir Stocker & Ashby 1973), parce que la vitesse de glissement des dislocations est limitée par divers obstacles : impuretés, autres dislocations, précipités, etc... Dans le deuxième cas (dislocation creep), une relation simplifiée peut s'écrire :

$$\dot{\varepsilon} \propto (D_s \mu_r b/R T) (\sigma_d/\mu_r)^n$$

avec : D_s = coefficient de diffusion dans le solide : μ_r = module de rigidité ; b = vecteur de Burger : R = constante des gaz parfaits ; T = température °K ; σ_d = déviateur de contrainte.

Dans ces cas, la relation vitesse de déformation-contrainte est donc de la forme $\dot{\varepsilon} \propto \sigma_d^n$. La valeur de n est souvent 3 mais peut aller jusqu'à 5.

c) Déformation avec transfert de matière

La vitesse de ces modes de fluage est le plus souvent considérée comme limitée par la vitesse du transfert de matière par diffusion (voir discussion § II.4). La géométrie du chemin de transfert a donc une grande importance.

Pour le fluage de Nabarro Herring :

$$\dot{\varepsilon} \propto D_s \sigma_d V_s/R T d^2$$

avec : V_s = volume molaire du solide ; d = diamètre des grains ; D_s = coefficient de diffusion dans le solide ; D_j = coefficient de diffusion le long des joints de grains ; w = largeur des joints de grain.

Pour le fluage de Coble creep :

$$\dot{\varepsilon} \propto D_j \sigma_d w V_s/R T d^3$$

La différence porte donc sur la dépendance avec le diamètre des grains.

Pour le cas très particulier du fluage par dissolution-cristallisation (pressure solution Fig. 33) avec un système clos à l'échelle des grains, qui est en fait une extension du fluage de Coble (voir § II.4.C) :

$$\dot{\varepsilon} \propto D_m w \bar{c} \Delta\sigma_n V_s/R T d^3$$

avec D_m = coefficient de diffusion dans le fluide inter-granulaire ; $\bar{c}$ = concentration du solide en solution dans le fluide inter-granulaire, $\Delta\sigma_n$ = différence de contraintes normales aux interfaces solide/fluide en dissolution et en croissance, $\Delta\sigma_n \propto \sigma_d$ dans les déformations coaxiales.

Dans ces cas, la relation vitesse de déformation-contrainte est théoriquement de la forme $\dot{\varepsilon} = (\sigma_d)^n$ avec n = 1 (cela reste à vérifier expérimentalement pour la dissolution-cristallisation).

Dans le cas un peu particulier de la superplasticité, la valeur de n est un peu plus élevée (mais inférieure à 2), peut être parce que la diffusion n'est pas l'unique processus qui permet le glissement entre les grains.

On pourra ainsi comparer ces relations avec les diverses relations du fluage par dissolution-cristallisation lorsque l'on envisage soit d'autres processus limitant la vitesse de déformation (comme la vitesse de réaction aux interfaces), soit d'autres processus de transfert (infiltration), voir § II.4.G.

d) Cartes de déformation

Pour mieux visualiser les rapports entre les différents modes de fluage, Ashby (1972) et Elliott (1973) ont proposé d'utiliser des cartes de déformation. Le premier utilise comme coordonnées des termes dépendants de la température et des déviateurs de contrainte, alors que pour le second, ces termes dépendent de la température et de la taille des grains. Bien que ce second type de diagramme puisse être pratique pour le report de données naturelles, c'est surtout le premier qui est utilisé, parce qu'il permet de reporter plus facilement les données expérimentales.

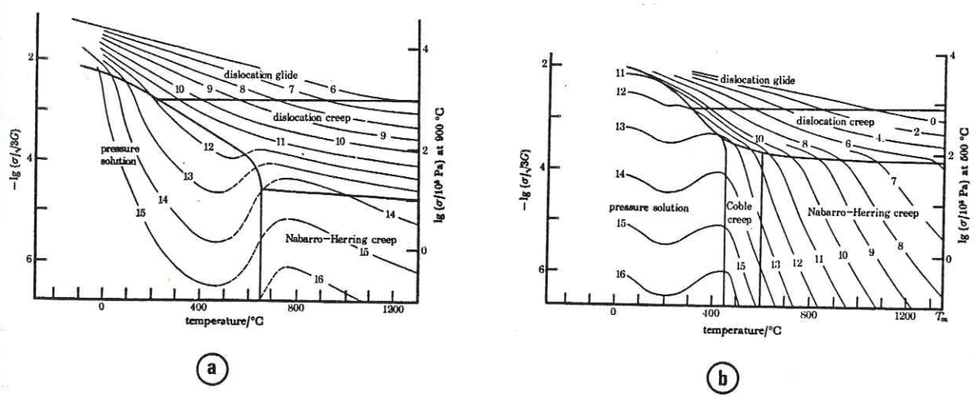


Figure 33 - Carte de déformation du quartz (a) et de la calcite (b) d'après Rutter (1976). Les courbes représentent les vitesses de déformation (log.), σ est le déviateur de contrainte, la taille des grains est de 100 μm, la pression des fluides (pour la dissolution-cristallisation) est de 100 MPa. Le domaine appelé pressure-solution ne représente que le cas très particulier de la dissolution-cristallisation avec un système clos à l'échelle des grains.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

La répartition des divers modes de fluage apparaît clairement en fonction de la température et de la contrainte ($\sigma_1 - \sigma_3$, σ_3 = P fluide pour pressure solution), dans les exemples de la Fig. 33. On rappellera que ce qui est nommé dans cette Fig. 33 "pressure solution" ne représente qu'une petite partie du fluage par dissolution-cristallisation, celle qui s'effectue avec un transfert de matière en système clos autour des grains minéraux.

L'effet de la taille des grains est aussi important puisque ce paramètre, mineur dans la déformation plastique, devient majeur dans les déformations avec transfert. La transition entre fluage de Nabbaro-Herring et fluage de Weertman est, par exemple, donnée dans la Fig. 34 en fonction de cette taille de grains (pour l'olivine), Stocker & Ashby (1973).

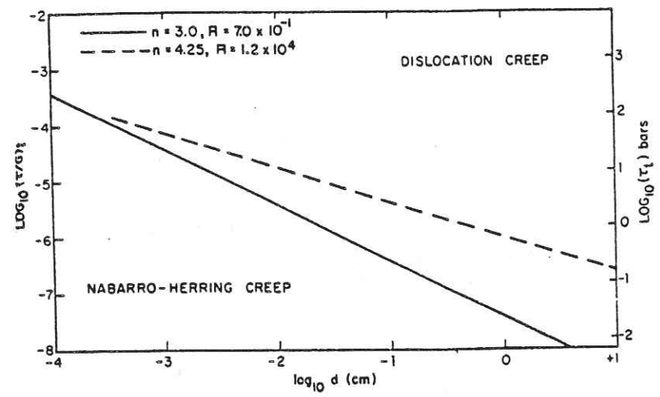


Figure 34 - Effet de la taille des grains sur la transition entre fluage avec transfert de matière et fluage par montée des dislocations. Cette transition est simplement calculée à l'égalité des vitesses de déformation des deux mécanismes. A = facteur de dimension (constante de Dorn), n = exposant des contraintes, τ = contrainte de cisaillement (shear stresses), d'après Stocker & Ashby (1973).

En conclusion on soulignera simplement :

a) D'une part que compte tenu de l'hétérogénéité des roches de la croûte supérieure, on peut observer sur un même affleurement divers mécanismes de fluage selon la nature et la structure de l'agrégat. Il est ainsi possible qu'un grain affecté d'une déformation interne (type déformation plastique) présente également des transferts de matière entre différentes zones de sa surface.

b) D'autre part, qu'il n'y a que peu de différence, d'un point de vue descriptif, entre fluage de type Coble et fluage de type dissolution-cristallisation. On utilisera simplement les caractères distinctifs suivants, à l'observation des déformations naturelles.

- Dans la dissolution-cristallisation, les zones de cristallisations contemporaines de la déformation contiennent des inclusions fluides, témoins de la présence d'une phase fluide au cours de cette déformation.

- Dans la dissolution-cristallisation, la taille du système clos (du point de vue des transferts) n'est pas forcément à l'échelle des grains comme dans le fluage avec diffusion aux joints de grain. Au contraire, cette taille du système clos est très variable et peut atteindre des valeurs importantes pluri-métriques (voir § IV.3).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

CHAPITRE II

ROLE DES FLUIDES DANS LA DEFORMATION DES ROCHES

On distinguera trois rôles fondamentaux des fluides en relation avec la déformation par dissolution-cristallisation.

a) Le rôle des fluides dans la fragmentation des roches, permet le découpage de la roche en domaines avec dissolution, transfert et re-cristallisation autour de ces domaines, la cristallisation se produisant le plus souvent dans des fractures "ouvertes" du matériau.

b) Le rôle de lubrification entre les blocs n'est pas directement lié à la déformation par dissolution-cristallisation mais ce processus lui est souvent associé dans la déformation de la croûte superficielle.

c) Le rôle des fluides comme vecteur ou accélérateur du transfert de matière est, enfin, le point le plus important puisqu'il contribue directement au processus de dissolution-cristallisation de roches au moins partiellement solubles dans ces fluides.

Avant d'envisager ces différents rôles des fluides, il est utile de rappeler très brièvement les origines et le comportement de ces fluides. La présence de ces fluides pendant la déformation a, elle, été déjà discutée (§ I.6). Elle est clairement démontrée par la présence d'inclusions fluides dans les cristaux syn-tectoniques , la nature et la densité de ces fluides syn-tectoniques pouvant ainsi être connues. Les observations dans les sondages sont aussi très utiles. On peut signaler, entre autres, qu'un sondage très profond à Kola (URSS) a rencontré des circulations d'eau et de gaz dans des fissures et des zones broyées à 11,5 km de profondeur dans des migmatites.

II.1/ ORIGINE ET PRESSION DES FLUIDES

II.1.A/ Origine des fluides

Dans la plupart des exemples étudiés dans ce mémoire sur la déformation par dissolution-cristallisation, le fluide présent lors de la croissance des cristaux syn-tectoniques est essentiellement de l'eau avec plus ou moins de sel (1 à 7 %) et très peu de CO_2 ou d'hydrocarbures (voir § I.6). Bien évidemment, des fluides d'autres natures se rencontrent dans la croûte supérieure, éventuellement associés aux déformations : CO_2, hydrocarbures, magma, etc..., mais nous discuterons plus particulièrement ici du rôle de l'eau parce que c'est un bon solvant des minéraux mobiles dans la dissolution-cristallisation.

Ces eaux interstitielles, peuvent avoir diverses origines (Fyfe et al, 1978).

- Ce peuvent être des eaux connées, piégées lors du départ des sédiments. Elles n'ont pas quitté la roche lors des processus de compaction parce qu'elles étaient, par exemple, piégées dans des niveaux dits sous compactés, entourées par des roches imperméables (Rumeau & Sourrise 1972). La composition de ces eaux devrait être proche de celle des océans, mais des contaminations par d'autres types d'eaux (météoriques, juvéniles, produits de réactions chimiques) rendent leur identification délicate. Ceci d'autant qu'un assez long contact avec les roches peut conduire à des rééquilibrages solides-fluides.

- Les eaux interstitielles peuvent aussi être issues de réactions de diagénèse ou de métamorphisme. Plusieurs auteurs ont étudié ces transformations notamment dans les Alpes : Dunoyer de Segonzac (1969), Frey (1970), Beach (1979). Dans ces conditions de diagénèse et de début de métamorphisme qui sont les conditions de la déformation par dissolution-cristallisation, ces auteurs montrent que des réactions apparaissent avec production d'eau et aussi d'espèces minérales comme la silice et généralement avec diminution de volume. Quelques exemples de transformations sont donnés dans la Fig. 35.

matière organique	→	$CO_n + H_2O$
matière organique	→	$CH_n + H_2O$
gypse	→	anhydrite + H_2O
montmorillonite + K^+	→	illite + Si^{4+} + H_2O
montmorillonite + Mg^{2+}	→	chlorite + Si^{4+} + H_2O
illite + K^+ + Mg^{2+}	→	phengite + Al^{3+} + Na^+ + H_2O
chlorite + Si^{4+} + K^+ + H^+	→	phengite + Mg^{2+} + H_2O
illite + K^+ + Al^{3+}	→	muscovite + Si^{4+} + H_2O
phengite + H^+	→	muscovite + Mg^{2+} + K^+ + Si^{4+} + H_2O
illite + Na^+ + Al^{3+}	→	paragonite + Fe^{2+} + Mg^{2+} + H_2O

Figure 35 - Exemples de transformations chimiques produisant de l'eau lors de la diagénèse ou du métamorphisme (métamorphisme prograde).

II.1.B/ Pression des fluides

La pression des fluides dans les roches est un facteur important qui conditionne souvent le rôle de ces fluides dans la déformation. Les informations que l'on peut avoir sur l'évolution de cette pression avec la profondeur sont tirées des mesures en sondages, mais ces renseignements s'arrêtent vers 6-7 kilomètres. D'autres informations, surtout sur l'évolution dans le temps de ces pressions ont pu être obtenues par l'étude des inclusions fluides (voir § I.6).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Si l'on s'en tient d'abord simplement à l'évolution avec la profondeur, les valeurs de la pression de fluides oscillent le plus souvent entre des valeurs extrêmes données par deux relations simples.

- Soit le milieu est très perméable et le fluide constitue une nappe à surface libre, fréquemment jusqu'à la surface. Dans ce cas la pression en un point situé à une profondeur z est dite pression hydrostatique : $P_h = \rho_f g\ z$

avec : ρ_f = masse volumique du fluide, g = accélération de la pesanteur, z = profondeur du point considéré, si la nappe libre atteint la surface.

- Soit le milieu est hétérogène avec des barrières relativement imperméables qui entourent des domaines saturés de tailles variées depuis celles d'un espace intergranulaire jusqu'à des volumes pluri-kilométriques. Dans ce cas la pression des fluides peut atteindre le poids des roches susjacentes (σ_z). C'est la pression lithostatique qui, à une profondeur z, si la roche a un comportement plastique, est la suivante : $P_l = \rho_s g\ z$ avec ρ_s = masse volumique des roches au-dessus du point considéré.

Les pétroliers ont coutume d'utiliser le terme λ qui représente le rapport entre la pression de fluide mesurée en sondage et la pression lithostatique. Ce rapport varie le plus couramment entre 1 et 0,4. Des exemples d'évolution de la pression fluide avec la profondeur sont donnés dans la Fig. 36.

On note sur cette Fig. 36, d'assez importantes différences, suivant la profondeur et suivant les régions. L'évolution de la pression avec la profondeur s'explique le plus souvent par des évolutions de la perméabilité des matériaux.

Cependant d'autres phénomènes peuvent intervenir qui se traduisent par des changements de pression de fluide dans l'espace, ou dans le temps, que l'on peut regrouper en trois types.

- Des déformations tectoniques, agissant sur le squelette rocheux peuvent, en modifiant le volume des pores, provoquer des changements de pression. On peut citer par exemple le phénomène de dilatance invoqué par Nur (1972) dans les zones sismiques, ou bien les différences de porosité le long de plis ou de failles (Trémolière & Reulet, 1978). Ces effets ont aussi été étudiés expérimentalement (Dayre et al 1970).

- Des effets thermiques dûs à la proximité de masses plus chaudes (effet de socle, Bernard et al 1977) ou dûs à la proximité de zones de déformation avec échauffement (Brun & Cobbold 1980, Fleitout & Froidevaux 1980), ou bien encore dûs à des réactions métamorphiques (Nicolas & Vialon 1980) peuvent aussi être responsables de surpressions de fluides localisées. Les relations pression-densité-température, sont données notamment pour de l'eau dans la Fig. 69.

- Enfin les réactions chimiques de déshydratation contribuent à assurer une production d'eau relativement discontinue dans le temps, au fur et à mesure de leur développement (Dunoyer de Segonzac 1969). Ces réactions, et leurs effets, ont été observés au laboratoire par Raleigh & Paterson (1965) sur les serpentines, et Heard & Rubey (1966) sur le gypse, (voir § II.3).

On doit aussi souligner que les valeurs de pressions fluides peuvent être extérieures au domaine compris entre pressions lithostatique et hydrostatique. Des valeurs inférieures à P_h sont observées quand le niveau de la nappe libre n'atteint pas la surface. Des valeurs supérieures à la pression lithostatique ne sont pas données dans la littérature. Cela ne veut pas dire qu'elles ne sont pas possibles au moins dans un état transitoire. En effet, à l'équilibre, et sur de grands domaines, si la pression de fluide était

uniformément supérieure à P_l à la base d'une série, seule la résistance des roches s'opposerait à leur soulèvement ! (voir § II.3). Mais en fait, on peut très bien concevoir que localement la pression des fluides puisse dépasser P_l et la résistance des roches. Cela se traduirait simplement par l'apparition de fractures hydrauliques horizontales, l'apparition de ces fractures dissipant rapidement l'énergie du fluide sous pression. De telles fractures, difficiles à identifier avec certitude, apparaissent, dans la nature, probablement assez couramment dans les milieux saturés en cours de déformation (voir § II.3, fracturation hydraulique).

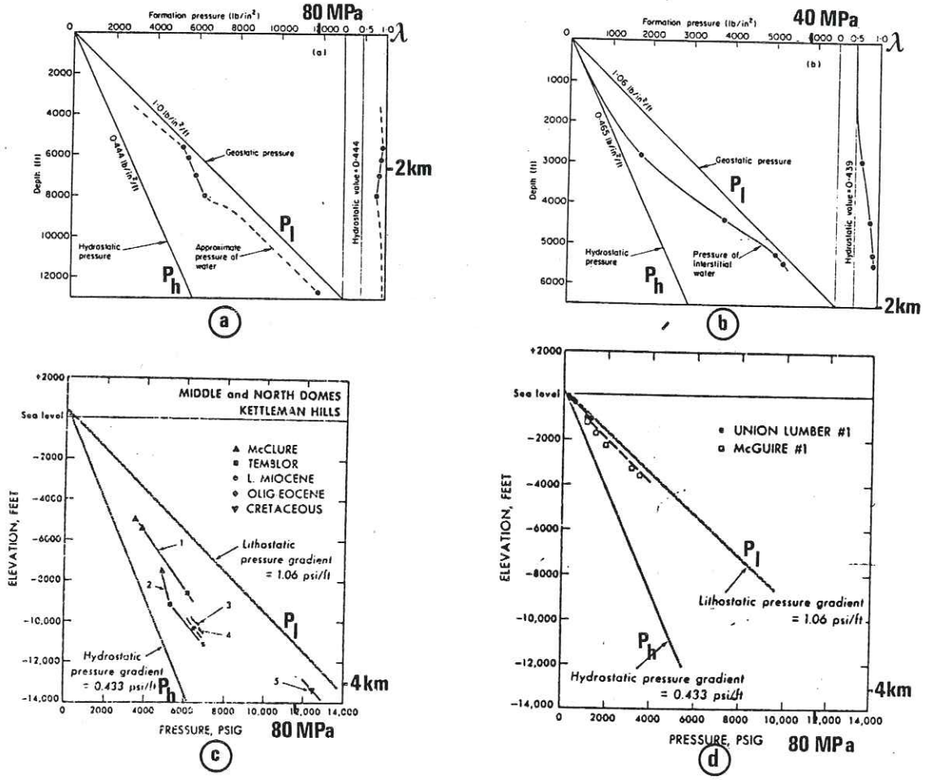


Figure 36 - Evolution des pressions de fluides avec la profondeur, mesurées en sondages. Comparaison avec l'évolution de la pression hydrostatique (P_h) et lithostatique (P_l) : a = Irak, b = Pakistan, d'après Hubbert & Rubey (1959), c et d = Californie USA, d'après Berry (1973).

II.2/ ROLE DES FLUIDES DANS LE FROTTEMENT

Les roches de la croûte supérieure peuvent être schématisées comme des ensembles d'éléments (grains, blocs), limités par des joints (joints de grains, fractures, etc...). Dans cette croûte supérieure, les grandes déformations s'accompagnent le plus souvent de déplacements relatifs de ces éléments le long des discontinuités (joints), voir Fig. 24. Ces déformations sont activées par les fluides de deux manières.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

- Soit les fluides agissent comme lubrifiant entre les éléments de roches,

- Soit ces fluides augmentent les transferts de matière pour accommoder les mouvements relatifs de ces éléments (Fig. 22).

Nous discuterons ici du premier rôle et dans le § II.4 du second. L'effet lubrifiant tient à deux caractères du fluide : sa viscosité et sa pression.

II.2.A/ Effet de la viscosité du fluide

Nous n'envisagerons que le cas très simple de blocs cubiques (d) empilés les uns sur les autres et séparés par des couches de fluide d'épaisseur constante (w), Fig. 37.

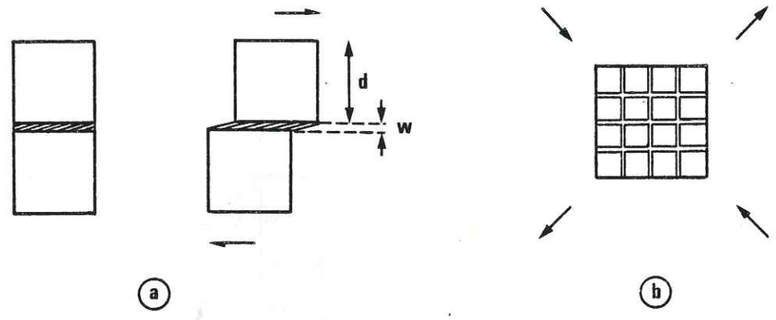


Figure 37 - Géométrie très simple de blocs solides entourés d'une pellicule de fluide et soumis à un cisaillement simple parallèle aux faces des cubes, d'après Pharr et Ashby (1981) pour montrer le rôle du fluide comme lubrifiant entre les blocs.

Pour la géométrie très simple de la Fig. 37a, une contrainte de cisaillement τ parallèle au plan d'empilement des cubes, produit une déformation en cisaillement γ à une vitesse $\dot{\gamma}$ ($\dot{\gamma}=\Delta\gamma/\Delta t$), Pharr & Ashby (1981).

$$\dot{\gamma} = w\,\tau/\eta(w+d)$$

avec w = épaisseur de la couche de fluide, d = taille des éléments solides, η = viscosité du fluide.

Si on raisonne pour un ensemble d'éléments (Fig. 37b) qui se déforme à volume constant

$$\dot{\varepsilon} = \alpha\, w\, \sigma_d/\eta(w+d)$$

avec α = coefficient numérique de l'ordre de 1/3 (Nicolas & Poirier 1976), σ_d = déviateur de contrainte, η la viscosité du fluide est une fonction exponentielle de la température, (Jost 1960).

Ce modèle reste néanmoins trop simple, voire simpliste. Dans les cas où la forme des éléments est plus réaliste, ceux-ci vont devoir s'interpénétrer ou se déformer (avec déformation plastique, cataclastique ou accommodation par transfert de matière). La vitesse de déformation de l'ensemble pourra alors être plutôt limitée par la vitesse de résorption des obstacles au mouvement des blocs. Selon les mécanismes de cette "déformation interne" on retrouvera les relations données au § I.7.

B/ Effet de la pression de fluide, notion de contrainte effective

L'effet de la pression des fluides interstitiels sur le comportement mécanique des matériaux saturés, a été mis en évidence et discuté par Terzaghi (1923, 1943) pour les sols et par Hubbert & Rubey (1959) pour les roches. Ces auteurs ont utilisé la notion de contrainte effective qui permet d'approcher, de manière simple, le comportement mécanique global d'un matériau saturé. L'idée est de considérer l'état de contrainte macroscopique sur l'ensemble de la roche $\sigma_1\,\sigma_2\,\sigma_3$ et la pression des fluides interstitiels (P) comme des paramètres indépendants (Terzaghi 1923). Il faut pour cela choisir un volume de matériau suffisamment grand par rapport aux pores pour que ce matériau puisse être considéré comme équivalent à un matériau continu. La contrainte effective, c'est-à-dire la contrainte qui s'exerce sur le squelette solide est :

$$\sigma'_1 = \sigma_1 - \alpha\, P \;,\; \sigma'_2 = \sigma_2 - \alpha\, P \;,\; \sigma'_3 = \sigma_3 - \alpha\, P$$

α est une constante, qui peut varier selon les matériaux mais qui est souvent considérée comme égale à 1.

Il faut aussi que les pores soient interconnectés, le milieu drainé, et que la pression dans ces pores soit en équilibre et uniforme. Sinon, si le milieu est mal drainé, des concentrations de pression ou de contrainte localisées peuvent développer des phénomènes parasites. Dans ce dernier cas, il est alors préférable de raisonner à l'échelle des cavités ou des fissures (voir § II.3, fracturation hydraulique).

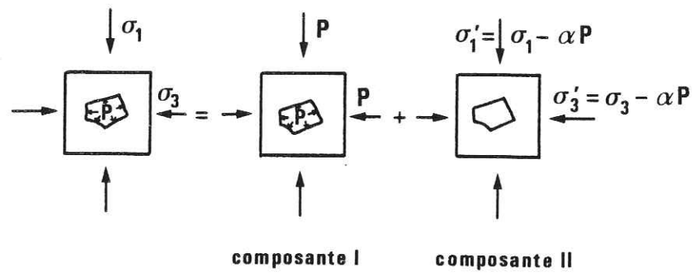


Figure 38 - Décomposition de l'état de contrainte dans le cas d'une roche saturée, avec fluides interstitiels (pression P) et état de contrainte macrocospique sur l'ensemble de la roche ($\sigma_1\sigma_3$). La deuxième composante est la contrainte effective ($\sigma'_1\,\sigma'_3$) qui s'exerce sur le squelette rocheux. α est une constante qui varie selon les propriétés et la structure de la roche mais qui est souvent considérée comme égale à 1. (d'après Cornet 1977).

L'utilisation de la notion de contrainte effective, permet d'établir les relations entre contrainte et déformation pour un matériau saturé, considéré globalement comme élastique (Biot & Willis 1957, Skempton 1961, Nur & Byerlee 1971). Cette notion permet aussi de définir des critères de rupture des roches saturées avec pression interstitielle (Jaeger & Cook 1969). Nous discuterons ici simplement de l'effet de la pression fluide sur le frottement et sur les critères de rupture.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

a) Pression de fluide et frottement

Pour discuter du problème du frottement, on doit d'abord redéfinir la notion de contrainte effective à l'échelle de quelques éléments solides. Un cas simple a été discuté par Jaeger & CooK (1969). Deux grains sphériques sont en contact sur une faible surface (S_o) et entourés d'un fluide à la pression P comme dans la Fig. 39. Les contraintes normales σ et de cisaillement τ s'exercent aux limites de la zone considérée.

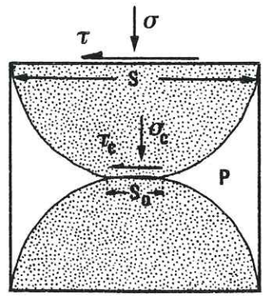


Figure 39 - Géométrie du contact entre deux grains entourés de fluide à la pression P, et soumis à un état de contrainte (σ, τ), d'après Jaeger & Cook (1969).

Les relations suivantes peuvent être établies :

$$\sigma = a\ \sigma_s + (1-a)P$$

$$\tau = a\ \tau_s$$

avec σ_s et τ_s = contrainte normale et de cisaillement sur la portion de contact entre les grains, $a = S/S_o$ = rapport diamètre du grain sur surface de contact entre les grains. Si la valeur de a est très faible, le terme $a\sigma_s$ tend vers une limite finie que l'on appelle contrainte intergranulaire. C'est la contrainte qui s'exerce effectivement sur le squelette solide. De la même manière si on considère le frottement au niveau du contact

$$\tau_s = \tau_o + \mu\ \sigma_s$$

avec τ_o = résistance au cisaillement, μ = coefficient de friction le long du contact.

La valeur du cisaillement τ est alors la suivante :

$$\tau = a\ \tau_o + \mu\left[\sigma - (1+a)P\right]$$

L'effet de la pression du fluide, se traduit donc par une diminution de la contrainte intergranulaire. Pour une valeur de a très petite, on retrouve la notion de contrainte effective (définie en introduction à l'échelle d'une roche). La valeur du coefficient α varie selon la structure et les propriétés du matériau. Robin (1973) dans une revue critique de la notion de contrainte effective, montre que l'expression de cette contrainte effective n'a une forme simple que si l'on peut considérer que les propriétés des matériaux varient de manière linéaire avec la pression des fluides ou les contraintes.

La diminution du frottement par l'accroissement de pression fluide a été confirmée expérimentalement par Byerlee (1967), sur de petits échantillons. Cet effet a aussi été discuté par Hubbert & Rubey (1959) dans les déformations naturelles. Ces auteurs soulignent notamment le fait que cette diminution du frottement permet d'expliquer plus facilement la mise en mouvement de grandes nappes par gravité (voir aussi Goguel 1942, Ramsay 1967).

Une modélisation de l'effet de l'augmentation de la pression fluide sur le déclenchement de grands glissements a aussi pu être faite en utilisant un modèle numérique mis au point par des ingénieurs de la société Coyne & Bellier (Boudon et al 1983). Ce modèle est constitué de blocs rigides avec possibilité de glissement ou d'ouverture entre ces blocs et aussi possibilité d'introduire une pression de fluide dans les joints entre les blocs.

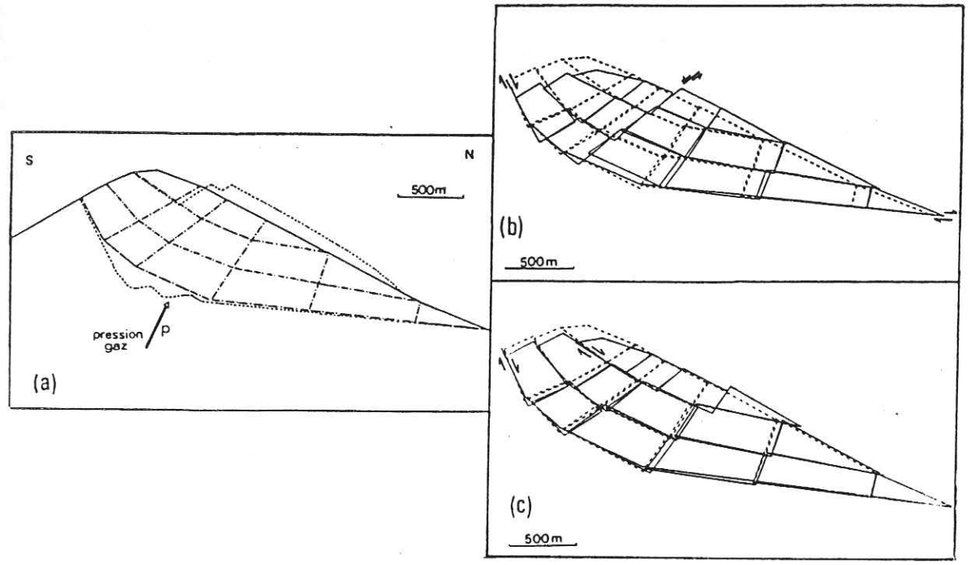


Figure 40 - Modélisation numérique d'un grand glissement associé à l'éruption du Mont St-Hélèns. (a) :Etat initial (en trait continu), maillage des blocs (trait + point), gonflement de la surface avant déclenchement du glissement (points), surface du volcan après l'éruption (tirets). (b) : Modèle calculé en augmentant progressivement la pression de fluide dans les joints jusqu'à la rupture. (c) : Modèle calculé avec pression fluide élevée mais inférieure à la pression de rupture et superposition d'une accélération de 0,1 G (séisme) qui provoque la rupture. Dans ces deux cas, la rupture se produit par glissement sur le plan de base. Sur les deux Fig. b et c, sont représentés l'état initial (tirets) et l'état juste avant rupture (traits continus), Paul 1983, (avec l'aide du PIRPSEV).

Une application de cette méthode à la stabilité des versants d'un édifice volcanique, a été faite par Paul (1983). L'exemple est un grand glissement de tout un flanc du volcan qui a été associé à l'éruption du Mont St-Helens (3-18 mai 1980). Les phases successives de cette éruption volcanique peuvent être brièvement résumées ainsi : le volcan a d'abord présenté un gonflement du flanc Nord avec déplacements horizontaux et création d'un graben sommital (Fig. 40a, Liphan et al 1981), puis, à un séisme de magnitude 5,1, a été associé un très grand glissement de tout le flanc Nord. Une éruption catastrophique en a résulté par la brusque décompression des fluides sousjacents (eau et magma), Decker & Decker (1981).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

En partant d'une configuration stable de géométrie analogue à celle du volcan avant l'éruption(Fig. 40a), Paul (1983) a testé l'effet d'une augmentation progressive de la pression des fluides dans l'édifice. Elle montre que le comportement de cet édifice peut être simulé correctement avec le modèle BLOC. On note sur la Fig. 40b, le gonflement, avec une composante de déplacement horizontal et l'apparition du graben sommital qui précède la ruine de l'édifice par rupture à la base du domaine considéré, lorsque la pression des fluides atteint une certaine valeur (P_r). En imposant par contre une pression de fluide P_s inférieure à P_r telle que $P_r/P_s = 1{,}4$, le comportement du volcan est stable mais un séisme (ici une accélération $G = 0{,}1$) peut alors suffire à déclencher un glissement de base (Fig. 40c). Dans tous les cas on souligne ainsi l'effet majeur de la pression des fluides sur la stabilité d'une structure constituée de roches saturées en fluide.

Un autre intérêt de ce type de modélisation par bloc qui justifie son bref exposé dans ce mémoire est qu'il s'agit d'une nouvelle approche de la modélisation numérique des déformations des roches dans laquelle on peut considérer les roches comme des matériaux hétérogènes, constitués de domaines juxtaposés (voir introduction). Comme la déformation des roches par dissolution-cristallisation est d'abord une déformation hétérogène à l'échelle de domaines dans les roches, (voir Fig. 22), cette approche est probablement la plus réaliste pour simuler numériquement ces déformations par dissolution-cristallisation. Le modèle actuel ne permet cependant qu'une loi de comportement élasto-plastique et il devrait être transformé pour accepter une loi de comportement visqueux (avec transfert de matière aux limites des blocs).

b) Pression de fluide et rupture (fracture assistée)

Nous n'envisagerons ici que le comportement global des roches et non pas la propagation individuelle des fractures qui sera traitée dans le § II.3 sous le titre "fracturation hydraulique".

Le plus simple, pour visualiser l'effet de la pression fluide est d'utiliser la représentation de Mohr (1900) qui permet de représenter l'évolution des contraintes autour d'un point, en décomposant la contrainte sur chaque facette en une contrainte normale et une contrainte tangentielle (contrainte de cisaillement). Un état de contrainte biaxial ($\sigma_1,\sigma_2 = \sigma_3$) se représente par un demi-cercle de rayon $(\sigma_1-\sigma_3)/2$, Fig. 41.

La courbe enveloppe de Mohr est tangente aux demi-cercles qui représentent des états de contrainte ayant provoqué la rupture. Elle sépare deux domaines dits stable et instable. Un état stable se maintient avec des états de contrainte situés dans le premier domaine. Les états de contrainte à la limite stable/instable (ou dans le domaine instable) entraînent la rupture.

La forme de la courbe enveloppe varie suivant les matériaux. Pour certains cas simples de sols, cette courbe est une droite de la forme :

$$\tau = c+\sigma\ tg\phi\ ,$$

avec c = cohésion, ϕ = angle de frottement interne du matériau. Ce cas simple correspond à un critère de rupture proposé par Coulomb (1773). Cette relation est analogue à celle qui exprime la résistance au cisaillement sur un plan d'un matériau (Fig. 39). L'introduction de la notion de contrainte effective donne alors la relation suivante :

$$\tau = c+tg\phi(\sigma-\alpha\ P),$$

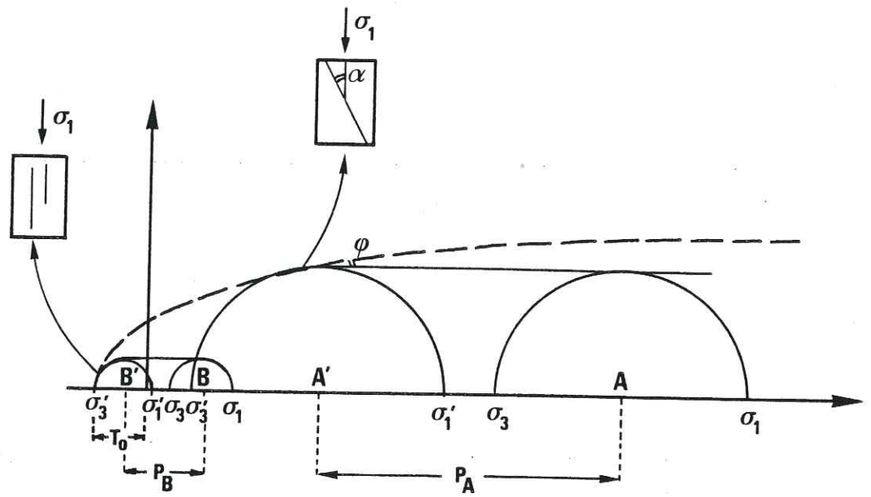


Figure 41 - Effet de la pression des fluides interstitiels sur la fracturation des roches. Sur une représentation de Mohr, les demi-cercles représentent divers états de contrainte. La courbe enveloppe est tangente aux demi-cercles qui représentent l'état de contrainte à la rupture. L'introduction d'une pression fluide interstitielle (P) sur une roche soumise à un état de contrainte situé dans le domaine stable (A, B), a pour effet de provoquer une translation des demi-cercles, de la valeur P, vers la gauche. Lorsque ces demi-cercles (A' et B') deviennent tangents à la courbe enveloppe, des plans de rupture peuvent apparaître diversement orientés par rapport à σ_1, selon les valeurs de σ_1, σ_3 et la forme de cette courbe. Dans la portion de cette courbe qui est parallèle à l'axe horizontal, il n'y a plus d'effet de la pression fluide, ni d'ailleurs d'effet de la pression de confinement, c'est le domaine des déformations plastiques.

Si l'on considère maintenant une courbe enveloppe de forme plus courante pour les roches (Fig. 41), lorsque dans une telle roche, soumise à des états de contrainte situés dans le domaine stable (A et B), on introduit des pressions fluides intersticielles, ces pressions (P) provoquent un déplacement vers la gauche des demi-cercles initiaux qui vont alors représenter les états de contrainte effectifs sur le squelette solide. Lorsque ces demi-cercles (A' et B' tels que $\sigma'_1 = \sigma_1 - P$ et $\sigma'_3 = \sigma_3 - P$) deviennent tangents à la courbe enveloppe, des plans de rupture surviennent qui peuvent être diversement orientés par rapport à σ_1 selon les valeurs de σ_1, σ_3 et la forme de la courbe enveloppe (voir discussion ci-après).

De nombreux auteurs ont vérifié expérimentalement cet effet de la pression fluide et la validité de la notion de contrainte effective même dans son expression la plus simple (Robinson 1959, Heard 1960, Handin et al 1963, Murrel 1963). Plusieurs auteurs ont cependant souligné que la notion de contrainte effective n'est vérifiée expérimentalement que si les vitesses de déformation sont assez faibles (10^{-6} 10^{-7} s^{-1}), Brace & Martin (1968), Rutter (1972). En fait, cela revient à confirmer qu'elle ne s'applique que si le matériau est drainé. C'est une différence importante avec la fracturation hydraulique (§ II.3).

L'effet de la pression de fluide apparaît aussi clairement dans ce que les auteurs appellent la transition ductile-fragile (Handin et al 1963), qui représente le passage de fractures fragiles ("en extension") à des fractures en cisaillement puis à la déformation plastique du matériau (Fig. 42).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

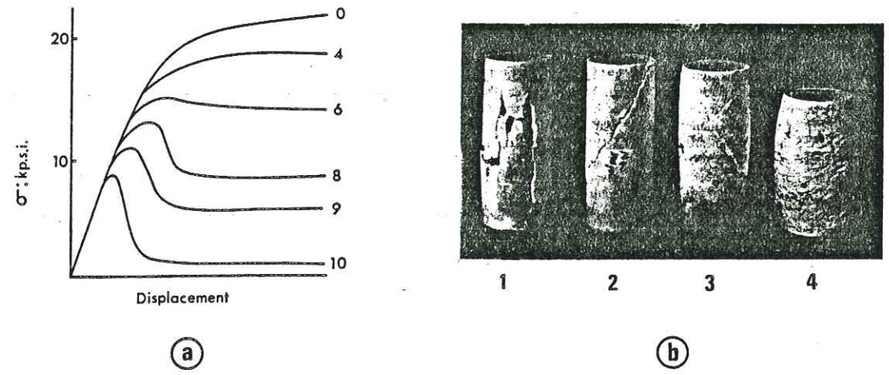


Figure 42 : (a) : Effet de la pression fluide (P) sur la transition ductile-fragile dans un calcaire, avec une pression de confinement (σ_3 = 10 kpsi = 69 MPa, la valeur de P est donnée sur chaque courbe (kpsi) d'après Handin et al (1963). (b) : Evolution de l'orientation et de l'aspect des fractures depuis une rupture fragile (b1 et courbe 10, avec α = 0) jusqu'à la rupture plastique (b4 et courbe 0) en passant par des ruptures pseudoplastiques (fractures en cisaillement, b2 et 3, courbe 6, avec $\alpha = \pi/4-\phi/2$, voir Fig. 41), d'après Paterson (1958).

Ce qui est important pour l'application à la fracturation naturelle, c'est que l'évolution de la pente de la courbe enveloppe exprime aussi le changement d'orientation des plans de rupture par rapport aux directions principales de contrainte.

- Lorsque, comme dans les cas A' (Fig. 41), le demi-cercle des contraintes à la rupture devient tangent à la courbe enveloppe dans un secteur où l'angle de frottement n'est pas trop élevé, on observe l'apparition d'une fracture en cisaillement (rupture pseudoplastique dite aussi "en cisaillement", voir Fig. 42b 2&3). Selon le critère de Coulomb qui va s'appliquer ici (Jaeger & Cook 1969) l'angle entre σ_1 et le plan de rupture est égal à $\pi/4-\phi/2$. Une telle rupture peut apparaître aussi bien par une augmentation (progressive) de P que par un changement (lent) des valeurs de σ_1 et σ_3 (pourvu que les règles essentielles de la notion de contraintes effectives soient respectées). Compte tenu de la forme des courbes enveloppe des roches, ces fractures n'apparaîtront cependant qu'avec des valeurs du déviateur de contrainte ($\sigma_1-\sigma_3$) assez importantes.

- Lorsqu'au contraire, le demi-cercle de rupture est tangent à la courbe enveloppe dans un secteur où celle-ci est verticale (cas B'), c'est un autre critère de rupture que l'on doit utiliser qui est celui de Griffith (Jaeger & Cook 1969, voir § II.3).La fracture qui va apparaître sera de type fragile ("en extension", avec son plan parallèle à σ_1, on dit aussi de mode 1, voir Fig. 42 b1). On peut discuter de la possibilité d'appliquer la notion de contrainte effective dans ce cas (voir Paterson 1978). Si on peut le faire (avec les mêmes règles que précédemment), on va distinguer deux possibilités de provoquer ce type de fracture :

. Une telle fracture fragile peut apparaître lorsqu'une pression de fluide interstitiel (P) va se superposer à un état de contrainte associé à un état inital stable (cas A, Fig. 41). Mais la valeur P doit alors être telle que sur l'exemple de cette Fig. 41, $P > \sigma_3+T_o$. Nous retrouverons et discuterons de cette condition dans le § suivant sur la fracturation hydraulique. Ce que l'on peut souligner ici, c'est que ceci peut se produire quelle que soit la valeur de σ_3 (quelle que soit la profondeur de la zone fracturée pourvu que le déviateur de contrainte ($\sigma_1-\sigma_3$) ait une valeur très faible.

. Une fracture fragile peut aussi être initiée par un changement de l'état de contrainte. Dans le cas simple où il n'y a modification que dans une seule direction principale (σ_1 ou σ_3), on voit alors qu'il faut, soit que la valeur de σ_3 reste très faible (ici en traction) si la pression du fluide est aussi très faible, soit, si σ_3 est élevée, que la valeur de P soit juste inférieure à $\sigma_3 + T_o$ pour que σ_3 ou σ_1 soit très proche de la valeur à la rupture juste avant la modification de valeur de contrainte qui déclenche cette rupture.

On parle de fractures assistées pour désigner des fractures qui apparaissent ainsi avec une forte pression fluide. Pour certains auteurs ce terme ne s'applique qu'aux ruptures déclenchées par une modification de l'état de contrainte, mais il faut alors appeler fractures hydrauliques toutes les fractures qui apparaissent par la seule augmentation de la pression fluide (quelle que soit la valeur de celle-ci et l'orientation des fractures par rapport à σ_1). Pour d'autres auteurs, on doit réserver le terme fractures hydrauliques au seul cas des fractures initiées par augmentation de la pression des fluides dans des cavités (ou des fissures) closes (voir § II.3). Ils opposent ainsi des milieux non drainés (à pression fluide hétérogène) à des milieux drainés (pression fluide homogène), la notion de contrainte effective ne s'appliquant simplement que pour ces derniers. C'est cette dernière classification que nous avons choisie en réservant le terme de fractures assistées au cas des fractures induites dans des matériaux à pression fluide homogène (matériaux drainés), quel que soit le chemin du déclenchement de la rupture (augmentation de pression fluide ou modification des contraintes).

Pour l'application au problème de la dissolution-cristallisation, on se rappelle que ce sont des fractures d'aspect fragile (mode 1) qui sont colmatées par les cristallisations des minéraux mobiles. Pour que de telles fractures apparaissent à grande profondeur (jusqu'à 10-15 km, voir § I.6), il faut, sur l'exemple de la Fig. 41, et s'il s'agit de fractures assistées, que le déviateur de contrainte à la rupture, reste très faible (voir discussion § II.3.C) et que, juste avant la rupture, la pression des fluides soit très proche de la valeur de la pression lithostatique ($P_l \cong \sigma_3$, avec $T_o \ll P_l$).

II.3/ ROLE DES FLUIDES DANS LA FRAGMENTATION DES ROCHES

Contrairement à l'approche précédente où la roche était considérée dans son ensemble, nous nous intéresserons ici au détail (pour chaque fracture) des processus de fragmentation de la roche en envisageant l'initiation et la propagation de ces fractures, à partir des zones de fortes concentrations en contrainte, autour de cavités (ou de fissures) closes contenant des fluides sous pression. Des exemples expérimentaux et naturels seront ensuite discutés.

II.3.A) Initiation et propagation de fractures hydrauliques

On considère une cavité (ou une fissure) close remplie de fluide, lorsque la pression du fluide s'accroît dans cette cavité, des contraintes vont apparaître dans le solide environnant. Ces contraintes peuvent se superposer à un état de contrainte préexistant mais leur répartition autour de la cavité sera d'abord fonction de la forme de cette cavité. Si, dans certains secteurs, il se développe des contraintes tangentielles en traction dans le solide (près de l'interface solide/fluide), une fracture pourra apparaître

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

lorsque ces contraintes dépasseront la résistance à la traction de ce solide. Cette fracturation obtenue par un accroissement de la pression des fluides dans une cavité close est dite fracturation hydraulique. Divers critères permettent d'estimer la pression nécessaire à la rupture.

Nous ne présenterons que des solutions simples, pour des géométries de cavités également simples.

- Si la cavité remplie de fluide est une fissure plane en forme de disque, (aux extrémités très anguleuses) perpendiculaire à la direction de compression minimale (σ_3) et en équilibre stable avec un état de contrainte ($\sigma_1\sigma_2\sigma_3$), Fig. 43a. La pression du fluide (P) nécessaire pour propager cette fracture parallèle à σ_1 doit être supérieure à la somme de la contrainte normale au plan de fracture (σ_3) et de la résistance à la traction de la roche (T_o) en admettant que la contrainte tangentielle (σ_t) en tête de fissure est égale à σ_3. On a alors :

$$P > \sigma_3 + T_o$$

avec T_o = résistance à la traction de la roche.

- Si la cavité est un cylindre, toujours rempli de fluide, parallèle à une direction principale de contrainte (σ_2), la valeur de la contrainte tangentielle à la surface du cylindre (σ_t) varie en fonction de P, σ_1, σ_3 (Jaeger & Cook 1969) :

$$\sigma_t = (\sigma_1 + \sigma_3 - P) - 2(\sigma_1 - \sigma_3) \cos 2\theta$$

avec θ = angle entre σ_3 et σ_t. La valeur de σ_t varie depuis un maximum de $3\sigma_1-\sigma_3-P$ quand $\theta=\pi/2$ jusqu'à un minimum de $3\sigma_3-\sigma_1-P$ quand $\theta = 0$. Si $P > 3\sigma_3-\sigma_1$ il y a développement de zones de traction (Fig. 43b), et la fracturation peut être initiée et se propager dans un plan radial au cylindre et parallèle à σ_1 lorsqu'on a :

$$P > 3\sigma_3 - \sigma_1 + T_o$$

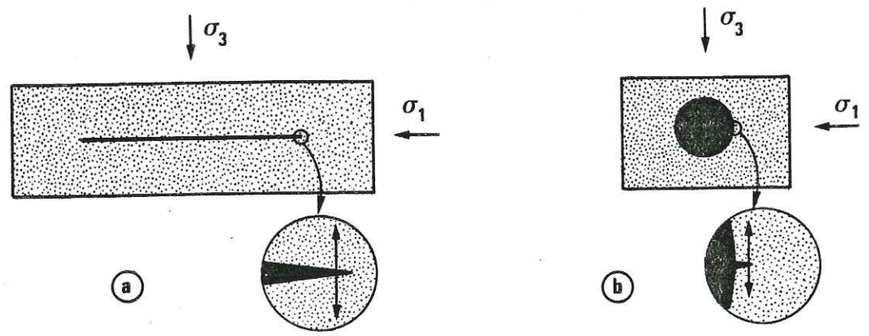


Figure 43 - Deux configurations géométriques simples, pour estimer des critères de rupture par fracturation hydraulique autour de cavités remplies de fluide (a) : fissure initiale parallèle à $\sigma_1\sigma_2$; (b) : cavité cylindrique initiale parallèle à σ_2, fluide en noir, solide en pointillés. Les petits arcs de cercle entourent les zones où se développent des contraintes en traction (σ_t parallèle à σ_3) et où apparaissent les fractures hydrauliques parallèles à $\sigma_1\sigma_2$ (ouverture en mode 1).

La résistance à la traction T_o peut être estimée en suivant l'approche de Griffith (1921) qui a abordé le problème de la rupture des corps fissurés d'un point de vue énergétique. Dans un corps élastique contenant une fissure, on peut écrire la conservation de l'énergie du système quand la fracture se propage (Bui 1978) :

$$\Delta W_e + \Delta W_{ext} + \Delta W_s + \Delta W_c = 0$$

avec ΔW_e = variation de l'énergie élastique, ΔW_{ext} = variation d'énergie potentielle des forces extérieures (travail de ces forces), ΔW_s = énergie dissipée dans la création d'une nouvelle surface, ΔW_c = variation d'énergie cinétique.

Si ΔW_c ne varie pas, la propagation de la fracture est dite stable. Dans ce cas, avec un état de contrainte uniaxial en traction (σ_3 perpendiculaire au plan de fissure), le critère de rupture de Griffith donne la valeur de la traction à exercer (Paterson 1978)

$$T_o = \sqrt{\alpha\ E\ \gamma / l}$$

avec α = coefficient numérique proche de 1, E = module d'élasticité du matériau, γ = énergie de surface, l = demi-longueur de la fissure.

Cette relation simplifiée s'applique à un matériau isotrope, microfissuré, quand toute l'énergie fournie sert uniquement à créer une nouvelle surface. Dans le cas des roches, il n'y a pas d'extension simple de cette relation, d'abord parce que le développement des zones de plasticité, ou de microfissures, en tête de la fissure principale peut absorber une partie de l'énergie, ensuite parce que la nouvelle surface traverse différents minéraux et que la valeur de l'énergie de cette surface n'est pas simple à estimer.

Des valeurs expérimentales de T_o sont données dans divers ouvrages (voir Jaeger & Cook 1969). On note des valeurs de 10 à 20 MPa pour les granites. Mais ces valeurs varient beaucoup suivant la direction de traction pour des roches très anisotropes. Ainsi les valeurs de T_o perpendiculaires ou parallèles à la schistosité passent de 1 à 30 MPa pour des schistes ardoisiers (voir le catalogue des propriétés mécaniques de roches françaises).

On retiendra de ce paragraphe que des fractures hydrauliques peuvent apparaître quelle que soit la valeur de la pression de confinement (σ_3) et donc que ces fractures d'aspect fragile (mode 1) pourraient se rencontrer en profondeur aussi loin qu'il pourra se trouver une phase fluide, pourvu que la montée en pression des fluides soit suffisamment rapide au sein d'un petit volume clos.

II.3.B/ Fracturation hydraulique expérimentale

Ce qui intéresse plus directement le géologue ce sont les relations entre l'orientation des fractures qui apparaissent et l'orientation, soit des directions principales de contrainte, soit des discontinuités préexistantes. Cornet (1977) a étudié ce problème dans le cas de la fracturation hydraulique. Il a montré théoriquement et expérimentalement (avec un état de contrainte uniaxial) que le contrôle de l'orientation de la fracture par l'état de contrainte (fracture parallèle à σ_1), ou par des discontinuités préexistantes, est essentiellement fonction de la vitesse de montée en pression des fluides dans la roche.

Nous avons obtenu des résultats expérimentaux similaires en opérant dans des conditions plus proches des conditions naturelles, c'est-à-dire avec une pression de confinement autour de l'échantillon. Des fractures hydrauliques ont été réalisées dans un

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

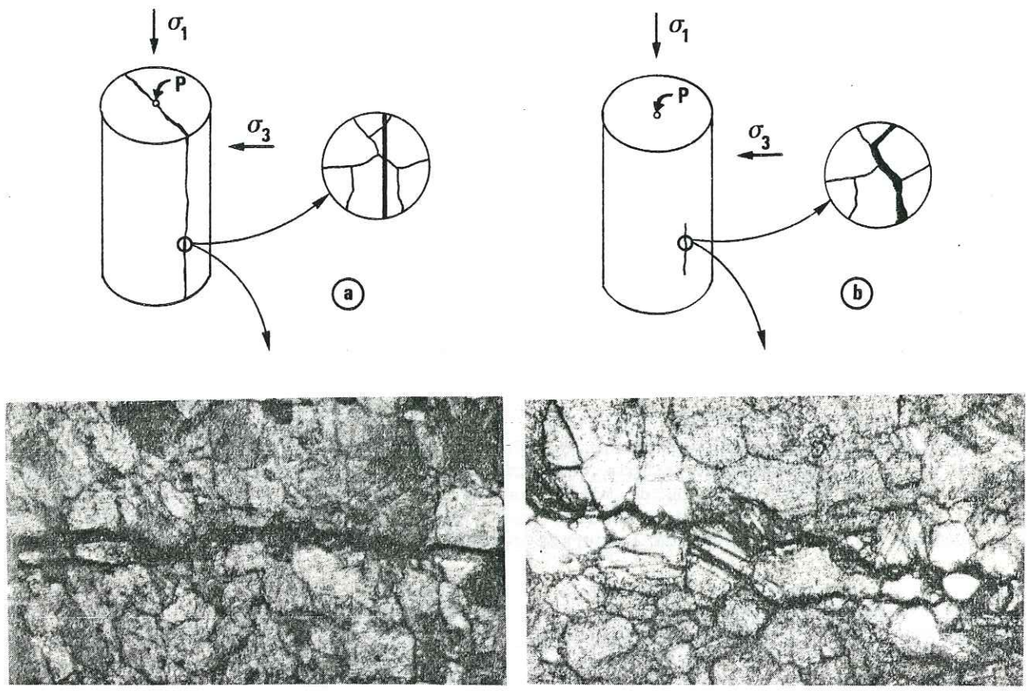


Figure 44 - Fracturation hydraulique expérimentale sur marbre de Carrare, avec deux géométries des fractures selon la vitesse d'injection des fluides. (a) et (c) : Avec une montée en pression rapide, une seule fracture axiale recoupe les grains, l'émission acoustique est soudaine juste avant l'équilibrage entre σ_3 et P, la différence $P-\sigma_3$ à la rupture est 17 MPa. (b) et (d) : Avec montée en pression lente, les fractures suivent les joints de grains, l'émission acoustique est continue durant l'essai, la différence $P-\sigma_3$ juste avant leur équilibrage est 8 MPa. Dans les deux essais σ_1 = 160 MPa, σ_3 = 100 MPa, voir la description de l'appareillage Fig. 109.

cylindre de roche confinée, sous contrainte en compression maximale axiale (σ_1), avec injection de fluide dans un trou axial cylindrique (Fig. 44, voir schéma de l'appareillage, Fig. 109). On observe deux types de propagation de fractures :

- Soit la fracture est indépendante de la structure de la roche (marbre de Carrare). Elle recoupe les grains de calcite, si la vitesse d'injection des fluides (vitesse de montée en pression) est rapide. Le cylindre de roche de 200 mm de haut et 75 mm de diamètre peut même être fendu en deux si l'injection est très rapide (Fig. 44a).

- Soit au contraire les fractures suivent les joints de grains, quand la vitesse d'injection est lente (Fig. 44b).

Des enregistrements de l'émission acoustique pendant les essais (Morales 1981), montrent que, dans le premier cas, la rupture se traduit par une émission acoustique soudaine, suivie par l'équilibrage des pressions σ_3 et P (les fluides injectés dans le trou axial, traversent la fissure et viennent s'équilibrer avec σ_3 sous la capote souple qui recouvre l'échantillon et qui le protège de l'huile de confinement, voir Fig. 109). Dans le second cas, une émission acoustique apparaît pendant la montée en pression. Elle se poursuit au cours de cette montée lente de P. L'équilibrage de σ_3 et P ne traduit alors que l'interconnexion des microfissures, qui permet le passage du fluide à travers l'échantillon. La différence $P-\sigma_3$ juste avant l'équilibrage est toujours plus élevée dans le premier cas (17 MPa) que dans le second (8 MPa). A la limite, quand la montée de P est très faible, le fluide s'infiltre le long des discontinuités préexistantes. Sa progression est fonction de la perméabilité de la roche.

L'influence de la vitesse de montée en pression sur l'orientation des fractures par rapport à σ_1 apparaît aussi clairement dans les essais de Lockner & Byerlee (1977). Ces auteurs ont pu visualiser la propagation de fractures par enregistrement et localisation des événements acoustiques, Fig. 45. Le dispositif mécanique est analogue à celui que nous avons utilisé (voir Fig. 44) avec échantillon cylindrique sous compression axiale et injection de fluide dans un trou axial. Deux types de fractures ont été obtenus.

- La fracture de la fig. 45a a été obtenue avec une montée en pression lente, il s'agit d'une fracture oblique à la direction de σ_1, du type fracture en cisaillement. Elle ne semble pas s'être initiée à partir du trou axial. Il ne s'agit pas d'une fracture hydraulique dans le sens où nous l'avons défini de fractures initiées à partir d'une cavité. C'est plutôt une fracture assistée en cisaillement, qui est apparue dans un matériau saturé (avec P homogène) quand la contrainte effective a atteint un certain seuil lors de la montée de P. Ce processus correspond à ce qui est décrit en relation avec la Fig. 41 (cas A) : l'augmentation de pression fluide (P) a progressivement décalé le demi-cercle représentant l'état de contrainte effectif sur le squelette solide. La rupture de type pseudo-plastique est apparue lorsque ce demi-cercle est devenu tangent à la courbe enveloppe de Mohr.

- Au contraire, la fracture de la Fig. 45b a été obtenue avec une vitesse d'injection plus rapide. Elle correspond à notre définition d'une fracture hydraulique. Cette fracture s'est initiée à partir du trou axial sans que les pores de la roche aient eu le temps d'être saturés comme dans le premier essai.

Ces divers exemples illustrent la variété des fractures que l'on peut obtenir avec une augmentation de pression des fluides (fractures assistées ou fractures hydrauliques). Il est aussi intéressant de voir des relations entre ces différentes fractures. Un bon exemple en est donné par les essais de Paquet et al (1981) sur la fracturation de granites partiellement fondus (avec du magma ou de l'eau interstitiels). Lorsqu'un granite sain est chauffé, ces auteurs notent l'évolution suivante (Fig. 46), avec deux processus qui peuvent conduire à une diminution drastique de la résistance de la roche.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

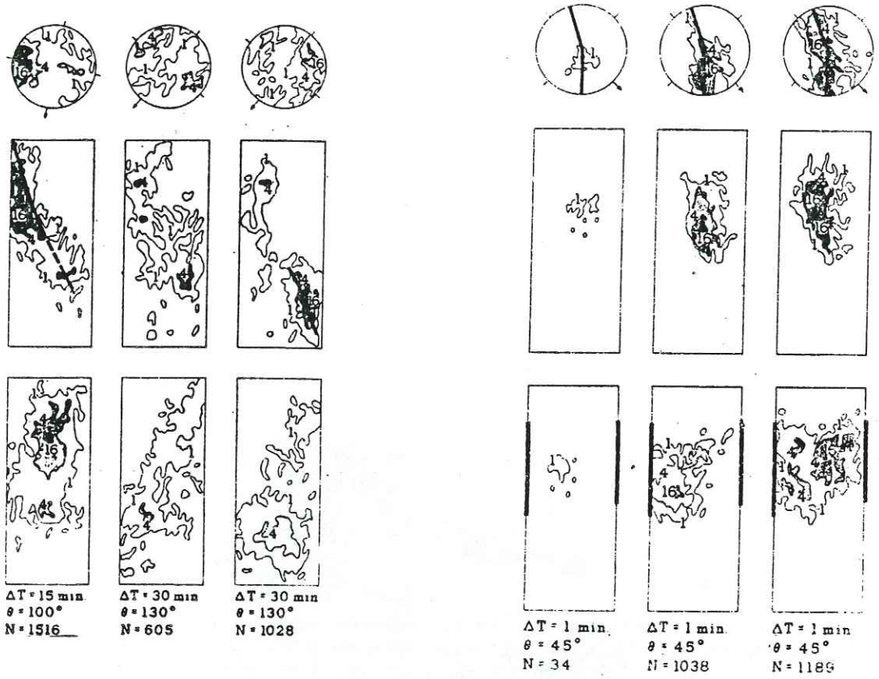


Figure 45 - Visualisation des événements acoustiques dans des échantillons en cours de rupture d'après Lockner & Byerlee (1977), avec le même dispositif que dans la Fig. 44 ; (a) : montée en pression lente, fracture en cisaillement dans un matériau saturé à pression fluide homogène (fracture assistée, cas A, Fig. 41) ; (b) : montée en pression plus rapide, fracture de mode 1, vraie fracture hydraulique initiée près du trou axial.

- Soit, si le granite est saturé en eau, des fractures hydrauliques apparaissent à partir des pores (voir décrépitation des inclusions fluides, § III.3).

- Soit, si le granite est partiellement fondu, des fractures hydrauliques apparaissent aussi, mais à partir des zones en fusion, dans les deux cas bien sur si la roche n'est pas drainée.

- Dans ces deux cas, si le granite est placé sous contrainte, des connexions peuvent apparaître entre ces fractures hydrauliques et il peut apparaître une grande zone de fracture en cisaillement résultante de la coalescence de multiples fractures hydrauliques.

Dans tous les exemples évoqués, on peut donc souligner l'importance de la vitesse de déformation (ou de la vitesse de montée en pression des fluides) par rapport aux possibilités de drainage de la roche. Ces relations conditionnent le comportement des roches saturées et l'apparition des différents types de fractures.

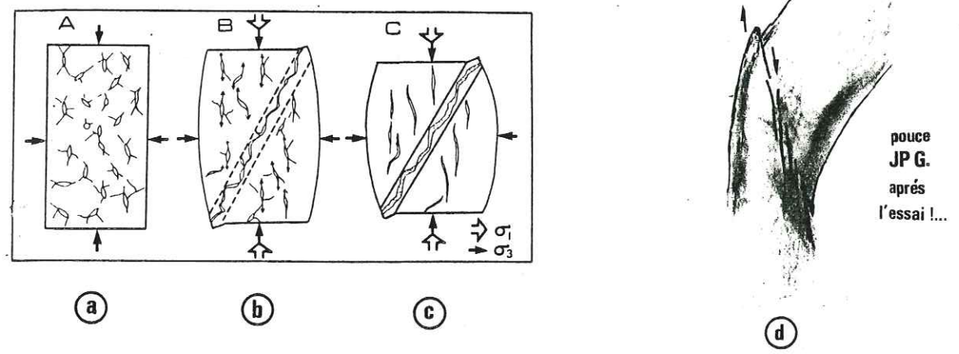


Figure 46- Evolution d'un granite au cours d'une déformation avec chauffage (en système clos) ; (a) : développement de fractures hydrauliques à partir des pores isolés, le fluide peut être soit de l'eau, soit du fluide de fusion ; (b) : coalescence de ces fractures le long d'un plan de cisaillement ; (c) : fracturation le long de ce plan de cisaillement, d'après Paquet et al (1981). (d) : Pouce de l'auteur fracturé lors de l'ouverture de la cellule triaxiale (Fig. 109) : coalescence de fractures de mode 1 le long d'un cisaillement.

C/ Fracture hydraulique naturelle

Un premier problème concerne la présence de fluide dans les fractures. Cette présence a été démontrée clairement, au moins au moment de la croissance des cristaux du colmatage de ces fractures (§ I.6). Ce colmatage ne doit cependant pas se produire dans des conditions très différentes de l'ouverture et de la propagation des fractures puisque les deux processus se succèdent de manière répétitive un grand nombre de fois pour chaque fente.

Ce que l'on peut aussi remarquer c'est que les grandes fentes tectoniques associées à la déformation par dissolution-cristallisation ont souvent un aspect de fractures fragiles (mode 1) perpendiculaires à σ_3, comme celle de la Fig. 10a. L'étude des inclusions fluides montre pourtant que cette fracturation s'est produite à 300-400°C avec 200-300 MPa de pression de confinement. Dans ces conditions, au laboratoire, on n'observe pas de ruptures fragiles sur les roches considérées (schistes) quand la pression de fluide est faible ou nulle. On observe plutôt des ruptures pseudoplastiques, avec plans de rupture en cisaillement, obliques à σ_1. Des fractures fragiles "en extension" (de mode 1) n'apparaissent que si la pression de fluide est élevée (proche de σ_3, Brace 1972), et ce dans deux types de cas :

- Soit si la roche est complètement saturée, avec une pression interstitielle homogène proche de σ_3 et un faible déviateur de contrainte (fracture assistée, Fig. 41).

- Soit si la pression interstitielle est hétérogène et s'il apparaît localement des fractures hydrauliques à partir de cavités, ou de fissures (Fig. 43).

Dans le premier cas, de légères variations de la pression fluide, ou des contraintes, peuvent provoquer la rupture, dans le second, c'est seulement des surpressions localisées des fluides qui déclenchent cette rupture.

Ces modes de rupture avec pression fluide élevée étant ainsi admis pour l'ouverture des fentes naturelles associées à la dissolution-cristallisation, est-ce qu'il est encore possible de distinguer entre fractures assistées (Fig. 41) et fractures hydrauliques

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

(Fig. 43). Nous envisagerons successivement le problème des fractures isolées et celui des réseaux de fractures associées.

a) Fractures isolées

Beach (1980), dans une étude consacrée à la fracturation hydraulique, propose un certain nombre de critères caractéristiques de cette fracturation, en comparaison avec un modèle théorique d'initiation de ces fractures.

- Un premier caractère de ces fractures hydrauliques serait, d'après les modèles numériques de Beach, une grande régularité dans leur orientation. Cela pourrait s'appliquer aux grandes fentes naturelles horizontales qui s'étendent sur plusieurs dizaines de mètres (Fig. 10a). Au laboratoire, on constate que les fractures hydrauliques sont souvent extrêmement régulières (Fig. 44) mais c'est peut être alors parce qu'il s'agit d'un cas particulier (initiation à partir d'un trou cylindrique). Il faudrait poursuivre ces essais avec des formes de cavités variées.

- Un autre caractère serait la possibilité, pour les fractures hydrauliques, d'apparaître avec une composante de cisaillement, sous la forme d'une fracture principale et de fractures secondaires en "branches" (Fig. 47a). En fait, de telles fractures "en branches" peuvent aussi s'obtenir expérimentalement, sans surpression de fluide, en soumettant à un état de contrainte, un matériau isotrope affecté d'une fissure initiale oblique à la direction σ_1. La fracture secondaire se développe près de l'extrémité de la fissure initiale, d'abord perpendiculairement à celle-ci, puis devenant progressivement parallèle à σ_1 (Fig. 47b). Mais, dans ce processus, l'apparition des deux plans de rupture (1 et 2) est évidemment décalée dans le temps. L'observation des colmatages des fractures naturelles "en branches" semble plutôt montrer que fractures principale et secondaire s'ouvrent (et se colmatent) simultanément.

- Un dernier caractère spécifique des fractures hydrauliques serait, toujours selon cet auteur, leurs terminaisons "en fourche" (Fig. 47c). Cette disposition est aussi réalisable au laboratoire sans qu'il s'agisse d'hydrofracturation (Bieniewski 1967). Elle est interprétée comme un moyen de dissipation d'énergie lors d'une propagation très rapide d'une fracture sous contrainte. Beach (1980) estime que dans la nature, ces terminaisons "en fourche" traduiraient plutôt une brusque dissipation de l'énergie des fluides sous pression lors des fractures hydrauliques. Ceci en postulant que de brusques changements des valeurs de pression fluide sont plus faciles à concevoir dans la nature que de brusques changements des valeurs de contrainte.

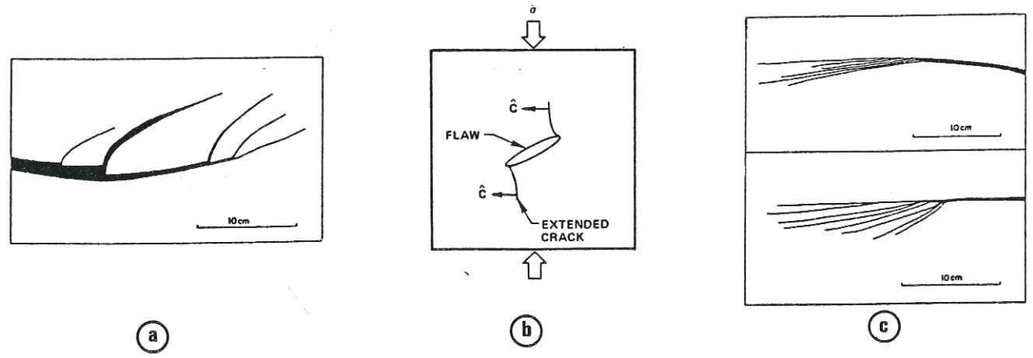


Figure 47 - Fractures "en branches" sur une fracture principale. (a) : Association de fractures naturelles qui semblent apparues simultanément (Beach 1980). (b) : Réalisation expérimentale de fractures "en branches" mais en deux temps successifs (d'après Adams et al 1978). (c) : Terminaisons "en fourche' de fractures naturelles (La Grave, Oisans), Beach 1980.

Tous ces caractères (fracture d'une grande régularité avec "branches" et terminaisons "en fourche") s'observent bien sur les fractures colmatées naturelles associées à la dissolution-cristallisation (Fig. 10a). Cependant la validité de tels caractères spécifiques aux fractures hydrauliques, seulement déduite de modèles numériques, demanderait à être testée par d'autres méthodes notamment expérimentales.

b) Réseaux de fractures associées

On dispose probablement de plus de critères pour s'assurer de l'origine hydraulique des fractures lorsqu'on a plusieurs réseaux de fractures colmatées aux bords très nets (aspect de fractures fragiles "en extension", mode 1) qui sont associées sans relations très nettes avec l'état de contrainte (déduit d'autres marqueurs), ou bien, qui empruntent des plans de discontinuité préexistants avec extension dans toutes les directions. On peut penser alors qu'il s'agit vraiment de fractures hydrauliques et, deux exemples seront cités ici.

i) Dans le Trias de la couverture du massif de l'Oisans, des échantillons prélevés dans le secteur du Col du Vallon montrent une fracturation très particulière qui donne l'impression que des réseaux de fractures préexistantes ont été ouverts et colmatés simultanément. On remarquera sur la Fig. 48 que même les joints de stylolites sont localement ouverts et colmatés par la même génération de quartz que celle des fractures. On note sur la même figure que des blocs de roche anguleux apparaissent complètement isolés au milieu du colmatage des fractures sur les trois plans de coupe orthogonaux (des structures analogues ont déjà été décrites dans le boudinage de bélemmites mais avec une seule direction principale d'extension, Fig. 15). L'apparition simultanée de ces structures et du colmatage de stylolites ne peut guère être expliquée autrement que par une extension simultanée de la roche dans toutes les directions, avec donc une vraie fracturation hydraulique sur un matériau déjà affecté de structures tectoniques, (stylolites et fentes). Les raisons d'une augmentation de pression fluide limitée à cette formation pourraient être la présence de roches imperméables au-dessus et au-dessous de ces "brèches" (gypse et roches volcaniques), la cause de cette augmentation pouvant être une de celles invoquées en introduction (§ II.1.B).

Un processus de fracturation hydraulique a aussi été invoqué par Masson (1972) pour expliquer la formation de cargneules dont l'aspect est finalement assez proche des échantillons de la Fig. 48.

ii) Toujours dans la couverture sédimentaire déformée des massifs cristallins externes des Alpes, on trouve systématiquement des remplissages de calcite, ou quartz, dans les joints de schistosité (voir § IV.3.A, pour une description de celle-ci). Les remplissages sont postérieurs à la formation de la schistosité mais ils sont boudinés avec des directions et des valeurs d'étirement analogues à celles qui sont associées à cette schistosité (Fig. 16a). Ils sont donc aussi contemporains de l'évolution de celle-ci. Des explications ont été avancées notamment par Ramsay (1967) pour certaines de ces fentes qui sont interprétées comme des interboudins obliques à l'étirement (Fig. 10d). Les plans de schistosités des bancs les plus durs peuvent ainsi être colmatés si la schistosité se réfracte entre banc dur et tendre. Ceci est valable dans les flancs des plis. Une hypothèse complémentaire pourrait être que ce remplissage est apparu parce qu'il y a eu des glissements parallèles à la schistosité, avec désemboitement des microlithons dans les bancs compétents, mais là encore ce processus ne devrait apparaître que dans les flancs de plis. (Gratier & Vialon 1980). Or, on observe ces colmatages périodiques des plans de schisto-

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

sité avec la même fréquence dans les flancs et à la charnière de plis hectométriques (plis de la Fig. 142), l'écartement moyen entre les plans colmatés est décimétrique.

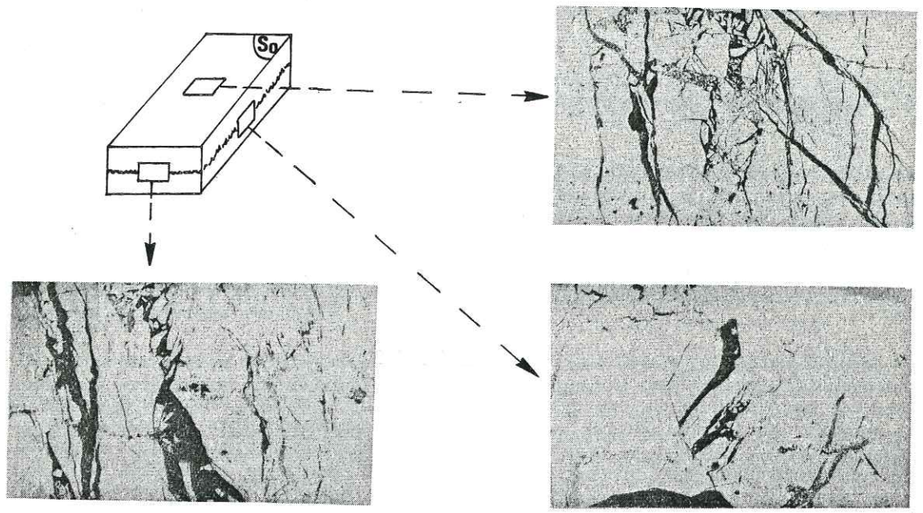


Figure 48 - Aspect de la fracturation dans le Trias de la couverture sédimentaire du massif de l'Oisans. Le colmatage de tous les plans de discontinuité (fractures et stylolites) implique une extension dans toutes les directions. Ceci s'explique bien par une fracturation hydraulique de cette formation qui serait intervenue après l'acquisition de réseaux de fractures et de stylolites, (zone de colmatage en noir).

On peut imaginer un autre processus qui ferait intervenir une fracturation hydraulique puis un colmatage de ces plans de schistosité au cours du développement de cette structure avec, en permanence, un état de contrainte aux limites du massif tel que σ_1 reste perpendiculaire aux plans de schistosité et donc que des fractures hydrauliques puissent apparaître perpendiculaires à σ_1. Ceci pourrait se produire à cause de la très forte anisotropie du matériau schisteux. On se rappelle en effet (voir § II.3.A) que la résistance à la traction des roches dans une direction perpendiculaire aux plans de schistosité peut être seulement de 1 MPa, alors qu'elle atteint 30 MPa parallèlement à ces mêmes plans. Si dans une masse rocheuse très anisotrope, soumise à un état de contrainte avec un déviateur $(\sigma_1-\sigma_3)$ assez faible (de l'ordre de 10-30 MPa), il apparaît localement et de manière transitoire des surpressions fluides telles que la pression de ces fluides (P) soit comprise entre les valeurs de σ_1 et de σ_3, il faut moins d'énergie pour ouvrir un plan de schistosité perpendiculaire à σ_1 mais avec une résistance à la traction très faible que pour créer des fractures perpendiculaires à σ_3, mais avec une résistance à la traction beaucoup plus élevée. Si T_1 perpendiculaire à σ_1 est égale à 1 MPa, et si T_3 perpendiculaire à σ_3 est égale à 30 MPa, les fractures hydrauliques vont être perpendiculaires à σ_1 si la valeur de la pression fluide est la suivante :

$$\sigma_1 + 1 < P < \sigma_3 + 30, \text{(pour } \sigma_1 - \sigma_3 = 30 \text{ MPa)}$$

On peut donc concevoir l'évolution schématisée dans la Fig. 49c avec successivement (1) : apparition d'une schistosité (de dissolution), (2) : développement localisé et transitoire de surpression fluide P (pour les causes, voir § II.1.B), (3) : fracture hydraulique perpendiculaire à σ_1 lorsque $P > \sigma_1 + T_1$; (4) colmatage de cette fracture lors-

que $P_o < P_1$, avec P_1 = pression des fluides dans la roche, P_o = pression des fluides dans la fente (voir Fig. 60a) ; (5) : boudinage du remplissage qui est relativement plus rigide que la matrice (lorsque $P < \sigma_1 + T_1$).

Bien évidemment selon la structure de la roche et son orientation par rapport aux contraintes, toutes les dispositions intermédiaires sont possibles entre des fractures hydrauliques parallèles ou perpendiculaires à σ_1.

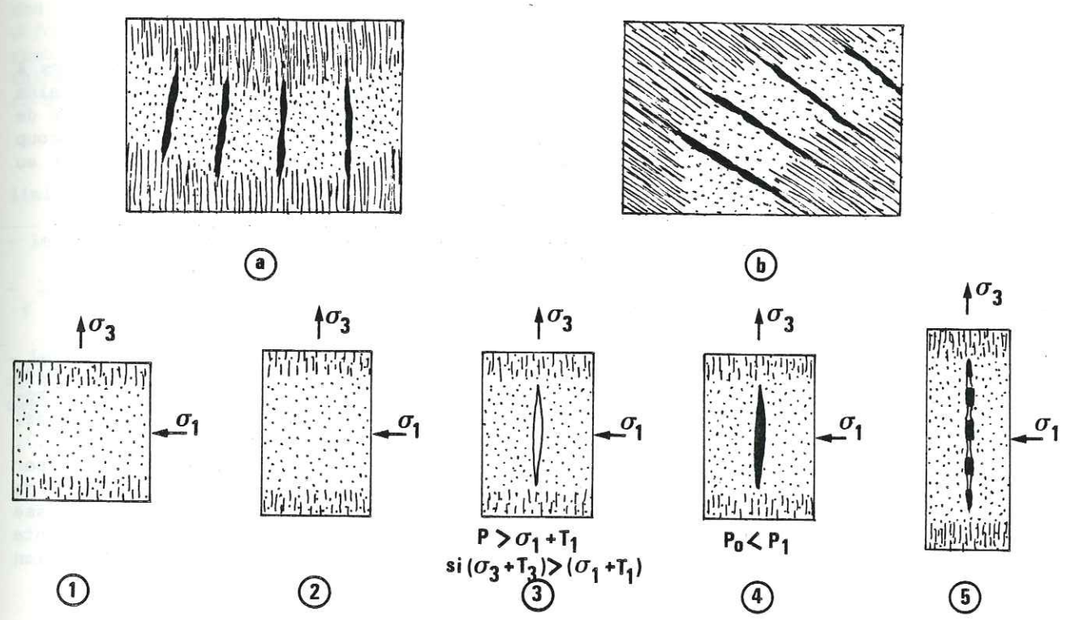


Figure 49 - Plans de schistosité fracturés, colmatés puis boudinés durant le processus d'acquision de la schistosité dans les schistes de la couverture sédimentaire des massifs cristallins des Alpes françaises : (a) : schistosité verticale, plan axial d'un pli, secteur de la charnière de ce pli, Bourg-d'Oisans, (voir situation Fig. 142) ; (b) : schistosité inclinée, zone de chevauchement (Région de Megève, La Grave, Remollon, voir Fig. 142). (c) : Evolution d'un secteur déformé progressivement, acquisition d'une schistosité, avec direction et valeurs constantes des contraintes aux limites du massif (1) et (2), puis évolution locale (dans le banc en pointillé) et transitoire, des valeurs de pression fluide (P) créant des fractures hydrauliques parallèles à la schistosité et perpendiculaires à σ_1 (3), puis permettant leur colmatage (4), puis le boudinage des remplissages (5). P = pression des fluides à la rupture, P_o et P_1 = pression des fluides, lors du colmatage, dans la fente et dans la roche, (voir Fig. 60).

De telles structures avec "filons" de quartz,ou de calcite,parallèles à la schistosité qui semblent contemporains du développement de celles-ci (qui sont en particulier boudinés avec les mêmes directions d'extension que la roche environnante) sont très courantes (au moins dans les Alpes) dans tous les matériaux schisteux déformés par dissolution-cristallisation jusqu'à 10-15 km de profondeur. Elles soulignent bien la notion importante de transformation des propriétés mécaniques des roches au cours de l'acquisition progressive d'une structure (comme la schistosité) lorsqu'un fluide est présent dans ces roches.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

On retiendra de ce paragraphe que les fentes colmatées associées à la dissolution-cristallisation, qui sont des fractures d'aspect fragile apparaissant à grande profondeur, ont dû se développer en présence d'une phase fluide interstitielle, dont la pression était proche de la pression lithostatique (un peu en-dessous pour les fractures assistées, un peu en-dessus pour les fractures hydrauliques). Les conditions d'apparition de ces fentes impliquent, soit une montée en pression très rapide (et localisée) des fluides (fractures hydrauliques), soit un déviateur de contrainte très faible (fractures assistées). Comme on ne peut guère concevoir, dans la nature, des vitesses de montée en pression du type de celles utilisées au laboratoire, la condition d'un déviateur de contrainte assez faible reste probablement aussi nécessaire pour certaines fractures hydrauliques.

Le rôle des fluides dans la déformation naturelle des roches nous conduit alors à minimiser les valeurs très élevées des déviateurs de contrainte, proposées par certains auteurs (Molnar & Tapponnier 1981, proposent une valeur de $\sigma_1-\sigma_3$ = 600 MPa à 10 km de profondeur). Des valeurs d'un ou deux ordres de grandeur inférieures expliquent beaucoup mieux le développement de ces fractures de type fragile qui apparaissent associées au fluage par dissolution-cristallisation dans la croûte supérieure.

II.4/ ROLE DES FLUIDES DANS LES TRANSFERTS DE MATIERE

Nous nous sommes intéressés tout particulièrement aux diverses relations possibles entre la vitesse du changement de forme des domaines qui composent les roches (voir introduction) et les différents paramètres de la déformation (température, pression de fluide, contraintes sur les solides, nature et géométrie de ces solides et des fluides, etc...). Nous avons en effet vu précédemment qu'un des caractères spécifiques des déformations par dissolution-cristallisation est que ces transferts s'effectuent à l'échelle de domaines de tailles variées dans les roches (Fig. 1 & 22). Nous avons vu d'autre part que la vitesse des changements de forme qui découlent de ces transferts est toujours relativement lente par rapport aux vitesses des changements de forme avec d'autres mécanismes (déformation plastique ou cataclastique).

Dans le cas d'une déformation par dissolution-cristallisation, la vitesse de changement de forme va être fonction de divers types de processus successifs :

- Un premier type est constitué par les processus qui interviennent aux interfaces solide/fluide. Il s'agit des processus de dissolution dans certaines zones (passage du cristal à la solution) et des processus de cristallisation dans d'autres zones (passage de la solution au cristal).

- Un deuxième type est constitué par les processus de transfert entre zones de dissolution et de cristallisation. Ces processus peuvent s'effectuer soit par diffusion aux joints de grains en présence de fluides fixes (libres ou piégés), mais les distances de transfert restent toujours assez faibles, soit par déplacement du fluide (infiltration) avec des distances de transport qui peuvent alors être hecto ou kilométriques, soit par un processus couplé de ces deux modes de transfert.

Si un de ces processus successifs est nettement plus lent que les autres, c'est sa vitesse qui va imposer la vitesse du changement de forme du domaine considéré. Par exemple dans le changement de forme d'un grain avec dissolution d'un côté, cristallisation de l'autre et transfert par diffusion entre les deux, si le transfert est un processus nettement plus lent que les autres, on considère que l'équilibre entre solide et fluide est atteint en permanence près des interfaces et pratiquement toute la force qui impose le

changement de forme (la différence de potentiel chimique, voir § II.4.A), est utilisée pour le transfert (Fig. 50a). On peut raisonner de la même manière selon que la vitesse de dissolution (Fig. 50b) ou la vitesse de cristallisation (Fig. 50c) impose la vitesse du changement de forme. En considérant alors qu'un seul processus limite la vitesse de déformation, les modèles théoriques sont plus faciles à établir.

Dans la plupart des modèles théoriques de déformation par transfert de matière en présence de fluide, avec un système clos à l'échelle des grains, la vitesse des processus aux interfaces est supposée beaucoup plus rapide que la vitesse de diffusion aux limites des grains, c'est donc cette dernière qui est considérée comme limitant la vitesse de déformation (Stocker & Ashby 1973, Elliott 1973, Rutter 1976, Durney 1976). Mais des résultats expérimentaux récents (Raj 1982, Gratier & Jenatton 1984) montrent que dans certains cas (lorsque les transferts s'effectuent dans une phase fluide libre et abondante), ce sont les processus aux interfaces qui limitent la vitesse de changement de forme.

Nous étudierons donc successivement l'effet de chacun des processus susceptibles de limiter la vitesse de déformation, c'est-à-dire :

- la vitesse de diffusion (lorsque les distances de transfert sont faibles , § II.4.C),

- la vitesse de l'infiltration (lorsque les distances de transfert sont grandes, § II.4.D)

- les vitesses de dissolution ou de cristallisation, (§ II.4.E), avec dans ce dernier cas, un modèle dans lequel la vitesse de déformation est aussi fonction du rythme d'apparition des cavités (ou des fissures) dans lesquelles se produit la cristallisation (§ II.4.F).

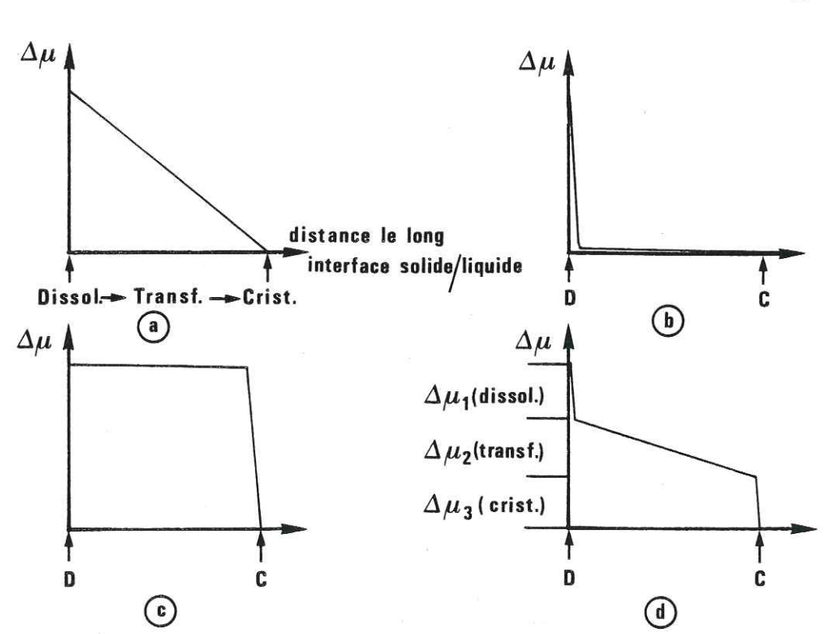


Figure 50 - Représentation schématique de la chute de potentiel entre source et dépôt de matière le long d'un interface solide/fluide avec trois processus successifs : (1) : dissolution (à la source), (2) : transfert par diffusion et (3) : cristallisation (dépôt). La chute de potentiel peut être, en première approximation, associée à un seul des processus si celui-ci est nettement plus lent que les deux autres (a = transfert, b = dissolution, c = cristallisation), ou bien cette chute de potentiel peut être répartie entre les trois processus successifs (d) (d'après Raj 1982).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Il peut aussi arriver que les vitesses des processus successifs soient assez proches. Dans ce cas, la chute de potentiel ($\Delta\mu$) entre le solide à la source et le solide au dépôt est divisée entre chacun des processus, tel que sur l'exemple de la Fig. 50d :

$$\Delta\mu = \Delta\mu_1 + \Delta\mu_2 + \Delta\mu_3$$

avec $\Delta\mu_1$ pour la dissolution, $\Delta\mu_2$ pour le transfert et $\Delta\mu_3$ pour la cristallisation. Dans ce cas les modèles théoriques sont évidemment plus complexes (§ II.4.G), que dans les cas précédents, où un seul processus limite la vitesse de l'ensemble.

Avant d'établir ces modèles, il est utile de présenter quelques relations thermodynamiques de base et surtout d'en discuter l'utilisation dans le cas particulier de la dissolution-cristallisation. Nous verrons, en particulier, qu'un certain nombre d'hypothèses simplificatrices ont été utilisées qui donnent à cette approche thermodynamique un aspect simpliste. L'incertitude sur certains paramètres est telle que cet aspect nous a paru suffisant pour une introduction à l'étude expérimentale et naturelle de la dissolution-cristallisation.

II.4.A/ Equilibre entre un solide sous contrainte et sa solution

Nous discuterons simplement du cas apparemment simple d'un solide sous contrainte entouré d'un fluide dans lequel il est soluble sans nous préoccuper, dans un premier temps, de la signification mécanique du dispositif. Celui-ci sera discuté au § II.4.B. Paterson (1973) a clairement résumé les études sur ce sujet. Avant de les aborder, il faut d'abord définir les quelques termes de thermodynamique que nous utiliserons (voir Kern & Weisbrod 1964, Robin 1978).

Le potentiel chimique μ_i d'un composé i dans un système comprenant d'autres espèces (j) s'exprime par la relation suivante :

$$\mu_i = (\partial U/\partial n_i)_{n_j,P,T}$$

avec U = énergie interne du système considéré, n_i et n_j = nombre de moles du composé i et j, P et T = pression et température constante, n_1, n_2,... n_j = composés tous constants sauf n_i. Pour un élément donné, dans une phase à pression et température constantes, le potentiel chimique représente la variation d'énergie interne du système pour l'addition d'une mole de cet élément à un échantillon infini de la phase considérée.

Quand deux systèmes ouverts, qui peuvent échanger le composé i, sont mis en communication, avec des valeurs du potentiel chimique μ_i différenciées, un flux de matière va s'établir pour tendre à égaliser ces valeurs du potentiel chimique. Le système fermé constitué par l'ensemble des deux premiers systèmes sera dit en équilibre par rapport au composé i quand les valeurs μ_i seront devenues égales dans l'ensemble du système.

Compte tenu du sujet de ce travail appliqué à l'étude des déformations des roches, nous avons choisi de nous intéresser dans cette approche chimique, essentiellement à l'effet de la contrainte sur le comportement d'un solide au contact de fluides dans lesquels il est soluble. Mais bien sûr, d'autres facteurs comme la température, les échanges des matières avec l'extérieur, la forme de la surface solide/fluide, etc... peuvent influer sur le comportement d'un solide avec sa solution (l'effet de la température est présenté succinctement dans les applications numériques à la fin de la présentation de chaque modèle, l'effet de l'énergie de surface est discuté au § III.4).

Le potentiel chimique d'un solide en solution est relié à la concentration de ce solide en solution par la relation :

$$\mu = \mu_o + R\,T\,\ln ac$$

avec a = coefficient d'activité, c = concentration du solide en solution, R = constante des gaz parfaits, T = température (°K), μ_o = potentiel chimique de référence fonction de la température et de la pression.

En un point à l'interface d'un solide et de sa solution, une augmentation de concentration dépend notamment de la pression P du fluide (considérée comme égale à la contrainte normale à la surface solide σ_n), du volume molaire partiel du solide (V_s) et du volume molaire partiel du solide en solution (V_l), à température constante (Kern & Weisbrod 1964) :

$$(\partial \ln c/\partial P)_T = -(V_l - V_s)/R\,T$$

La conséquence est qu'une augmentation de la pression ne devrait se traduire par une augmentation de la concentration que si V_s est supérieur à V_l, ce qui est en effet le cas de minéraux comme la calcite ou le quartz (Weyl 1959, Sharp & Kennedy 1965). D'une manière générale, et pour des solutions parfaites, la concentration dépend aussi de la température et de l'énergie du solide (par exemple l'énergie élastique, voir plus loin). Dans la plupart de ces cas on utilise la relation suivante :

$$c = c_o\, e^{-(P\,\Delta V + E)/R\,T}$$

avec E = énergie d'activation, $\Delta V = V_l - V_s$.

Il est souvent pratique d'introduire, dans les relations avec transfert de matière, la concentration du solide en solution à la place du potentiel chimique. Ceci a été fait par presque tous les auteurs qui ont proposé des relations théoriques de dissolution-cristallisation, mais aussi pour des processus analogues comme le frittage en phase fluide (Kingery et al 1976). Robin (1978) a cependant montré que, pour une analyse rigoureuse, l'utilisation du potentiel chimique est indipensable (voir § II.4.B).

On considère donc (Fig. 51a) un solide composé d'une même espèce au contact d'un fluide dans lequel il est soluble, avec une pression de fluide P égale à la contrainte normale à la surface du solide (σ_n). En un point (A) de l'interface solide/fluide, la condition d'équilibre est que le potentiel chimique du solide en solution (μ_l) soit égal au potentiel chimique du solide sous contrainte (μ_s). Les relations suivantes ont été établies par Gibbs dès 1877. Elles sont clairement présentées, avec les travaux plus récents, dans un article de Paterson (1973).

$$\mu_l = U_l - T\,S_l + P\,V_l = \mu_s = U_s - T\,S_s + \sigma_n\,V_s$$

avec S_l & S_s = entropie molaire du solide en solution (S_l) et du solide sous contrainte S_s) V_l & V_s = volume molaire du solide en solution (V_l) et du solide sous contrainte (V_s), U_l & U_s = énergie interne molaire du solide en solution (U_l) et du solide sous contrainte (U_s).

Un certain nombre de commentaires doivent accompagner ces relations, particulièrement sur l'effet de l'état de contrainte sur le potentiel chimique. On remarque d'abord que l'état de contrainte intervient essentiellement par sa composante normale à la surface solide/fluide (le terme $\sigma_n\,V_s$). Mais il intervient aussi d'autres manières.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

- Dans l'énergie interne (U_s), est incluse l'énergie élastique W_e du solide sous contrainte qui est, elle, fonction de tout l'état de contrainte. Ainsi avec une élasticité linéaire, l'énergie élastique par unité de volume est fonction des valeurs de contraintes suivant les trois directions principales (d'après Jaeger & Cook 1969).

$$W_e = [\sigma_1^2 + \sigma_2^2 + \sigma_3^2 - 2\nu(\sigma_1\sigma_2 + \sigma_2\sigma_3 + \sigma_3\sigma_1)]/2E$$

avec E = module d'élasticité (module d'Young), ν = coefficient de Poisson.

- L'état de contrainte intervient également sur la valeur du volume molaire du solide sous contrainte. On admettra simplement la relation simple :

$$\Delta V_s/V_s = [(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)(1 + 2\nu)]/E$$

Cet effet de l'état de contrainte est du même ordre de grandeur que le précédent avec l'énergie élastique.

- Si le matériau a subi une déformation plastique, celle-ci doit aussi intervenir dans l'énergie interne du solide par l'énergie emmagasinée dans le solide dans les défauts (Paterson 1973). Cette énergie (W_p) a été souvent négligée mais un certain nombre d'expériences récentes semblent montrer son importance (Sprunt & Nur 1977, Bosworth 1981).

- Enfin un autre facteur indépendant de l'état de contrainte qui s'ajoute aux termes précédents est l'énergie de surface de ce solide (W_s) qui est notamment fonction de la courbure de la surface (Kingery et al 1976) :

$$\Delta W_s = \gamma V_s/r$$

avec γ = énergie de surface du solide (par unité de surface), r = rayon de courbure de la surface solide.

Dans la plupart des cas, l'effet de la contrainte normale est de plusieurs ordres de grandeur supérieur aux autres effets (voir introduction § III), mais dans les cas où cette contrainte normale est maintenue constante, les effets cités ci-dessus deviennent prépondérants. On verra, par exemple (§ III.4), que l'énergie de surface (ou plutôt une différence d'énergie de surface) peut imposer un transfert de matière observable au laboratoire. C'est aussi le cas dans le frittage en phase fluide, Fig. 102c, (Kingery et al 1976).

On peut enfin remarquer qu'un certain nombre de propriétés mécaniques du solide peuvent être anisotropes (E, γ etc...). Dans ce cas, le potentiel chimique sera aussi fonction de l'orientation de la surface par rapport à l'anisotropie du solide. L'effet des contraintes sur les valeurs de l'entropie des solides n'a pas été considéré en l'absence d'études sur ce problème.

II.4.B/ Dissolution-cristallisation le long d'un interface solide/fluide

Si maintenant on considère le cas d'un solide, toujours composé d'une même espèce, mais en contact en différentes parties de sa surface avec un fluide dans lequel il est soluble. Si entre ces différentes zones de contact solide/fluide, la pression du fluide est différente, le solide est soumis à un état de contrainte non hydrostatique. Gibbs (1877) a montré que dans ce cas, il n'y a pas d'équilibre global possible pour le cristal. Un potentiel chimique unique ne peut pas être défini. Il est simplement possible d'écrire des équilibres locaux le long de la surface solide/fluide. En chaque point de l'interface, le potentiel chimique à l'équilibre est donné par les relations du paragraphe précédent (II.4.A).

Comme le remarque Robin (1978) ce n'était pas l'analyse de Riecke (1895) qui a postulé au contraire l'existence d'un potentiel chimique unique avec un fluide à pression uniforme et un état de contrainte non hydrostatique dans le solide, ce qui, mécaniquement paraît irréaliste. Turner & Verhoogen (1960), Voll (1960), Paterson (1973) ont également souligné que l'on ne devrait pas, à propos de dissolution-cristallisation, parler du "principe de Riecke", qui n'a que peu de rapport avec cette déformation. Il vaudrait mieux citer Thomson (1862), Sorby (1863) ou même Gibbs (1877) qui ont décrit le processus pour les deux premiers et qui l'a analysé rigoureusement pour le dernier.

En utilisant les relations définies dans le paragraphe précédent, on peut écrire que la différence de potentiel chimique entre deux points A et B situés à la surface d'un grain solide, et soumis à des contraintes normales différentes (σ_n = P en A et σ'_n = P' en B) est la suivante :

$$\Delta\mu = \Delta\sigma_n V_s + \Delta W_e + \Delta W_p + \Delta V_s \sigma_n + \Delta W_s$$

Le transfert de matière qui en résulte avec dissolution dans les zones à potentiel chimique élevé, et cristallisation dans les zones à plus faible potentiel contribue à un changement de forme du grain donc à sa déformation par dissolution-cristallisation. L'effet des contraintes sur les différents termes a déjà été discuté dans le paragraphe précédent.

Le fait de dire qu'un solide, au contact de sa solution, peut présenter une différence de contraintes normales le long de l'interface solide/fluide, permet une analyse thermodynamique rigoureuse (Paterson 1973). Mais il faut aussi savoir comment un tel dispositif est possible mécaniquement.

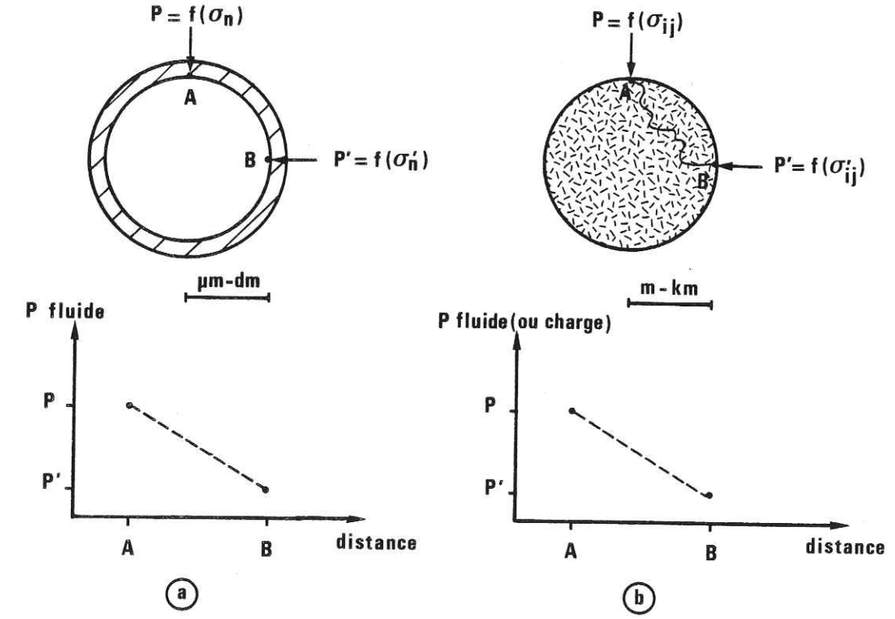


Figure 51 - Deux modèles théoriques de répartition des contraintes normales à une surface solide/fluide. (a) : Domaine solide continu (type cristal) sous contrainte non hydrostatique (par l'intermédiaire d'un cadre solide et perméable) entouré d'un fluide dans lequel il peut se dissoudre. (b) : Domaine solide discontinu (perméable, type roche) sous contrainte hétérogène avec une pression de fluide interstitiel non uniforme..

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Il faut d'abord bien distinguer le cas d'un solide discontinu, avec des fluides interstitiels qui sont à des pressions différentes, de celui d'un solide continu entouré de fluide avec une variation continue de contrainte normale le long de sa surface.

Dans le premier cas (Fig. 51b), on peut facilement concevoir qu'il apparaisse et se maintienne une telle différence de pression (donc une différence de contrainte normale), entre les points A et B. Le transfert de matière peut alors s'effectuer sur de longues périodes pourvu qu'un gradient de pression (ou un gradient de charge si l'altitude des points A et B est différente) soit maintenu constant avec un déplacement du fluide par infiltration à travers le solide perméable.

Pour le deuxième cas (Fig. 51a), le problème mécanique est plus compliqué. En effet, un solide ne peut être soumis, de manière réaliste, à un état de contrainte non hydrostatique sans qu'il soit en contact, au moins localement, avec un solide voisin. Il se pose alors le problème de la localisation des phases fluides le long des joints entre les domaines solides.

a) Situation des fluides le long des joints entre domaines solides

Le premier problème discuté par divers auteurs (Fyfe et al 1958, Spry 1969) est le comportement de cette phase fluide à des températures assez élevées. Ce comportement est fonction de la tension superficielle de l'interface solide/fluide (Kingery et al 1976). Si celle-ci est faible, le liquide "mouille" complètement le solide, au contraire, si elle est forte, le liquide se contracte en petites bulles indépendantes. Le premier cas est plus favorable aux transferts, puisqu'il y a une meilleure continuité de la phase fluide et que la diffusion dans une phase fluide est nettement plus rapide que le long d'un joint sec. (Jost 1960). Dans des expériences métallurgiques, lorsque la température augmente, les variations des énergies interfaciales liquide-solide, diminuent plus rapidement que les mêmes énergies entre solide et solide, en particulier lorsque le fluide est de l'eau. Si le système eau/roche se comporte de la même manière, les roches en profondeur pourraient donc être "mouillées" par une phase fluide intergranulaire (Bard 1980).

Un deuxième problème est celui de la structure des joints de grains qui devrait nous éclairer sur la possibilité de présence de fluide le long de ces joints. White & White (1981), après étude au microscope électronique de plusieurs roches déformées, proposent le modèle suivant de la structure de ces joints dans les roches (Fig. 52) :

- Une fine couche perturbée sépare deux cristaux et matérialise le joint de grain. Son épaisseur varie de 10 à 30 nm (10^{-9} m). Elle contient le plus souvent des impuretés, dont la présence peut introduire des effets de charge électrique et modifier les vitesses de diffusion le long de cette zone (voir Rutter 1976, Kingery et al 1976). Cette couche peut aussi contenir un film de fluide adsorbé (Gresens 1966).

- Des petites cavités (inclusions fluides) sont alignées le long des joints (v, Fig. 52b), leur taille moyenne est de l'ordre du µm.

- Aux points de jonction entre les joints, il existe des micropores (t, Fig. 52b), de forme souvent triangulaire, de taille évidemment variable, selon les roches, mais rarement inférieure à 5 µm.

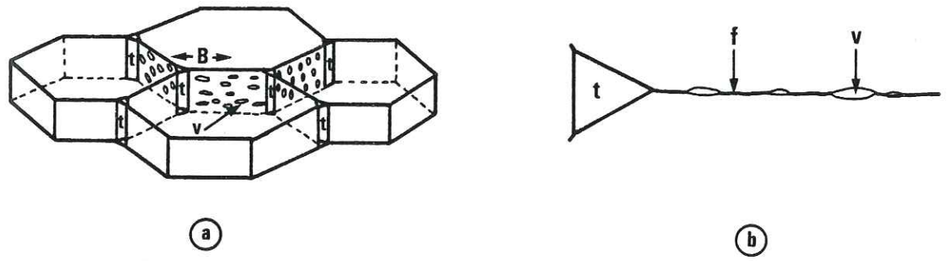


Figure 52 - Modèle de structure des joints de grain dans les roches, d'après White & White (1981) : le long d'une couche perturbée (f) qui matérialise le joint, sont alignées de petites cavités (v). Aux jonctions des joints se trouvent des micropores (t). Un film de fluide peut être adsorbé le long du joint.

Un autre problème est celui de l'état de la phase fluide le long des joints de grains et de son comportement particulier. Ce point a été discuté par Rutter (1976) notamment à propos du développement d'une pression osmotique dans le fluide interstitiel sous l'effet de différence de concentration (ou plutôt de différence d'activité), voir aussi Hanshaw & Zen (1965). Rutter (1976) a également discuté de la différence de viscosité d'un fluide piégé dans une interface par rapport à sa viscosité de fluide libre. Il en conclut que la vitesse de diffusion le long d'un film fluide (qui dépend de la viscosité du fluide, voir § II.4.C), peut être réduite de 10^5 par rapport à la vitesse de diffusion dans le même fluide libre, ceci pour une épaisseur du film fluide de l'ordre de 2nm.

Enfin, un dernier problème est celui de l'activation des processus de dissolution-cristallisation par la présence, dans une roche, de minéraux hydratés (argiles, micas). Ceci a été observé par plusieurs auteurs (Heald 1956, Weyl 1959), dans les déformations naturelles. Sachant que les vitesses de diffusion dans des argiles ont des valeurs élevées (intermédiaire entre des vitesses de diffusion le long des joints de grains secs et des vitesses de diffusion dans un fluide libre, voir notamment Calvet 1973), on peut considérer que ces minéraux se comportent à l'échelle des domaines de roches qu'ils délimitent comme des chemins de transfert privilégiés. Lorsque par les processus de différenciation inhérents à la dissolution-cristallisation (voir § IV.4), ces minéraux sont passivement concentrés dans certains joints (joint de dissolution), ceux-ci deviennent, autour de domaines de roche centi ou décimétriques équivalents (à une autre échelle) aux joints autours des grains minéraux, pour les processus de transfert.

b) Comportement mécanique des fluides dans les joints entre domaines solides

Un autre aspect du rôle des fluides intergranulaires est aussi, évidemment, l'effet de la pression de ces fluides et éventuellement la possibilité de développement de valeurs de pressions fluides différentes le long d'un même joint.

On rappellera tout d'abord que dans la présentation des déformations par dissolution-cristallisation naturelle(chap I), la présence d'une phase fluide n'a été clairement démontrée que dans les zones de cristallisation. Nous admettrons donc, sans problème, que la croissance dans les zones avec le plus faible potentiel chimique peut s'effectuer dans des cavités (ou plutôt des fentes), remplies d'un fluide à la pression P_o.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Dans les zones où le potentiel chimique est le plus élevé (zone de dissolution où s'exerce le maximum de compression entre les grains), il est très probable qu'il existe des poches (des inclusions) de fluides entre des zones de contact solide/solide, et que la pression P de ces fluides est supérieure à P_o (Fig. 53). Mais, pour que le système se maintienne ainsi (pour que la pression P ne s'équilibre pas avec P_o), il faut que les contraintes normales au contact solide/solide soient au moins égales et même plutôt supérieures à cette pression P (Fig. 53). Ces contraintes normales peuvent d'ailleurs varier le long d'un même contact solide/solide. Mais le transfert devrait toujours s'effectuer depuis les contacts solide/solide vers les poches de fluide qui devraient ainsi tendre à être colmatées. Au mieux, un certain équilibre peut apparaître le long de l'interface en compression mais les fluides doivent alors être considérés comme piégés à une pression proche de la contrainte normale à cet interface. Dans tous les cas, il faut donc distinguer les fluides libres, à pression P_o dans les zones de croissance et les fluides piégés dans les interfaces en compression, à des pressions variables (P). Le rôle de ces fluides piégés est alors seulement d'activer les transferts le long de ces joints (simplement parce que la vitesse de transfert à travers une poche de fluide est presque instantanée par rapport à celle le long de joints secs). De toute façon, il est nécessaire qu'il y ait des transferts de matière en certains secteurs, le long des contacts solide/solide (Robin 1978).

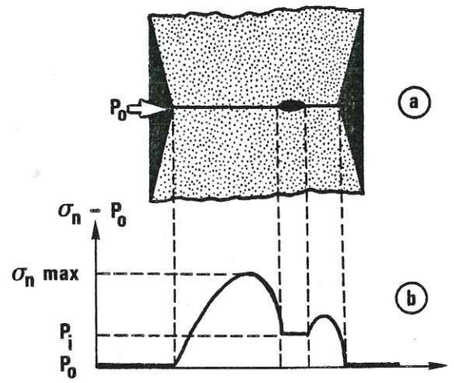


Figure 53 - Représentation schématique d'un contact entre deux grains (a) et évolution de la différence $\sigma_n - P_o$ le long de ce contact (b), d'après Robin (1980). σ_n = contrainte normale le long du contact solide/solide et aussi pression des fluides piégés dans ce contact (P_i). σ_n varie le long du contact. P_o = pression des fluides libres autour des grains.

c) Hypothèses de base sur le rôle des fluides dans la dissolution-cristallisation pour la construction de modèles théoriques simples.

Une analyse thermodynamique assez simple des transferts de matière autour d'un domaine solide sous contrainte hétérogène, mais entouré de fluide (Fig. 51a) n'est possible que si l'on admet qu'il y a une variation continue du potentiel chimique le long de la limite solide/solide. Il est toujours possible d'envisager un tel cas théorique où un état de contrainte hétérogène sur le solide est transmis par un cadre entourant le domaine, (Fig. 51a). Le cadre doit être à la fois solide (pour transmettre des contraintes hétérogènes) et perméable (pour que le fluide soit présent tout au long de l'interface).

Dans la réalité, nous venons de voir que ce n'est pas si simple et qu'il n'est pas possible de concevoir un tel système, sans admettre que la phase fluide soit discontinue le long des joints. Cela implique alors une diffusion le long d'un milieu hétérogène (alternance de "poches" de fluide piégé et de contacts solide/solide). L'analyse des transferts de matière serait alors compliquée. Pour éviter cela, les auteurs qui ont travaillé sur le problème ont choisi d'admettre que les joints entre les domaines peuvent être considérés comme des chemins de transfert "homogènes" qui sont constitués :

- soit d'un film fluide piégé continu aux propriétés mécaniques particulières (Elliott 1973, Rutter 1976),

- soit d'un réseau d'"îles" entourées de fluide dans lequel on considère une vitesse moyenne de déplacement de matière (Raj & Chyung 1981).

Une première façon de résoudre, de manière simple, le rôle des fluides est d'envisager comme Elliott (1973) ou Rutter (1976) que les joints entre les domaines contiennent une phase fluide homogène et continue (Fig. 54). Cette hypothèse simplifie beaucoup l'établissement des modèles théoriques de déformation (voir § II.4.C). Mais elle implique un comportement mécanique particulier du fluide. En effet, la contrainte normale au domaine solide va varier autour de ce domaine, par exemple de P_o à $\sigma_{n\,max}$, Fig. 54. Cela signifie que le film fluide piégé dans la zone de compression doit pouvoir supporter cette différence de contrainte normale ce qui revient à dire que ce film fluide doit pouvoir supporter des contraintes tangentielles (contraintes en cisaillement) induites par cette différence.

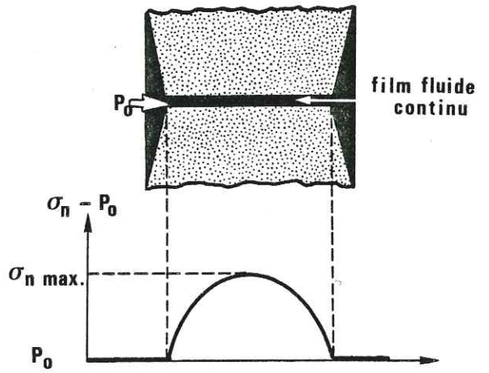


Figure 54 - Modèle de dissolution-cristallisation avec présence d'un film fluide continu piégé dans l'interface en compression entre les domaines solides. Le film fluide doit pouvoir supporter des contraintes en cisaillement puisque la contrainte normale à la surface du solide varie le long de cette surface.

Rutter (1983) a entrepris une série d'expériences pour vérifier cette hypothèse. Un autre problème est de connaître l'évolution du comportement de ce film fluide si les valeurs de contrainte augmentent sur l'interface en compression. On peut imaginer, par exemple, qu'il y ait un seuil de contrainte au-delà duquel, le film fluide étant expulsé, la vitesse du changement de forme par transfert de matière diminue brusquement. Pharr & Ashby (1981) ont également discuté de l'évolution de la géométrie de cet interface ; ils proposent un modèle dans lequel il y a alternance d'épisodes de déformation plastique et de déformation

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

par transfert de matière à cause justement de cette évolution de la géométrie de l'interface (voir § II.4.C). McClay (1977) a aussi discuté de la possibilité de changement dans la répartition des cavités le long des joints de grains lorsqu'il y a glissement entre ces grains. Dans tous ces cas de mécanismes de déformation composites, il est évident que les relations entre vitesse de déformation et contrainte pourront être relativement complexes et intermédiaires entre celles des divers mécanismes conjugués (type des relations pour la superplasticité).

Raj & Chyung (1981) ont proposé une solution un peu différente au problème du rôle des fluides dans la dissolution-cristallisation. Dans leur modèle (Fig. 55) le transfert ne s'effectue pas comme précédemment entre une zone de compression (solide/fluide piégé/solide) et une zone de fluide libre (Fig. 54), mais il s'effectue le long des joints de domaines (ou de grains dans leur modèle) entre des zones de contact solide/solide (des sortes de ponts entre les grains), soumis à des états de contrainte différents. La croissance ne se fait pas dans un fluide libre mais dans la zone de contact solide/solide, où les valeurs de contraintes normales sont les plus faibles (éventuellement elles peuvent être en traction). Cela n'exclut pas que les bandes de croissance puissent inclure des inclusions du fluide qui, de toute façon, entourent les "ponts" de contact solide/solide.

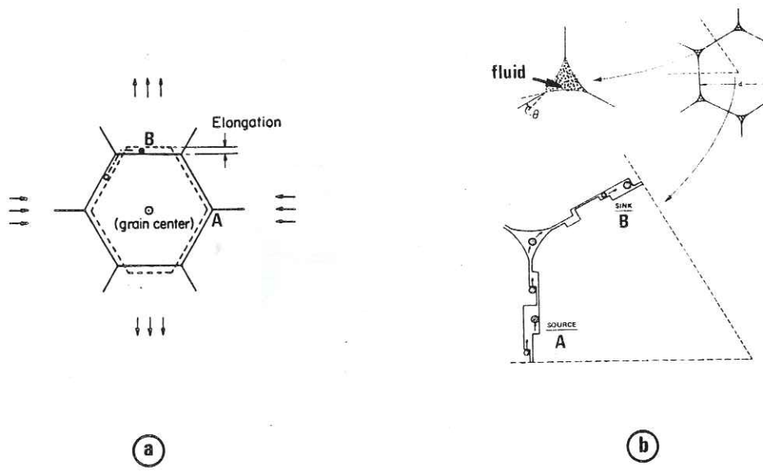


Figure 55 (a) : Aspect schématique du rôle des fluides dans l'hypothèse d'un transfert de matière entre des zones de contact solide/solide soumis à des contraintes différentes (par exemple compression en A, traction en B). (b) : Représentation schématique d'une limite de grain : structure en îles (contact solide/solide) entourée de fluide à pression uniforme P. La présence des fluides ne fait qu'activer la vitesse de diffusion entre zone de départ (A) et de dépôt (B). Les contraintes en cisaillement parallèles à la surface des grains sont supportées par les "ponts" de contact solide/solide, d'après Raj & Chyung (1981).

Ces auteurs parlent d'une structure des joints de grains en "îles". La phase fluide présente le long des joints, dans des sortes de cheneaux autour des ponts (ou des îles), n'intervient ici strictement que pour activer la vitesse de transfert le long des joints. Le rapport entre les surfaces de contact solide/solide et les surfaces "mouillées" le long du joint influence alors directement cette vitesse de transfert, donc la vitesse de déformation, mais ce rapport intervient aussi directement sur les valeurs des contraintes dans les zones de contact solide/solide puisque seuls ces contacts supportent le déviateur de contrainte (macroscopique) imposé à l'échantillon.

Nous verrons (§ II.4.C) que ces deux hypothèses sur la structure des joints entre domaines conduisent à des relations entre vitesse de déformation et contraintes qui ne sont pas fondamentalement différentes. Les différences ne portent que sur des valeurs de constantes et bien sûr, elles dépendent de la connaissance des caractères géométriques ou mécaniques des modèles de joints choisis.

Une autre hypothèse simplificatrice pour l'établissement des modèles théoriques est que l'on considère le solide comme composé d'une seule espèce mobile ce qui n'est évidemment pas toujours le cas dans la nature.

II.4.C/ Modèle de déformation avec vitesse limitée par la vitesse de diffusion, modèle D

Un premier modèle de changement de forme d'un solide peut être établi en postulant que c'est la vitesse de transfert entre une zone de source et une zone de dépôt de matière, qui impose la vitesse du changement de forme. C'est le modèle choisi par la plupart des auteurs : Weyl (1959), Stocker & Ashby (1973), Elliott (1973), Rutter (1976), Durney (1976).

Dans ce cas, le long du chemin de transfert, le flux de matière J est le nombre de particules qui traversent une surface unité par unité de temps ($L^{-2}\ T^{-1}$). J est proportionnel à la différence de potentiel chimique ($d\mu$) entre deux points de ce chemin et inversement proportionnel à la distance entre ces deux points (dx), c'est la relation de Nernst-Einstein :

$$J = -M\ d\mu/dx$$

avec M = coefficient de "mobilité", ($M^{-1}\ T\ L^{-3}$) (voir Kingery et al 1976).

Une formulation plus couramment employée pour exprimer ce flux de matière est de le considérer comme proportionnel à un gradient de concentration des particules :

$$J = -\ D\ dc/dx$$

avec D = coefficient de diffusion de l'espèce transférée le long du chemin de transfert (L^2T^{-1})

Robin (1978) a montré que dans le cas des changements de forme par dissolution-cristallisation, la seule approche rigoureuse est la première puisque, dans la réalité, le chemin de transfert n'est pas homogène (transferts successivement le long des contacts solide/solide "sec" et le long des contacts "mouillés"). Néanmoins, l'utilisation dans une relation de fluage par dissolution-cristallisation d'un coefficient de diffusion (D) dont les valeurs sont faciles à comparer avec des valeurs connues (Jost 1960) et d'une concentration en solution (c) dont on peut facilement connaître (ou fixer) les valeurs est extrêmement pratique pour l'application de cette relation à des problèmes naturels et expérimentaux. Tous les auteurs qui ont travaillé sur ce sujet s'y sont résolus. Nous les suivrons et discuterons des hypothèses supplémentaires que cela implique.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

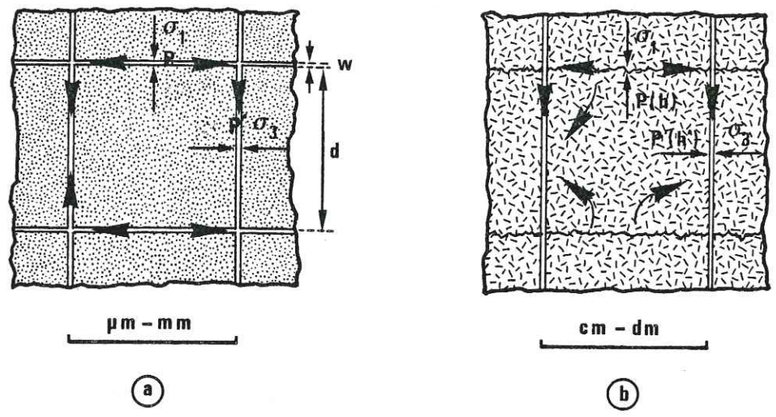


Figure 56 - Deux modèles schématiques de la dissolution-cristallisation, avec transfert de matière entre les faces, perpendiculaires, d'un domaine solide (cube de côté d). (a) : Le transfert s'effectue le long de la surface du solide continu. (b) : Le transfert s'effectue à travers le solide discontinu et le long des plans de dissolution et de cristallisation qui entourent ce solide.

a) Modèle avec système clos à l'échelle d'un domaine solide continu

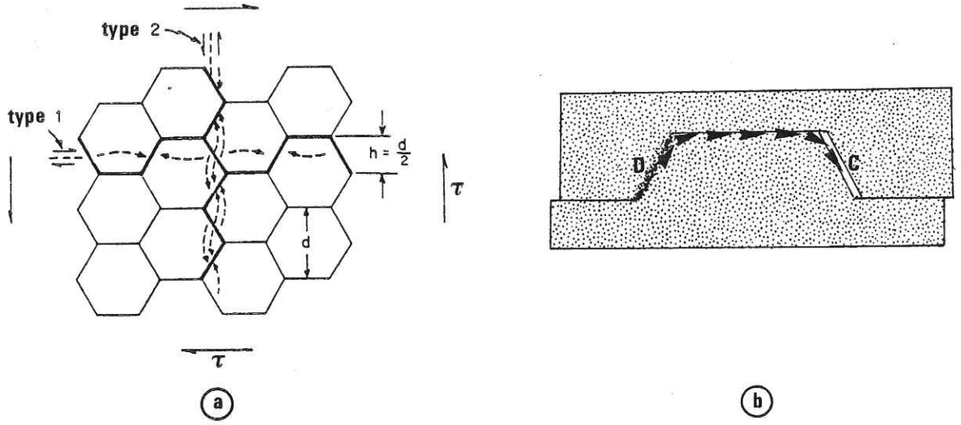


Figure 57 - Modèle d'un agrégat utilisé par Raj & Ashby (1971). (a) : Deux types de glissements (1 & 2) permettent d'accommoder la déformation d'ensemble par transfert de matière avec un système clos à l'échelle de chacun des domaines de l'agrégat. (b) : Détail de l'un de ces glissements avec le dessin schématique des structures associées lorsqu'il y a dissolution-cristallisation : joint de dissolution (D) et fente à cristaux (C).

Une analyse rigoureuse des déformations avec transfert de matière (dont la dissolution-cristallisation est un cas particulier) a été faite par Raj & Ashby (1971) et peut être appliquée quel que soit le chemin du transfert (diffusion à travers le solide ou diffusion aux limites de ce solide). Ces auteurs ont retrouvé les relations définies par Nabarro, Herring et Coble (§ I.7) avec des différences minimes qui sont dues à des différences dans la géométrie des domaines solides considérés (Fig. 57). En considérant que ce fluage est stable (indépendant du temps), les hypothèses suivantes ont été adoptées par ces auteurs :

- Il y a équilibre chimique en tous points de la surface des solides. En tous points, le potentiel chimique est défini en fonction de l'état de contrainte.

- Il y a aussi un équilibre mécanique entre les forces qui s'exercent sur l'ensemble de la structure et les forces dues à des contraintes locales.

- Enfin la quantité de matière qui quitte certaines zones d'un domaine est égale à la quantité de matière qui se dépose sur le même domaine. Le système est clos à l'échelle de chaque domaine. Ces domaines peuvent être des grains minéraux, ou des blocs de roches compactes, limités par des joints de grain, ou par des joints de dissolution et des fractures.

Si on raisonne simplement sur l'exemple d'un cube (Fig. 56a), le volume de matière transféré ($\dot{v}$) entre deux faces perpendiculaires, le long de la surface de ce cube, par unité de temps est :

$$\dot{v} = J\ S\ V_1$$

avec S = surface traversée par les espèces déplacées. On admet que l'épaisseur des joints de grains est constante (w) et que la largeur du chemin de transfert est proportionnelle à la taille des grains (d), ($S \propto d\ w$) ; V_1 = volume molaire, en solution, de l'espèce dissoute.

L'épaisseur d'une couche ($\dot{e}$) déposée de manière uniforme sur certaines faces du cube, par unité de temps est :

$$\dot{e} = \dot{v}/d^2$$

la vitesse de déformation ($\dot{\varepsilon} = 2\dot{e}/d$) est alors :

$$\dot{\varepsilon} = \alpha\ M\ \Delta\mu\ w\ V_1/d^3$$

α est un coefficient numérique qui dépend de la forme des grains et de la répartition des contraintes le long de leurs limites. Pour des problèmes de compatibilité géométrique Raj & Ashby (1971) ont considéré le cas d'un agrégat idéalisé constitué d'un empilement de domaines hexagonaux. L'ensemble se déforme par glissement suivant deux types différents (type 1 & 2 Fig. 57a). Sur chacune de ces limites de grain il y a départ ou apport de matière selon la valeur de l'état de contrainte. La valeur de α est alors de 44. Avec d'autres conditions aux limites géométriques et de répartition des contraintes (Fig. 54) Rutter (1976) trouve une valeur $\alpha = 32$. Ce même coefficient est égal à 47 dans la relation du fluage de Coble avec des domaines sphériques (après correction, voir Raj & Ashby 1971). Les relations trouvées par tous ces auteurs sont donc finalement très proches. Pour des applications quantitatives aux problèmes de dissolution-cristallisation, il est pratique d'introduire dans cette relation les termes D et c, dont les valeurs peuvent être connues dans divers cas, contrairement au terme M (voir l'introduction de ce paragraphe). On peut aussi préciser le terme $\Delta\mu$.

Pour simplifier, dans presque tous les modèles théoriques, la relation entre $\Delta\mu$ et les contraintes ne fait intervenir que l'effet des contraintes normales à la surface des domaines (mais on pourra voir § II.4 l'effet d'une autre force : la différence d'énergie de surface).

$$\Delta\mu \propto \Delta\sigma_n\ V_s$$

avec V_s = volume molaire du solide sous contrainte.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

L'introduction des termes D et c dans la relation qui donne la vitesse de déformation est possible de la manière suivante : on admet qu'il y a le long de la surface des domaines, un film fluide homogène et continu, qu'en tout point le long de ce film il y a équilibre entre solution et solide, et qu'enfin le fluide est une solution idéale (activité = 1), on peut alors écrire (Kingery et al 1976) :

$$M = D\ c/R\ T$$

Une relation simplifiée du fluage par dissolution-cristallisation devient alors

$$\dot{\varepsilon} = \alpha\ D_m\ \bar{c}\ \Delta\sigma_n\ V_s\ w/R\ T\ d^3$$

avec D_m = coefficient de diffusion le long du film fluide piégé (joint de grain mouillé) ; $\bar{c} = c\ V_1$ = concentration du solide en solution exprimé en rapport volumique $\Delta\sigma_n$ = différence de contraintes normales au domaine solide, entre les zones de dissolution et les zones de cristallisation, dans le cas particulier de la Fig. 56a.

C'est cette relation (avec $\alpha = 32$) qui a été utilisée par Rutter (1976) pour construire les cartes de déformation du quartz et de la calcite (Fig. 33, avec d = 100 µm). Une relation analogue a été utilisée par Raj & Chyung (1981), leur modèle de joint de grain hétérogène (en îles) implique l'utilisation d'un terme supplémentaire : le rapport entre la surface de contact solide/solide et les surfaces mouillées (r), mais ces auteurs lui attribuent une valeur de 1. On remarquera aussi que, par rapport à la relation du fluage de Coble (§ 1.7), la seule différence est que le terme D_j (diffusion aux joints de grain "sec" est ici équivalent à $D_m\ \bar{c}$ (diffusion aux joints de grains "mouillés" contenant un fluide solvant du solide).

Dans un modèle assez différent des précédents, Pharr & Ashby (1981) ont essayé d'éviter les problèmes posés par la présence d'une phase fluide dans l'interface en compression. Ces auteurs considèrent que ce film fluide n'est pas nécessaire parce que le changement de forme de grain pourrait être dû seulement à des différences de courbure près de la jonction entre différents domaines solides. En considérant, par exemple, deux sphères en contact sous contrainte et entourées d'un fluide libre (Fig. 58a), leur modèle nécessite deux temps successifs. Une déformation plastique se produit très rapidement au contact des deux sphères ce qui modifie la forme de ce contact (Fig. 58b) et induit l'apparition de zones à très faibles rayons de courbure convexe (courbure positive à très fort potentiel chimique, voir § III.4.A) de part et d'autre du contact. Un transfert de matière peut en résulter avec départ de matière des zones anguleuses et dépôt sur les zones à larges rayons de courbure. Les auteurs considèrent que la vitesse à laquelle la surface du grain retrouve une courbure régulière (Fig. 58c) impose la vitesse de déformation d'ensemble. En effet, aussitôt cette régularité retrouvée, la surface de contact redevient très petite et il peut apparaître une déformation plastique rapide qui ramène la forme des grains au stade de la Fig. 58b. Le cycle se poursuit avec, globalement, changement de forme des domaines solides. La relation établie par ces auteurs est la suivante

$$\dot{\varepsilon} = \alpha''\ D_l\ \bar{c}\ \gamma\ V_s/R\ T\ d^3$$

avec les mêmes termes que dans la relation précédente à l'exception de γ : énergie de surface du contact solide/fluide par unité de surface et D_l = coefficient de diffusion dans le fluide libre..

Ce modèle appelle un certain nombre de commentaires :

- Il est d'abord exact de considérer l'effet d'une différence de courbure de la surface d'un domaine comme une force motrice de transfert. Nous avons obtenu expérimentalement de tels transferts,non pas autour d'un domaine solide,mais autour de cavités remplies de fluide, de forme initiale allongée, qui tendent toujours à devenir plus arrondies ou

plus exactement qui tendent à acquérir une forme stable avec une énergie de surface minimale (voir § III.4.A). Ceci pour des durées d'essai pas trop importantes (quelques semaines à quelques mois), mais avec des valeurs très élevées du terme $\bar{c}$ (par exemple avec des fluides corrosifs type NaOH 0,5N pour le quartz). Le problème est qu'ici, si les sphères sont jointives, on pourrait aussi s'attendre à ce que les zones situées de part et d'autre du contact soient des zones à courbures négatives (courbure concave), avec comme dans les processus de frittage, un dépôt dans ces zones (voir Fig. 102c). Pour que cela n'apparaisse pas, il faut probablement que la zone de contact entre les grains soit assez large et qu'il reste entre les grains une zone très perturbée ou une autre phase solide.

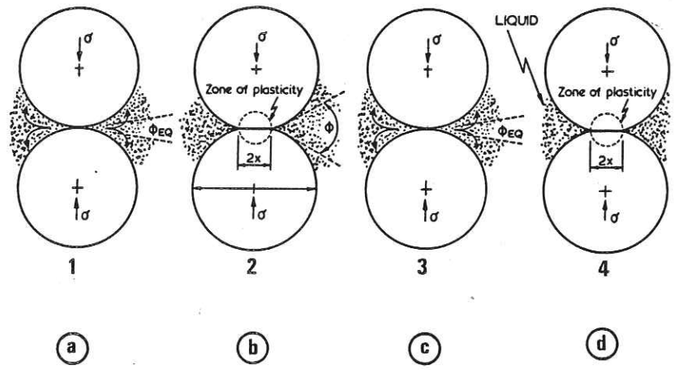


Figure 58 - Modèle de dissolution-cristallisation avec mécanismes composites : stade 1 = stade initial, stade 2 = déformation plastique très rapide, stade 3 = restauration d'une courbure régulière de la surface des grains,stade 4 = stade 2 de nouveau déformation plastique, etc..., d'après Pharr & Ashby 1981, qui considèrent le passage du stade 2 au stade 3 comme le processus le plus lent donc celui qui limite la vitesse du changement de forme des sphères.

- Un autre problème est que l'on doit considérer qu'il y a quatre processus successifs et non pas deux : déformation plastique, dissolution, diffusion, cristallisation. Or dans nos expériences (§ III.4.B), lorsque la diffusion s'effectue dans un fluide libre entre deux surfaces de courbures différentes, c'est la vitesse des réactions aux interfaces qui est la plus lente et non pas la diffusion. Dans ce type de modèle, il faudrait donc utiliser une relation analogue à celle que nous avons trouvé pour le changement de forme des inclusions fluides (§ III.4.B) qui est un peu différente de celle-ci, notamment pour la dépendance de $\dot{\varepsilon}$ en fonction de d : cette relation serait du type :

$$\dot{\varepsilon} = \alpha''\ k'\bar{c}\ \gamma\ V_s/R\ T\ d^2$$

avec $k'\bar{c}$ = vitesse de dissolution (ou de croissance) d'une face du solide au contact de sa solution sous l'effet d'une différence de potentiel de RT par mole (voir § II.4.E pour des précisions sur ce terme).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

b) Modèle avec système clos à l'échelle d'un domaine solide discontinu

On peut aussi concevoir que le modèle de déformation limité par la vitesse de diffusion ne s'applique pas à un domaine solide continu (type grain minéral) mais à un domaine solide discontinu (type assemblage de cristaux dans une roche), Fig. 56b. Les chemins de transfert pourront alors être différents de ceux choisis précédemment. On peut ainsi concevoir un transfert à travers le solide (le long des plans de discontinuité entre les grains par exemple) ce qui était exclu précédemment (les vitesses de diffusion à travers un solide continu sont beaucoup plus lentes que celles le long des joints de grains aux températures considérées, voir Fig. 59d).

Dans ce cas, la vitesse de déformation d'un cube peut se calculer en utilisant les mêmes raisonnements que précédemment, la seule différence porte sur l'effet de la taille du domaine (d) qui intervient ici en $1/d^2$ au lieu de $1/d^3$ avec transfert aux limites du domaine.

$$\dot{\varepsilon} = \alpha' D_s \bar{c} V_s \Delta\sigma_n / R T d^2$$

On peut aussi concevoir un modèle avec transfert mixte aux limites et à l'intérieur du domaine. On aurait alors :

$$\dot{\varepsilon} = (V_s \Delta\sigma_n / R T d^2) (\alpha' D_s \bar{c} + \alpha D_m \bar{c} w/d)$$

α' est un coefficient numérique de valeur inférieure à 44(de l'ordre de 14, voir Raj & Ashby 1971), $D_s \bar{c}$ représente un coefficient de diffusion "moyen" à travers la roche qui dépend de la fréquence des plans de discontinuté, de leur géométrie et de la concentration du fluide intergranulaire.

c) Valeurs des différents paramètres des relations

Pour une comparaison chiffrée entre les différents modèles (voir aussi § II.4.D.E. F.), il est utile de faire l'inventaire des valeurs des différents paramètres intervenants dans les relations de dissolution-cristallisation et disponibles dans la bibliographie.

- Les valeurs de $\bar{c}$ (concentration du solide en solution) interviennent dans tous les modèles et sont relativement bien connues. Les variations de cette concentration pour le quartz et la calcite dans l'eau, en fonction de la température et de la pression sont données dans la Fig. 59 a et b, d'après Kennedy (1950), Weil & Fyfe (1964), Sharp & Kennedy (1965). Ces derniers ont aussi mesuré l'évolution de la concentration en calcite dans l'eau en fonction de la teneur en CO_2 (Fig. 59c). Dans la nature, où l'on a le plus souvent plusieurs élements dissous, ces valeurs sont peut-être différentes, comme le note Elliott (1973) la présence de silice dissoute accroît par exemple, la solubilité de la calcite. Les énergies d'activation (E) de la solubilité (effet de la température sur les valeurs de concentration) sont très faibles, de l'ordre d'une dizaine de kJ/mole/°K (voir aussi § II.4.F). On soulignera pour terminer l'effet inverse de cette température sur les valeurs de solubilité du quartz et de la calcite (voir § IV.4.A).

- Les valeurs de V_s (volume molaire du solide sous contrainte) sont aussi bien connues, si on ne prend pas en compte les variations mineures avec la température et la pression : V_s quartz = 22 cm^3, V_s calcite = 37 cm^3.

- Les valeurs de température (T) et de différence de contrainte ($\Delta\sigma_n$) sont évidemment assez variables. Compte tenu de nos mesures sur les inclusions fluides, les températures devraient s'étaler entre 20° et 300-400°C. Pour les valeurs de $\Delta\sigma_n$, il faut penser

qu'au delà d'un certain seuil (de l'ordre de 100 MPa) des déformations plastiques vont apparaître qui sont beaucoup plus rapides que les déformations par transfert (Fig. 33) et qui vont dissiper rapidement les contraintes en excès. Une variation de 1 à 100 MPa paraît donc plausible pour $\Delta\sigma_n$. La dispersion de ces valeurs de T et $\Delta\sigma_n$ peut sembler importante (d'autant que la température intervient aussi sur les valeurs d'autres paramètres comme $\bar{c}$ ou D), mais elles ne varient, en fait, que de quelques ordres de grandeur, or dans les relations de fluage par dissolution-cristallisation, les paramètres les moins bien connus, susceptibles de variations beaucoup plus importantes, sont les vitesses de diffusion (D_m) et la géométrie des chemins de cette diffusion (épaisseur des joints : w, taille du système clos : d).

- l'épaisseur des joints, à la limite des domaines solides, varie beaucoup selon les modèles considérés ; par exemple, dans un modèle avec système clos à l'échelle de grains minéraux, Weyl (1959) et Rutter (1976) ont utilisé des valeurs de $w = 2\ 10^{-9}$ m. Dans un travail récent White & White (1981), ont mesuré des épaisseurs de joints de grains de 1 à $3\ 10^{-8}$ m. Dans un modèle avec système clos à l'échelle centi ou décimétrique et transfert de matière le long de joints de dissolution ou de fractures (stylolites, schistosités, fentes à cristaux), l'épaisseur des chemins de transfert est beaucoup plus importante(de l'ordre du µm ou même bien plus).

- Quelques valeurs de D (coefficient de diffusion) sont données dans la Fig. 59d (rassemblées par Fisher & Elliott 1974). On voit que la dispersion est considérable selon le type de diffusion (dans le solide, les joints de grains et les solutions aqueuses). De même, les valeurs des énergies d'activation (voir Fig. 105) changent selon le type de diffusion. Les mesures concernent surtout la diffusion dans des métaux. Il n'y a pratiquement pas de valeurs fiables des coefficients de diffusion le long de joints de grains "mouillés"ou le long de minéraux phylliteux hydratés dans les conditions qui nous intéressent pour le fluage par dissolution-cristallisation. Ceci d'autant que les valeurs des coefficients de diffusion varient beaucoup avec la taille de l'espèce déplacée, la viscosité du fluide,(Jost 1960), mais aussi avec des effets dûs aux intéractions entre différentes espèces, ou dûs à des effets électrostatiques. Cela revient à dire que l'incertitude sur les valeurs des coefficients de diffusion est bien supérieure à celle de tous les autres paramètres de la relation de fluage.

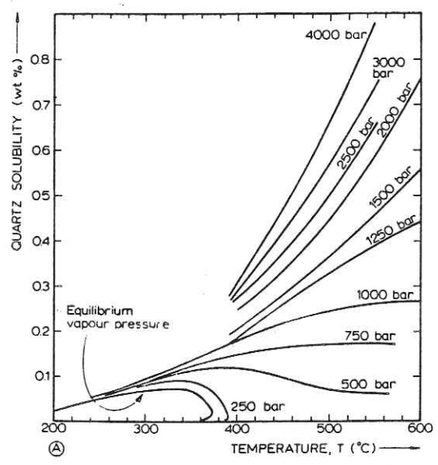
Pour établir les cartes de déformation de la Fig. 33, Rutter (1976) considère que le transfert s'effectue en système clos autour des grains minéraux. Il utilise alors des valeurs des coefficients de diffusion du même ordre de grandeur que celles de la diffusion aux joints de grains (10^{-14} m^2 s^{-1}), mais avec de faibles valeurs de l'énergie d'activation (E = 13,4 kJ, comme dans une solution aqueuse). Dans des conditions "moyennes" de température et différence de contraintes : T = 200°C et $\Delta\sigma_n$ = 10 MPa, avec $w = 2\ 10^{-9}$ m, $d = 10^{-4}$ m il prévoit pour la calcite et le quartz des vitesses de déformation de l'ordre de 10^{-13} s^{-1} (e = 3 % en 10^4 années, ce qui est une valeur de $\dot{\varepsilon}$ naturelle assez rapide). Or dans la nature, la taille des systèmes clos est souvent bien supérieure à celle des grains (des valeurs de (d) centi ou décimétriques ont pu être mesurées, § IV.4). On peut alors se demander si les mêmes vitesses de déformation sont possibles avec de telles tailles des systèmes clos.

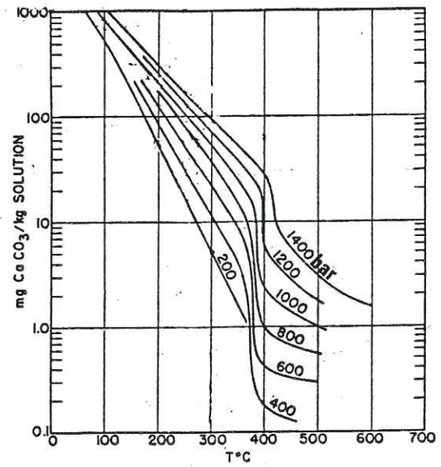
On peut souligner deux différences majeures entre le modèle en système clos à l'échelle des grains et un modèle en système clos à l'échelle de la roche (d = 1 cm).

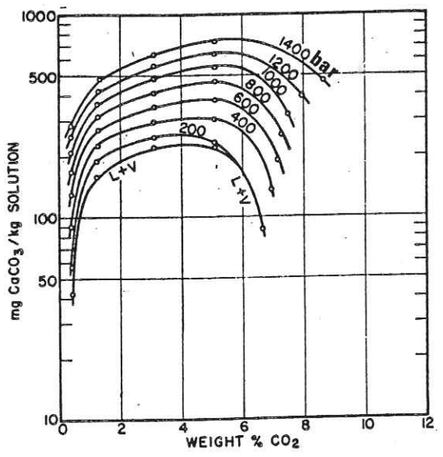
- Dans le second cas le transfert s'effectue le long de joints de dissolution, type stylolites ou plans de schistosité, dont l'épaisseur est bien supérieure à celle de joints de grains et dont la fréquence peut être localement très élevée.

- Dans ce second cas, la diffusion s'effectue le long d'agrégats phylliteux très hydratés et les valeurs des coefficients de diffusion dans ces zones peuvent être plus grandes que celles le long de joints de grains (voir Calvet 1973).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011







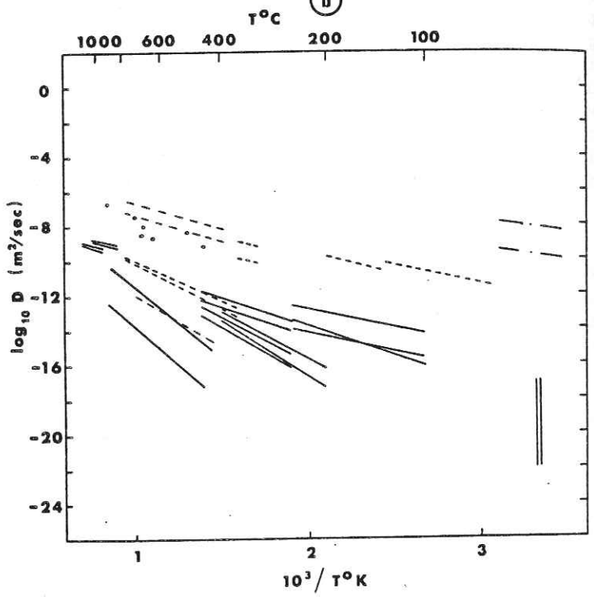


Figure 59 - Quelques exemples de valeurs de certains paramètres à introduire dans les relations de fluage par dissolution-cristallisation ; (a) : solubilité du quartz dans l'eau, synthèse des données de plusieurs auteurs par Weill & Fyfe (1964) ; (b) : solubilité de la calcite dans l'eau (avec 0,4 % de CO_2) par Sharp & Kennedy (1965) ; (c) : solubilité de la calcite dans l'eau en fonction de la teneur en CO_2, mêmes auteurs que (b) ; (d) diverses valeurs des coefficients de diffusion, synthèse par Fisher & Elliot (1974) : diffusion aux joints de grains dans des métaux (tirets), diffusion de cations dans des silicates (verre & bains fondus, traits pleins), diffusion aux joints de grain d'une granodiorite (points), diffusion dans des solutions aqueuses (traits-points)

Pour que l'on ait des vitesses de déformation de $10^{-13} s^{-1}$ avec $d = 10^{-2}$ m, il faut que $w = 10^{-5}$ m et $D_m = 5\ 10^{-11} m^2 s^{-1}$ avec les mêmes conditions de T, $\Delta\sigma$, que précédemment. Nous verrons que ces valeurs élevées sont cependant concevables dans les déformations naturelles (§ IV.4).

Dans l'étude de ces déformations naturelles, la plus grande attention devra donc être portée à la mesure de la géométrie des chemins de transfert (w et d, ce qui revient à devoir estimer la taille du système clos, voir § IV), ainsi qu'à l'estimation des durées des déformations (pour connaître $\dot{\varepsilon}$) si on veut pouvoir trouver des valeurs "sérieuses" de D_m. Ceci bien sûr dans les cas où l'on a pu s'assurer que le mécanisme de transfert par diffusion est bien le processus qui limite la vitesse du fluage (voir fin § II.4.E).

II.4.D/ Modèle de déformation avec vitesse limitée par la vitesse d'infiltration du fluide, modèle I .

On observe, dans les déformations naturelles, que les tailles des systèmes clos (ou les distances moyennes de transfert) sont souvent d'un autre ordre de grandeur que les valeurs considérées dans le modèle précédent (des valeurs de d supérieur à 100 m ont pu être mesurées, voir § IV). Dans ce cas, un transfert par diffusion n'est plus suffisant, il faut envisager un processus de transfert plus "efficace" sur de grandes distances comme le déplacement du fluide qui transporte les espèces dissoutes (infiltration du fluide). On peut en effet comparer, de manière simple, la distance (X) parcourue par une molécule en un temps donné (1 million d'années) par les deux processus de transfert. Dans le cas de la diffusion, cette distance est donnée par la relation $X = (D\ t)^{1/2}$ avec $D = 10^{-12}$ m^2/s, la distance parcourue est de 5 mètres. Dans le cas de l'infiltration on peut utiliser la loi de Darcy avec une valeur X = v t (v = vitesse de percolation du fluide, voir ci- dessous), avec des valeurs moyennes pour le type de roche considérée, on trouve une valeur X = 10 km. Comme le remarque Ildefonse (1980) "la distance caractéristique de pénétration d'une molécule ne traduit qu'imparfaitement les potentialités de migration, elle ignore la masse de matière susceptible de migrer". Nous verrons cependant, dans les applications numériques des deux types de modèles, que le volume du système clos est sensiblement différent pour les deux modèles D et I.

On admettra, comme dans les modèles précédents, que la vitesse du changement de forme d'un bloc de roche (Fig. 60) est toujours limitée par la vitesse de transfert mais ce transfert s'effectue donc ici par infiltration, sous l'effet d'une différence de pression du fluide entre les zones de départ et celles de dépôt de matière. Plus exactement, on considère les différences de charge entre ces deux zones pour pouvoir prendre en compte leurs différences d'altitude. La loi de Darcy donne en effet la vitesse de décharge d'un fluide(v) à travers un matériau perméable :

$$v = q/S = n\ \bar{v} = K'\ dh/dx$$

avec v = vitesse de décharge, c'est-à-dire débit (q) par unité de surface (S) ($L\ T^{-1}$). $\bar{v}$ = vitesse réelle du fluide le long des "canaux" de la roche, n = porosité interconnectée de cette roche, K' = coefficient de perméabilité ($L\ T^{-1}$), dh = perte de charge, entre deux points (L), dx = distance entre ces deux points.

On rappellera que la charge hydraulique h représente l'énergie d'une particule fluide de poids unité (Costet & Sanglerat 1975). En un point d'un liquide parfait (incompressible et non visqueux) en mouvement, la charge est la suivante :

$$h = (v^2/2\ g) + (P/\rho\ g) + z$$

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

avec v = vitesse du fluide ($L\ T^{-1}$), g = accélération de la pesanteur, P = pression, ρ g = poids volumique, z = altitude du point considéré.

Le premier terme exprime l'énergie cinétique du liquide et peut donc être négligé dans les cas qui nous intéressent. Le deuxième et le troisième termes représentent son énergie potentielle. Ainsi, dans un fluide libre au repos, h est constant sur un axe vertical, l'augmentation de $(P/\rho g)$ est compensée par la diminution de z.

Le coefficient de perméabilité K' peut être mis sous la forme suivante :

$$K' = \rho\ g\ K/\eta$$

avec K = coefficient qui ne dépend que du matériau filtrant (L^2). La viscosité η varie exponentiellement avec la température mais elle est aussi sensible à l'augmentation de pression.

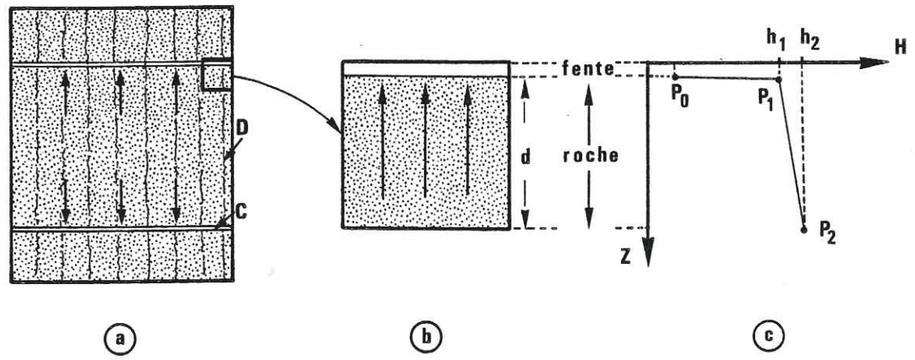


Figure 60 - Modèle schématique de dissolution-cristallisation avec transfert par infiltration du fluide ; (a) : géométrie des plans de dissolution (D) et de cristallisation (C) ; (b) : domaine considéré pour le changement de forme, de côté d ; (c) : évolution de la pression des fluides avec la profondeur, autour et dans une fente horizontale ; P_o = pression dans la fente, P_1, P_2 = pression du fluide dans la roche. Le déplacement du fluide à travers cette roche se fait donc sous l'effet d'un gradient de charge : $\Delta h = h_2 - h_1 = ((P_2-P_1)/\rho g) + (z_2-z_1)$. La différence de concentration $\Delta\bar{c}$ entre solution dans la roche et solution dans la fente est, elle, due à la différence $((P_1 + P_2)/2) - P_o$

On considère le modèle de la Fig. 60 pour lequel on admet que le transfert s'effectue par infiltration depuis des zones de dissolution soumises à de fortes charges vers des zones de cristallisation (des fentes ouvertes) soumises à de plus faibles charges. Tout se passe donc comme si la charge variait le long de chaque plan de schistosité de dissolution, avec équilibre en tous points entre solide et solution.

La différence fondamentale avec les modèles précédents (§ II.4.C) est ici que le fluide est libre de se déplacer. Sous un abord simple ce modèle cache néanmoins un certain nombre de problèmes que l'on peut rapidement discuter :

a) Le modèle implique non seulement l'apport des fluides vers la fente, mais aussi le départ de ces fluides hors de cette fente après le dépôt des cristaux. Ceci peut s'effectuer de deux manières :

- Soit l'apport se fait perpendiculairement à la fente et des deux côtés de cette fente. Le départ des fluides doit alors s'effectuer le long des fentes (en quelque sorte les fentes "drainent" le fluide si la pression des fluides dans ces fentes interconnectées est inférieure à la pression des fluides dans la roche environnante. Le problème est qu'à l'observation, les fentes ne semblent pas interconnectées.

- Soit l'apport se fait toujours perpendiculairement à la fente mais d'un seul côté et le départ s'effectue par l'autre côté (le fluide traverse simplement la fente sous l'effet d'un gradient de charge général). Le problème est alors qu'un tel système n'est pas concevable indépendamment du temps. Il faut imaginer des périodes où le fluide traverse la fente (lorsque la pression des fluides de cette fente est en équilibre avec les pressions environnantes) et des périodes où la pression dans la fente chute et où l'on peut avoir une différence de concentration entre solution dans la roche et solution dans la fente et donc une croissance de cristaux dans cette fente. Nous rediscuterons de ce problème après l'établissement de la loi de fluage et à la fin de ce mémoire (§ IV.4, Fig. 178) en essayant de lier ce comportement à d'autres processus naturels (séismes) sachant que de telles évolutions périodiques de pression dans une fente ont été déduites de l'étude des inclusions fluides par Mullis (Fig. 23). Une autre conséquence est que, dans ce cas, le gradient de charge : i = dh/dx, pourrait être indépendant de la taille du système clos (indépendant de d).

b) Un autre problème est lié à l'origine des apports de fluides. Si, en effet, ces fluides sont issus de réactions chimiques, les mêmes réactions produisant aussi certaines espèces (silice), les zones de départ de matière ne seront plus strictement des zones de dissolution, mais plutôt des zones de réactions diagénétiques, ou métamorphiques, qui produisent à la fois le fluide et les espèces dissoutes. Du point de vue de notre modèle cela n'en change pas le principe. Mais, si le fluide est produit par la roche, son départ s'accompagne d'un changement de volume supplémentaire qu'il faudrait prendre en compte.

On ne traitera ici que le cas le plus simple, en établissant donc les relations entre vitesse de déformation d'un cube de côté d et les différents paramètres de cette déformation (Fig; 60). Le volume ($\dot{v}$) des espèces dissoutes transportées par le fluide par unité de temps entre les points 2 et 1 de la Fig. 60b est le suivant :

$$\dot{v} = v\ S\ \bar{c}$$

avec S = surface traversée par les fluides (ici $S \propto d^2$), $\bar{c}$ = concentration des espèces solubles transportées par le fluide (en rapport volumique), v = vitesse de décharge du fluide. On admet que la concentration d'une espèce en solution est proportionnelle à la pression du fluide (voir § II.4.A). Le long de la direction de déplacement du fluide si la concentration moyenne dans la zone de dissolution est $\bar{c}$ (dans la zone comprise entre 1 et 2) et si la concentration dans la fente est $\bar{c}_o$, le volume de matière susceptible de se déposer dans la fente par unité de temps est :

$$\dot{v}' = v\ S\ (\bar{c}-\bar{c}_o)$$

L'épaisseur de matériau déposée uniformément, dans la fente, par unité de temps ($\dot{e}$) est : $\dot{e} = \dot{v}'/S$ la vitesse de déformation ($\dot{\varepsilon} = 2\dot{e}/d$) se calcule alors en utilisant la loi de Darcy, avec $\Delta\bar{c} = \bar{c}-\bar{c}_o$:

$$\dot{\varepsilon} = \beta\ \rho\ g\ K\ \Delta\bar{c}\ \Delta h/\eta\ d^2$$

β est un coefficient numérique qui dépend de la répartition de la charge et de la géométrie du domaine. Selon l'hypothèse sur la répartition de cette charge (voir ci-dessus), on peut remplacer les termes $\Delta h/d$ par un terme $i = \Delta h/\Delta x$ indépendant de d. Nous appellerons l'ce modèle particulier (voir Fig. 63) :

$$\dot{\varepsilon} = 2\ K'\ i\ \Delta\bar{c}/d$$

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Pour introduire dans cette relation l'idée d'un fonctionnement discontinu (dans le temps) du modèle (voir § I.6), on pourrait simplement ajouter un terme r qui exprimerait le rapport entre la durée des périodes avec transfert par différence de charge à travers la roche et la durée totale de la déformation considérée. Mais dans le cadre de ce mémoire, nous n'avons pas cherché à développer cet aspect de déformation discontinue dans le temps qui devra être repris dans un travail ultérieur. Son application serait en effet assez complexe avec une telle variation périodique des pressions de fluide. On pourra voir également le modèle F (§ II.4.F) qui implique aussi un fonctionnement discontinu dans le temps (ouvertures périodiques des fentes qui pourraient être associées justement à la baisse périodique de la pression des fluides. On utilisera ici une valeur r = 1 qui signifie que la vitesse d'ouverture et de croissance à chaque incrément est quasi instantanée par rapport à la durée totale de la déformation (voir § IV .4.C).

Pour comparaison avec les modèles précédents, il est intéressant de préciser les valeurs des différents paramètres de cette relation et d'essayer de voir quel est l'ordre de grandeur des vitesses de déformation par ce processus (ou l'ordre de grandeur des tailles des systèmes clos).

- On admettra que la valeur de la différence de concentration des solutions entre roche et fente ($\Delta \bar{c}$) est seulement proportionnelle à la différence de pression :$((P_1+P_2)/2) - P_o$, en prenant une valeur de 50 MPa pour cette différence, ce qui correspond à la valeur trouvée par Mullis entre le début et la fin d'une bande de croissance (voir Fig. 23 et Fig. 59), la valeur $\Delta \bar{c}$ est égale à $5\ 10^{-5}$.

- Les valeurs de la viscosité de l'eau dans des conditions métamorphiques (200-500°) ont été mesurées par Dubziak & Frank (1966), l'ordre de grandeur à 200°C est de 10^{-4} Poiseuille.

- Comme les coefficients de diffusion précédemment, les coefficients de perméabilité peuvent varier de plusieurs ordres de grandeur selon les roches. Une valeur moyenne plausible dans le type de roche considérée pourrait être de 10^{-4} Darcy (soit ici 10^{-16} m^2), d'après Jaeger & Cook (1976).

- Une valeur moyenne du gradient de charge $i = \Delta h/\Delta x$ le long des plans de schistosité pourrait être de 1 m/m (en terme de pression 0,01 MPa/m), voir Sippel & Glover (1964), Fletcher & Hoffman (1974).

- En raisonnant sur les valeurs de vitesse de déformation utilisées dans l'exemple précédent (10^{-13} s^{-1}) à une température de 200°C, on peut calculer des tailles plausibles des systèmes clos (c'est-à-dire des valeurs de d). On trouve une valeur de d de l'ordre de 10 mètres qui est d'un tout autre ordre de grandeur que les tailles des systèmes clos avec diffusion pour des conditions de vitesse de déformation, de température, et même de différence de contrainte (que l'on peut rapprocher ici des différences de pression) de même ordre de grandeur. Lorsqu'on est sûr d'avoir une vitesse de fluage limitée par la vitesse de transfert (voir discussion § II.4.G), il serait donc possible de faire la différence entre les modes de transfert en mesurant simplement la taille des domaines pour lesquels le système est clos du point de vue des transferts (voir discussion § IV.4).

II.4.E/ Modèle de déformation avec vitesse limitée par les vitesses des réactions aux interfaces solide/fluide, modèle R.

Un autre type de modèle de déformation sera envisagé ici dans le cas où les processus de mise en solution des espèces mobiles, ou bien de re-cristallisation de ces espèces, sont nettement plus lents que les processus de transfert (par diffusion ou par infiltration). Cela revient à dire qu'il n'y a pas, au cours de ce fluage, équilibre entre le solide et la solution. Un tel comportement a été observé notamment dans la dissolution-cristallisation expérimentale, lorsque la diffusion s'effectue rapidement dans une phase fluide libre et abondante (Raj 1982, Gratier & Jenatton 1984).

Avant de présenter ce modèle il est utile de discuter des hypothèses qui sont nécessaires à sa formulation. On abordera successivement les problèmes dans les zones de dissolution et de cristallisation en considérant dans tous les cas que l'on a, dans ces zones, un fluide en contact avec un solide sous contrainte ou sous pression.

a) Vitesse de dissolution

Comme le souligne Touray (1980), la dissolution d'un minéral, dans les conditions naturelles, ou au laboratoire, est un phénomène complexe. Cet auteur distingue clairement les divers modes de dissolution :

- mode congruent, avec dissolution stoechiométrique d'un solide d'une seule espèce (au bout d'un certain temps, la composition du soluté est la même que celle du solide).
- mode incongruent, avec dissolution d'un solide d'une même espèce mais aussi nucléation dans la solution d'une nouvelle phase.
- mode sélectif, avec dissolution préférentielle d'une espèce, au contact d'un solide composite, et squelette résiduel.

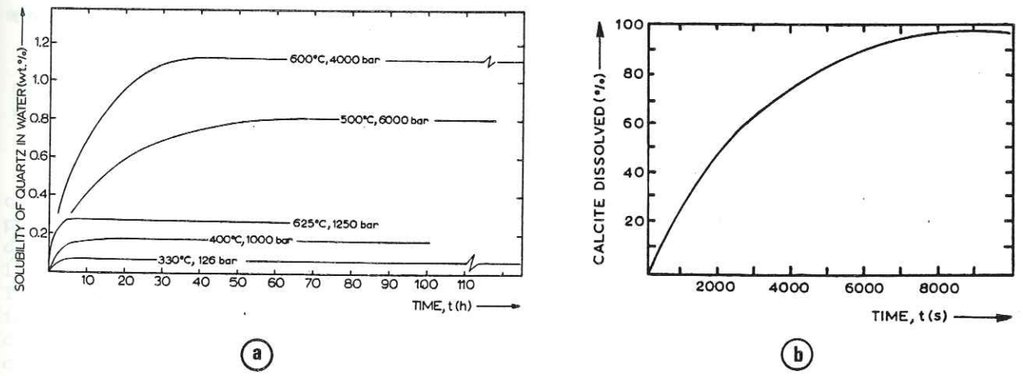


Figure 61 : Courbes de la vitesse de dissolution du quartz et de la calcite en fonction du temps ; (a) : pour le quartz d'après Fyfe et al (1978) ; (b) : pour la calcite, d'après Berner & Morse (1974) (pH = 3,94, $P\ CO_2$ = $10^{-2,5}$ atmosphère, T = 25°C, pression = 1 atmosphère dans de l'eau de mer).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Dans le cas qui nous intéresse, chacun de ces modes peut intervenir selon les conditions et la nature des roches. Il est hors du propos de ce travail d'entrer dans le détail de ces réactions. Pour des cas simples de dissolution d'une seule espèce, des courbes expérimentales de la vitesse de dissolution en fonction du temps sont données dans la Fig. 61, pour la calcite et le quartz.

Pour expliquer la forme de ces courbes, on peut considérer dans les cas les plus simples qu'à tout instant la vitesse de réaction est le résultat de deux processus en compétition : la dissolution et la cristallisation. Par exemple, pour des conditions (P,T) données, la vitesse de dissolution du quartz est constante, elle ne dépend que de la surface solide/solution (S) et du volume de la solution (V) :

$$dc/dt = k_1 \ (S/V)$$

avec c = concentration dans la solution à l'instant t, (nb moles L^{-3}), k_1 = constante de la vitesse de dissolution (nb moles $L^{-2}\ T^{-1}$).

Au fur et à mesure que la solution se sature, un processus de cristallisation se développe, la vitesse de cristallisation étant fonction de la concentration en solution:

$$dc/dt = k_2 \ c \ (S/V)$$

avec k_2 = constante de la vitesse de cristallisation (en $L\ T^{-1}$).

A l'équilibre (palier des courbes) la vitesse de dissolution est égale à la vitesse de cristallisation :

$$k_1 \ (S/V) = k_2 \ c_s (S/V)$$

avec c_s = concentration de la solution saturée.

A tout instant t, la vitesse nette de la réaction est donc :

$$dc/dt = (k_1 - k_2 \ c)$$

En intégrant on trouve une relation qui correspond aux courbes expérimentales (Weil & Fyfe 1964).

D'une manière plus générale, si on appelle J le flux de matière qui passe du solide à la solution (en nb de moles $L^{-2}\ T^{-1}$), on peut écrire la relation suivante (Plummer & Wigley 1976).

$$J = k \ (c_s - c)^n$$

avec k = constante de la vitesse de réaction (dont la dimension dépend de la valeur de n, c_s = concentration de la solution saturée, à l'équilibre à la surface solide fluide, c = concentration moyenne de la solution au temps t, n = ordre de la réaction, avec n = 1 pour la dissolution du quartz dans l'eau, Van Lier et al (1960), n = 2 à 4 pour la dissolution de la calcite dans l'eau (selon la valeur du pH), Berner & Morse (1974).

Lorsque l'on considère un changement de concentration en système clos :

$$dc/dt = k \ (c_s - c)^n \ (S/V)$$

En fait, la vitesse de réaction ne dépend pas seulement de la surface de réaction mais aussi de l'orientation cristallographique de cette surface (par exemple les plans (0001) du quartz ont une vitesse de croissance, ou de dissolution, supérieure à celles des autres plans d'un même cristal).

Dans tous les cas les termes k et c sont activés par la température. L'énergie d'activation de la vitesse de dissolution du quartz (k_1) a été trouvée égale à 69 kJ/mole °K (Weil & Fyfe 1964). Cette valeur est peu différente de celle de la vitesse de cristallisation (k_2): 60 kJ/mole/°K , la différence étant la valeur de l'énergie d'activation de la solubilité du quartz dans l'eau (c).

Pour les applications à la déformation par dissolution-cristallisation, il sera plus pratique de définir un terme $k' \bar{c}$ qui représentera la vitesse de croissance (ou de dissolution) d'une face d'un cristal, au contact de sa solution, sous l'effet d'une différence de potentiel chimique de R.T par mole (Raj 1982). Ce terme exprime le déplacement de la surface solide/fluide (en $L\ T^{-1}$). Le terme k' représente ici la fréquence des sauts d'un élément soluble de la solution au solide (ou bien du solide à la solution) et $\bar{c}$ représente le nombre d'éléments impliqués dans le processus. Ce terme $\bar{c}$ est proportionnel à la valeur de solubilité du solide en solution, mais dans la réalité les termes sont inséparables pour leur détermination expérimentale. Bien sûr on admet ainsi que la relation entre vitesse de déplacement de l'interface et différence de potentiel chimique est linéaire ce qui se vérifie effectivement au moins sur l'exemple de la croissance des cristaux de quartz synthétique (voir paragraphe suivant).

Dans les cas les plus simples on peut déterminer les valeurs de k'c à partir des valeurs des constantes de vitesse de réaction déterminées par divers auteurs (Van Lier et al 1960 , Weil & Fyfe 1964, Plummer & Widgley, 1976). On a procédé de la manière suivante : on cherche à connaître la vitesse de déplacement d'une face sous l'effet d'une différence de potentiel de $\Delta\mu = R\ T$, cela revient à calculer, par exemple, la vitesse de croissance pour une différence de concentration telle que : $\ln(c/c_s) = 1$ en utilisant la relation suivante :

$$\Delta\mu = \mu_1 - \mu_2 = R\ T \ln (c_1/c_2),$$

le terme $k' \bar{c}$ correspond à un changement de longueur par unité de temps :

$$k'\bar{c} = \Delta l/\Delta t = (k_1 - k_2 \ c) \ V_1$$

avec $c = 2{,}72 \ c_s$.

b) Vitesse de cristallisation

L'apparition d'un nouveau cristal comporte deux étapes : premièrement la nucléation qui correspond à l'apparition d'un germe du cristal et deuxièmement la croissance proprement dite autour du germe (qui est alors juste le processus inverse de la dissolution, c'est-à-dire une construction "élément par élément" du cristal(Kingery et al 1976). Tant que les germes n'ont pas atteint une taille minimale (dite taille critique), la croissance ne se développe pas. Il est souvent nécessaire d'atteindre une sursaturation importante de la solution quand il n'y a pas de solide de la même espèce que l'espèce dissoute, pour servir de germe. Si la croissance se développe ensuite, la vitesse de cette croissance peut être influencée par divers facteurs dont la présence d'impuretés qui peuvent annihiler (ou simplement ralentir) cette croissance, soit au contraire l'accélérer (par un effet de catalyseur). Comme pour la dissolution nous ne développerons pas tous ces aspects. Nous avons déjà vu que la présence de certains éléments pouvait même modifier la forme des cristaux en accélérant ou en inhibant la croissance de certaines faces (Poty 1967).

Dans les cas les plus simples où la croissance d'un cristal s'effectue sur un germe de taille supérieure à la taille critique, qui peut être considéré comme le cas le plus fréquent dans la dissolution-cristallisation naturelle, des auteurs ont étudié dans le

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

détail l'influence de divers paramètres sur la vitesse de croissance des cristaux (en croissance hydrothermale pour les cas considérés). Ceci notamment pour la production de cristaux de quartz, de taille importante (Regreny 1973) ou de calcite (Lefaucheux 1974).L'influence de ces paramètres a été bien résumée par Laudise (1970) pour la croissance du quartz dans une solution Na OH 0,5 N (voir § III.4.B). Si on définit le terme $\dot{c}$ comme la vitesse de croissance linéaire d'une face d'un cristal ($L\ T^{-1}$) cet auteur a observé expérimentalement les relations suivantes :

- Log $\dot{c}$ est une fonction linéaire de 1/T (T = température de cristallisation),

- $\dot{c}$ est une fonction linéaire de la différence de température entre la zone de dissolution et la zone de cristallisation,

- $\dot{c}$ est une fonction linéaire du taux de remplissage de l'autoclave, c'est-à-dire de la pression dans cet autoclave.

- $\dot{c}$ est une fonction du type $\dot{c} = \alpha\, k\, \Delta s$ avec Δs = degré de sursaturation de la solution exprimé, par exemple, par le rapport entre concentration dans la zone de cristallisation et concentration dans la zone de dissolution, ceci parce que la vitesse de cristallisation est ici le processus limitant la croissance, le transfert (par convection) et la dissolution (sur des grains fins donc avec une surface importante) sont relativement très rapides,

- $\dot{c}$ est fonction aussi de l'orientation cristallographique de la face, par exemple, pour le quartz,la face (0001) a la vitesse de croissance la plus rapide.

Des valeurs des énergies d'activation de la vitesse de croissance ont été trouvées égales à 70-90 kJ/mole/°K (Barns et al 1976), 81,5 kJ/mole/°K (Regreny 1973). Pour la croissance du quartz dans l'eau, Weil & Fyfe (1964) estiment cette énergie d'activation à 60 kJ/mole/°K.

Lefaucheux (1974) a surtout étudié l'effet d'impuretés sur la vitesse de croissance de la calcite (en milieu hydrothermal).

Ces résultats nous montrent que l'on peut en première approximation, et pour le quartz, considérer qu'il y a des relations linéaires entre la différence de potentiel chimique de part et d'autre d'un interface solide/fluide et la vitesse de passage du solide à travers cet interface. Ceci a été observé pour la cristallisation et peut être étendu à la dissolution (Raj 1982).

Un autre problème important concerne le développement des cristaux dans une roche initialement compacte (sans pores). On doit envisager :
- soit qu'il y a apparition de "vides" par création de fentes ouvertes,
- soit que, par sa croissance, le cristal exerce une force suffisante qui pourrait suffire à "repousser" la roche environnante.

Les expériences de Correns & Steinborn (1939) ont clairement mis en évidence que dans une solution sursaturée, un cristal peut s'accroître même s'il doit pour cela soulever un certain poids. Il y a donc bien une force de cristallisation qui représente "la pression" qu'exerce la croissance du cristal. Elle est donnée par la relation suivante (Kern & Weisbrod, 1964).

$$P = (R\ T/V_s)\ \ln \Delta s$$

Δs est le degré de sursaturation de la solution assimilable à un rapport de concentration si la solution est idéale.

Cette force de cristallisation peut être assez importante dans le cas de forte sursaturation, si $\Delta s = 1{,}1$, pour du quartz à 300°C, la valeur de P atteint 20 MPa. Elle est du même ordre de grandeur que la valeur de la résistance à la traction des roches. Si cette croissance s'effectue le long d'un plan de discontinuité preexistant, la résistance à "l'ouverture" de ce plan de discontinuité va même être beaucoup plus faible si ce plan est perpendiculaire à σ_3 et si la pression des fluides est très proche de cette valeur σ_3. D'une certaine façon cette "force" de cristallisation agit comme la force qu'exerce un fluide sous pression dans la roche. La différence est que cette force de cristallisation s'apparente plutôt à une contrainte qu'à une pression, mais cela ne modifie pas beaucoup l'application des critères de rupture des roches, notamment ceux de fracturation hydraulique.

Bien sûr on peut aussi envisager la nécessité d'une ouverture (d'une création de vide) antérieure à la croissance ; on peut même aller jusqu'à proposer un modèle de déformation par dissolution-cristallisation simpliste où la vitesse de cette déformation serait strictement liée à la nécessité d'ouvrir des "vides", (voir modèle F § II.4.F). Dans le modèle ci-après (modèle R) on admettra simplement, soit qu'il y a en permanence des vides, soit que la force de cristallisation est bien supérieure à la résistance à "l'ouverture" des plans de fracture. On rappellera que le même postulat était d'ailleurs admis dans les modèles D et I avec la différence que, dans ces modèles, on considérait la vitesse de cristalisation comme très rapide par rapport aux transferts, alors qu'ici c'est cette vitesse de cristallisation, (ou de dissolution) qui est le processus le plus lent.

c/ Modèle de déformation type R

On considère, dans ce modèle, que la vitesse de changement de forme d'un cube de solide de coté d (Fig. 56a) est limitée par un des processus de réaction à l'interface solide/solution. Ce peut être dans les zones de dissolution ou dans les zones de cristallisation, la seule condition est que solide et solution soient en contact dans ces zones. On admettra également, pour simplifier, que la vitesse de réaction est dépendante de manière linéaire de la différence de potentiel chimique entre le solide et sa solution en utilisant le terme $k'\ \bar{c}$ qui est la vitesse de croissance, ou de dissolution, d'une face d'un cristal au contact de sa solution, sous l'effet d'une différence de potentiel de R T par mole (voir ci-avant).

On reprend ensuite la même démarche que dans le modèle précédent, en admettant que l'épaisseur de matière qui vient se déposer sur certaines faces (ou l'épaisseur de matière qui quitte d'autres faces) par unité de temps, sous l'effet d'une différence de potentiel unité est :

$$\dot{e} = k'\ \bar{c}/R\ T$$

la vitesse du changement de forme est alors :

$$\dot{\varepsilon} = 2\ k'\ \bar{c}\ \Delta\mu/R\ T\ d$$

Dans les cas les plus simples ou $\Delta\mu$ est proportionnel à la différence de contraintes normales entre les différentes faces, on a la relation :

$$\dot{\varepsilon} = 2\ k'\bar{c}\ \Delta\sigma_n\ V_s/R\ T\ d$$

Cette relation est analogue à celle de Raj (1982) dans le cas ou $\Delta\sigma_n = \sigma_1 - \sigma_3$, σ_1 est perpendiculaire à une face plane avec dissolution, σ_3 est perpendiculaire à une face plane avec cristallisation.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

En comparant cette relation avec celle que nous avons établie pour une géométrie comparable avec limitation de la vitesse par diffusion autour d'un grain (voir Fig. 63), on peut établir des critères de différenciation entre les processus limitant la vitesse de déformation pour des expériences ou pour des observations naturelles.

- La première différence porte sur l'effet de la taille des grains. La vitesse du changement de forme est dépendanste de $1/d^3$ si le processus limitant est le transfert, et de $1/d$ si c'est la vitesse des réactions aux interfaces. C'est le critère de différenciation le plus clair qui sera d'ailleurs utilisé dans ce travail (voir chap. III & IV).

- Une autre différence porte plutôt sur l'action de la température, en effet les termes k' et D_m ne sont pas activés de la même manière par la température (leur énergie d'activation est différente). Cette différence sera ainsi utilisée au chap. III, en complément de la précédente, et la confirmant dans le cas qui nous intéressera. A titre d'exemple, l'énergie d'activation du coefficient de diffusion au joint de grain mouillé peut varier de 13,4 à 35 kJ/mole/°K (Rutter 1976, 1983). L'énergie d'activation des vitesses de réactions (dissolution ou cristallisation) pour le quartz dans l'eau est de 60 à 90 kJ/mole/°K (Weil & Fyfe 1964, Barns et al 1976).

La comparaison avec le modèle de déformation avec vitesse limitée par l'infiltration est beaucoup moins aisée parce que la force motrice du transfert est différente (voir Fig. 60). Le coefficient K est bien probablement influencé par la taille des grains mais de manière sûrement assez complexe. En plus, si dissolution et cristallisation sont éloignées, il n'y a plus de raison de considérer, comme dans le modèle précédent, qu'ils correspondent à des chutes de potentiel identiques.

Un autre problème est donc ensuite de chercher à faire la différence entre l'effet de la vitesse de dissolution et celui de la vitesse de cristallisation. Cette distinction ne peut être faite par la différence des énergies d'activation qui sont probablement toujours assez proches. Une différenciation est par contre possible si la surface de dissolution est différente de celle de cristallisation. Ce cas sera examiné plus en détail dans l'interprétation des résultats du changement de forme des inclusions fluides (voir § III.4)

Enfin, on peut essayer de prévoir l'ordre de grandeur des vitesses de déformation en utilisant des valeurs plausibles pour les différents paramètres. On reprend les mêmes valeurs que pour les modèles précédents, avec $\Delta\sigma_n$ = 10 MPa, T = 200°C ; P (fluide) = 100 MPa. Les valeurs de k' $\bar{c}$ mesurées dans ces conditions (P T) n'existent pas dans la littérature. On doit les extrapoler à partir des résultats obtenus sous d'autres conditions (Van Lier et al 1960, Weil & Fyfe 1964), pour le quartz dans l'eau. Dans ce cas des valeurs plausibles sont les suivantes : $k_1 = 5\ 10^{-6}$ m²/s et $k_2 = 10^{-6}$ m/s (avec c_s = 5 moles/m³). Cela correspond à une valeur de k'$\bar{c}$ = $2\ 10^{-10}$ m/s (voir § vitesse de dissolution). On devrait alors observer des vitesses de déformation qui varient entre $2\ 10^{-7}s^{-1}$ et $2\ 10^{-9}s^{-1}$ selon la valeur de d(10^{-4} à 10^{-2}m).

A priori ces vitesses semblent bien supérieures à celles des modèles avec vitesse limitée par les transferts mais compte tenu des incertitudes sur les valeurs des paramètres que l'on peut considérer comme caractéristiques du déplacement (D_m $\bar{c}$ ou k' $\bar{c}$), il n'est pas évident que, dans tous les cas, les vitesses de fluage par dissolution-cristallisation soient limitées par les vitesses de transfert. Il est possible que les vitesses de réaction limitent aussi la vitesse de ce fluage dans la nature. Ceci particulièrement lorsque les processus de transfert sont assez rapides. C'est le cas, par exemple, au début d'un processus de diagénèse où la quantité de fluide est encore très importante, donc où la diffusion peut s'effectuer en partie dans du fluide libre à vitesse élevée. Cela peut se produire aussi lorsqu'à cause de la présence de certains éléments inhibiteurs, les vitesses de réaction sont très réduites (voir des exemples dans Plummer & Widgley 1976), ou bien encore quand il y a un déplacement du fluide relativement rapide (toujours dans le cas de roches très perméables).

II.4.F/ Modèle de déformation avec vitesse limitée par le rythme d'ouverture des fentes dans la roche

Dans la suite du raisonnement exposé dans le paragraphe précédent, on peut concevoir que la vitesse de déformation par dissolution-cristallisation soit limitée par la vitesse d'apparition des "vides" nécessaires à la cristallisation, s'il s'avère que dans une roche compacte, sans aucun pore, la croissance des cristaux ne peut pas exercer une force suffisante pour ouvrir les plans de fracture. Dans cette logique, la vitesse de déformation peut être liée à des facteurs mécaniques externes au processus de dissolution-cristallisation. On peut par exemple envisager que des séismes successifs "ouvrent" des plans de fractures.

La vitesse du changement de forme d'un cube de côté d sera alors :

$$\dot{\varepsilon} \propto N\ e_i/d$$

avec N = nombre de séismes par unité de temps, e_i = ouverture des fentes perpendiculaires à σ_3 à chaque séisme (e_i est ici une valeur moyenne de plusieurs ouvertures successives). Le terme $N\ e_i$ correspond au terme è utilisé précédemment (épaisseur de matériaux déposée sur une face normale à σ_3, par unité de temps).

Dans la logique de ce modèle, on considère donc que les fluides sont saturés en permanence (équilibre atteint en tout point de la roche) et que la situation n'évolue que lorsque, des vides étant créés, la cristallisation devient possible, ce qui introduit un certain déséquilibre local et transitoire, donc des transferts et des dissolutions pour que l'équilibre soit de nouveau atteint partout dans la roche. La différence avec le modèle I (avec infiltration), où l'on a aussi envisagé l'effet de séismes successifs pour introduire des chutes de pression périodiques dans les fentes, est que dans ce modèle I la vitesse de déformation était limitée par la vitesse d'apport de matière vers la fente alors qu'ici cette vitesse est limitée par la vitesse d'ouverture de cette fente, (d'une certaine manière par la vitesse de cristallisation). Mais dans les deux cas on peut faire intervenir la fréquence des séismes (nombre de séismes (N) par unité de temps ici, ou bien rapport (r) entre la durée des périodes avec transfert par différence de charge à travers la roche et la durée totale de la déformation considérée dans le modèle I).

Pour tester ces modèles, il faudrait faire une étude des relations entre la croissance des cristaux et l'ouverture des fentes. Cela constitue un sujet assez nettement différent des autres sujets de ce mémoire ce qui explique que nous ne l'ayons pas développé dans le cadre de cette thèse. Mais nous avons entrepris récemment en collaboration avec Wilkins, une étude du colmatage expérimental des fractures, dans le sel (à PT ambiante) et dans le quartz (à 400°C, 200 MPa). Nous avons obtenu de tels colmatages avec des durées d'essai raisonnables de l'ordre de quelques semaines (voir discussion § IV.4.C).

II.4.G/ Comparaison schématique des modèles théoriques de déformation par dissolution cristallisation

Nous avons essayé de présenter, dans la Fig. 63, un tableau récapitulatif schématique qui permet de comparer les différents modèles (sauf le modèle F qui est très particulier). Les modèles D et D' sont respectivement des modèles avec transfert aux limites des domaines (D) et à l'intérieur du domaine (D').

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Processus limitant la vitesse du fluage	Numéro du modèle et numéro du §	Facteurs du déplacement et des matériaux	Facteurs géométriques	Force motrice
Diffusion aux joints des domaines	D (§ II4C)	$D_m \bar{c} V_s / R T$	$\alpha.w/d^3$	$\Delta\sigma_n$
Diffusion à travers les domaines	D' (§ II4C)	$D_s.\bar{c}.V_s / R.T$	α'/d^2	$\Delta\sigma_n$
Réactions aux interfaces solide/fluide (dissolution, cristallisation)	R (§ II4E)	$k'.\bar{c}.V_s / R.T$	$2/d$	$\Delta\sigma_n$
Infiltration à travers les domaines (gradient de charge fonction de la taille des domaines)	I (§ II4D)	$K. \Delta\bar{c} / \eta$	β/d^2	$\rho.g.\Delta h$
Infiltration à travers les domaines (gradient de charge indépendant de la taille des domaines)	I' (§ II4D)	$K. \Delta\bar{c}/\eta$	$2/d\ \Delta x$	$\rho.g.\Delta h$

Figure 63 - Tableau comparatif des paramètres intervenant dans les différents modèles, 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 (voir la signification des termes dans les § II.4.C,D,E).

La force motrice du transfert est ici une différence de contrainte normale (modèle D, R) ou de charge (modèle I). On pourrait aussi ajouter à ce tableau la relation déduite du changement de forme d'une cavité dans une roche, que nous avons obtenue par l'étude des déformations des inclusions fluides (voir § III.4.B). Dans ce dernier cas, la force motrice est une différence d'énergie de surface (voir aussi Fig. 58). On rappelle ainsi que des différences de contraintes normales (ou de charges) ne sont pas les seules forces motrices des transferts dans la déformation des roches. Des différences d'énergie élastique, d'énergie plastique, d'énergie de surface peuvent aussi être ces forces motrices. D'une manière plus générale, des différences de température, de concentration (dans le cas de réactions métamorphiques) pourraient en plus superposer leurs effets à tous les précédents.

Nous avons déjà discuté des critères distinctifs entre ces relations (voir fin § II.4.E). Nous n'y reviendrons pas ici.

Dans tous les modèles ci-dessus, nous avons raisonné comme si l'un des processus successifs du fluage avait une vitesse nettement inférieure aux autres. Si on considère que ce n'est pas toujours le cas et que, par exemple, la chute de potentiel chimique entre le solide sous contrainte maximale en compression (solide en cours de dissolution) et le solide sous contrainte minimale, en compression ou en traction, (solide en cours de cristallisation), est répartie entre les divers processus successifs (cas de la Fig. 50d), on peut combiner les modèles D et R avec l'hypothèse suivante:

$$\Delta\mu = \Delta\mu_D + \Delta\mu_R$$

On a alors :

$$\Delta\mu = \Delta\sigma_n V_n = \dot{\varepsilon}((R\ T\ d/2\ k'\ \bar{c}) + (R\ T d^3/\alpha D_m\ \bar{c}\ w))$$

On en déduit la vitesse de déformation :

$$\dot{\varepsilon} = \Delta\sigma_n V_s / R\ T\ d\ ((1/2\ k'\ \bar{c}) + (d^2/\alpha\ D_m\ \bar{c}\ w))$$

On peut aussi combiner les modèles D, D' et R en considérant que $\Delta\mu_D$ est utilisé par les deux types de diffusion en parallèle (voir § II 4 C) :

$$\dot{\varepsilon} = \Delta\sigma_n V_s / R\ T\ d\ ((1/2\ k'\ \bar{c}) + d^2/(d\ \alpha'\ D_s\ \bar{c} + \alpha\ D_m\ \bar{c}\ w))$$

Selon les valeur relatives de k', D_m et D_s on retrouve les relations de la Fig. 63.

II.4.H/ Autres processus d'activation de la déformation des roches, ou des cristaux, par la présence de fluide

Nous évoquerons très brièvement ici deux autres processus qui interviennent dans la déformation des roches, ou des minéraux, en présence de fluide. Il s'agit du comportement particulier des minéraux riches en eau que l'on dit "amollis" par la présence de ce fluide, et du processus de propagation lente des fissures par corrosion en tête de ces fissures.

a) Amollissement des minéraux contenant de l'eau

Griggs & Blacic (1964) ont montré que certains minéraux comme le quartz lorsqu'ils contiennent une quantité importante de molécules d'eau dans leur réseau peuvent présenter un phénomène d'amollissement et être déformés avec un seuil de contrainte 10 à 20 fois inférieur à celui des quartz "secs".

Ce processus de déformation plastique est attribué à une activation de la mobilité des dislocations par hydrolyse des liens Si-O,Griggs (1967). Il a aussi été décrit dans des olivines riches en eau (Blacic 1971). Dans tous les cas, il s'agit de minéraux synthétiques (voir aussi § III.2.D). Paterson & Kekulawale (1979) ont ainsi discuté de l'application de ces observations expérimentales au cas des quartz naturellement déformés. Une revue des travaux sur l'amollissement des minéraux est donnée par Nicolas & Poirier (1976). On retiendra simplement que pour des déformations lentes ($\dot{\varepsilon} = 10^{-5}\ s^{-1}$) il y a un seuil de contrainte au-delà duquel apparaît l'amollissement (Baeta & Ashbee 1970, Hobbs et al 1972). Le processus est activé thermiquement (énergie d'activation E = 65,6 kJ/mole/°K pour le quartz synthétique, Griggs 1974). Toujours pour du quartz synthétique, dans la relation de fluage $\dot{\varepsilon} = f(\sigma)^n$, la valeur du coefficient n est de 3,64 (Balderman 1974).

b) Propagation des fissures par corrosion

Dans certains cas de roches fissurées sous contrainte à chaud, et en présence de fluide, une propagation lente (subcritique) des fissures peut apparaître par un processus de corrosion en tête de ces fissures. Ce processus a été surtout étudié pour des céramiques (Charles 1958, Wiederhorn & Bolz 1970). Mais un certain nombre d'auteurs ont proposé récemment qu'il puisse intervenir dans les déformations naturelles, particulièrement pour la croissance des fissures remplies de fluides "corrosifs", mais aussi dans les fractures de roches crustales (Anderson & Grew 1977, Rudnicki 1980). L'idée de base est qu'une croissance très lente des fissures pourrait se faire pendant une période apparemment calme puis, lorsque les fissures atteignent la taille critique, (Bui 1978), la rupture générale survient brutalement. S'expliqueraient ainsi, par exemple, des alternances de périodes asismiques et sismiques.

Le processus invoqué pour cette corrosion est que la présence d'un fluide près de l'extrémité d'une fissure peut provoquer une hydrolyse des liaisons Si-O qui sont ainsi transformées en liaison Si-OH beaucoup moins résistantes. Comme la résistance à la propagation d'une fissure dans un matériau comme du quartz "sec" est essentiellement due à la rupture des liaisons Si-O, leur substitution en liaison Si-OH facilite grandement la propagation (Scholz 1972, Martin 1972). La vitesse de propagation est alors fonction de la vitesse du processus d'hydrolyse. Comme dans les processus de dissolution-cristallisation,

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

cette vitesse est limitée soit par les transferts de matière, soit par les réactions aux interfaces (Swain et al 1973). Des résultats expérimentaux ont été obtenus par Atkinson (1982) sur du quartz et par Henry (1978) sur de la calcite. La vitesse de propagation des fissures est fonction de la température, de la pression partielle du fluide, de la vitesse de montée en contrainte, de la nature du solide et du fluide, etc...

En fait, la plupart des essais expérimentaux qui ont été effectués ne permettent pas de se faire une idée très claire des processus parce qu'il n'y a pas possibilité d'observation pendant la propagation. Pour cette raison, un programme de recherche est en cours à Strasbourg (Guegen & Darot), dans le cadre de l'étude tectonophysique des volcans (PIRPSEV). Les essais seront effectués par la méthode de double torsion (Evans 1972). Ils permettront, nous l'espérons, d'établir plus clairement les processus en jeu dans ces propagations lentes. Nous reviendrons sur ce problème à la fin de l'étude sur le changement de forme des cavités. En effet, dans certains cas, on peut aussi penser qu'une fissure pourrait se propager par dissolution en tête de la fissure (Farra 1983). C'est un processus différent de la corrosion qui sera discuté au § III.4.A.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

CHAPITRE III

DEFORMATION EXPERIMENTALE PAR DISSOLUTION-CRISTALLISATION

INTRODUCTION GENERALE

Après la présentation au chapitre précédent d'un certain nombre de modèles plausibles de dissolution-cristallisation, les buts généraux d'une étude expérimentale peuvent être brièvement résumés comme suit :

- Une étude expérimentale doit permettre de faire la part de l'action des différentes forces qui imposent les transferts de matière entre deux secteurs, comme l'effet d'une différence de contrainte normale, ou celui d'une différence d'énergie élastique ou plastique, ou d'une différence de volume molaire, ou encore l'effet d'une différence d'énergie de surface le long d'un interface solide/fluide. Elle doit aussi permettre de fixer l'importance de la nature des solides et des fluides (en particulier de la concentration des solides en solution). Enfin, elle doit permettre de tester l'effet de la température et celui de la pression de fluide.

- Une étude expérimentale doit aussi donner la possibilité de savoir quel est, parmi les trois processus successifs associés dans cette déformation (dissolution, transfert puis cristallisation), celui qui est le plus lent et qui contrôle la vitesse de changement de forme. Nous avons vu précédemment que c'est d'abord l'analyse des relations entre la gémométrie des domaines et la vitesse de déformation qui permet de faire cette distinction (§ II.4, Fig. 63). On peut aussi utiliser le fait que les valeurs d'énergie d'activation (la sensibilité à la température) sont assez différentes selon les types de processus qui limitent la vitesse de déformation (§ II.4.C.E).

Une autre question que l'on doit se poser est de savoir quels sont les modèles à tester, sachant que pour que ces modèles testés soient représentatifs de déformations naturelles, il faut que l'on considère des systèmes clos, avec les trois processus associés successifs (dissolution, transfert, cristallisation). Il faut aussi que l'on puisse assez facilement tester l'effet d'un déviateur de contrainte sur les domaines solides, et l'effet de la nature des fluides.

Dans ce but, il est beaucoup plus simple (expérimentalement) de prévoir un transfert par diffusion dans un fluide fixe. On pourrait concevoir de tester l'effet d'un déviateur de contrainte dans un système avec infiltration du fluide mais le dispositif expérimental serait plus compliqué pour obtenir un système clos. Il faudrait fixer non seulement un déviateur de contrainte sur un bloc rocheux, mais aussi le gradient de charge (Δh) à travers ce bloc, et aussi la différence de pression de fluide entre les fluides interstitiels et les zones de cristallisation qui impose la valeur de Δc, (voir § II.4.D). Des essais avec transfert par infiltration ont été faits par Sellier (1979), mais en système ouvert, avec mesure de la seule vitesse de dissolution.

Il nous a paru d'autant moins utile de tester expérimentalement le modèle avec infiltration que, dans ce modèle, les processus qui interviennent successivement ont déjà été testés maintes fois individuellement.

- En effet, dans ce type de modèle, les zones de dissolution et de cristallisation peuvent être simplement considérées comme soumises à des pressions de fluides différentes. L'effet des contraintes sur le squelette solide ne modifie pas fondamentalement le modèle. On peut raisonner sur des valeurs de contraintes "moyennes" dans chaque zone sans prendre en compte l'effet des déviateurs. Les résultats des expériences de différents auteurs sur la solubilité du quartz, ou de la calcite, en milieux hydrothermaux (Fig. 59) sont alors directement utilisables.

- De même, pour l'estimation de la vitesse d'infiltration, c'est la perméabilité du matériau qui est importante, et des valeurs de ce paramètre ont aussi été mesurées sur un bon nombre de roches.

L'effet d'un déviateur de contrainte apparaît, par contre, beaucoup plus fondamental dans les modèles avec transferts par diffusion (voir discussion § II.4.B). Après le choix de ce mode de transfert, il faut ensuite essayer de fixer les différents paramètres de la déformation pour que l'on obtienne une vitesse de changement de forme observable au laboratoire. Même en étant très patient, on ne peut guère envisager des durées d'essais de plus de quelques mois si on veut tester l'effet de plusieurs paramètres. Si on peut observer un changement de forme de 1 % en quatre mois, ce sera la vitesse de déformation la plus lente que l'on puisse envisager, elle est de $10^{-9}\ s^{-1}$. Quand on la compare aux valeurs des vitesses de déformation qui ont été trouvées dans les applications numériques des modèles théoriques (§ II.4.C.E), avec $\dot{\varepsilon} \sim 10^{-13}\ s^{-1}$, il apparaît immédiatement que la reproduction expérimentale des déformations par dissolution-cristallisation ne doit pas être simple !... Même en attendant plusieurs années, on ne gagne qu'un ordre de grandeur ($\dot{\varepsilon} = 10^{-10}\ s^{-1}$ correspond à un changement de 1 % en trois ans). Il est donc indispensable, dans un premier temps, de discuter des valeurs maximales des différents paramètres pour essayer de savoir dans quelles conditions on peut s'attendre à une vitesse de déformation supérieure à $10^{-9}\ s^{-1}$.

Le premier problème est de choisir la géométrie des structures à déformer. On veut effectuer des transferts de matière entre des zones de dissolution et des zones de cristallisation situées le long d'une surface solide/fluide pour modéliser le changement de forme d'un agrégat avec fluide intergranulaire (Fig. 64). Deux unités géométriques peuvent être définies :

- On peut étudier le transfert de matière autour de grains sous contrainte entourés d'un fluide à pression P dans lequel le solide est soluble, Fig. 64a. Nous avons longuement discuté (§ II.4.B) des problèmes relatifs à ce dispositif, notamment de la possibilité de la présence d'une phase fluide piégée dans l'interface entre les solides sous contrainte.

- On peut aussi étudier les transferts de matière autour de cavités remplies d'un fluide à la pression P, si ce fluide est un bon solvant du solide qui entoure ces cavités. Ce dispositif modélise plutôt l'évolution de pores intergranulaires (Fig. 64b) alors que le premier représente l'évolution des grains eux-mêmes.

La différence fondamentale entre les deux dispositifs est que, le long de la surface solide/fluide, dans le premier cas il y a une différence dans les valeurs des contraintes normales à la surface du solide ($\Delta\sigma_n$) entre les zones de dissolution (σ'_1) et de cristallisation ($\sigma_3 = P$), alors que, dans le second cas la valeur de la contrainte normale à la surface de la cavité est constante et égale à la pression P du fluide tout autour de la cavité. Par référence à la relation donnée précédemment (§ II.4.A), la différence de potentiel chimique entre les zones de dissolution et de cristallisation va être la suivante :

$$\Delta\mu = \Delta W_e + \Delta W_p + \Delta\sigma_n V_s + P\,\Delta V_s + \Delta W_s$$

avec ΔWe et ΔWp = différences d'énergie élastique et plastique, $\Delta\sigma_n$ = différence de contraintes normales à l'interface solide/fluide, V_s = volume molaire du solide, P = pression (ou plutôt contrainte moyenne sur le solide), ΔW_s = différence d'énergie de surface de l'interface solide/fluide.

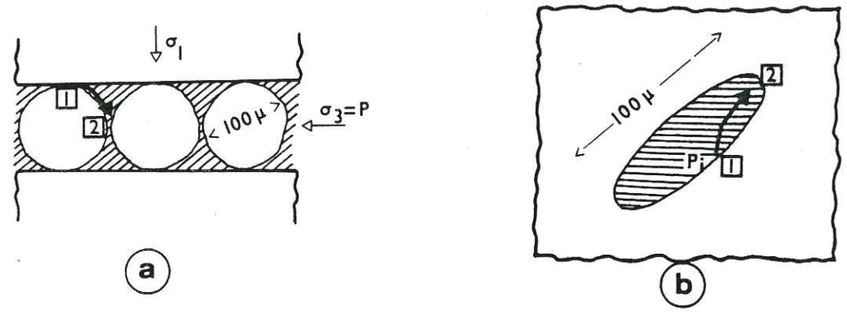


Figure 64 - Dispositifs expérimentaux pour l'étude au laboratoire de la déformation par dissolution-cristallisation. (a) : Observation du changement de forme de grains entourés de fluide dans lequel ils sont solubles, lorsque ces grains sont soumis à une compression uniaxiale entre deux plaques rigides (σ_1 sur la plaque, σ'_1 sur les grains, avec $\sigma_1 = \sigma'_1 f$, si f = rapport entre surface de contact des grains et surface de la plaque, ce rapport change en cours de déformation). (b) : Observation du changement de forme de cavités remplies de fluide, situées dans un solide (éventuellement sous contrainte) soluble dans ce fluide, selon les cas, il pourraît y avoir propagation d'une fracture en tête des cavités ou bien acquisition d'une forme plus arrondie de ces cavités.

Dans le premier dispositif (grains) le terme $\Delta\sigma_n V_s$ est le plus souvent nettement supérieur aux autres (si, par exemple, les valeurs des contraintes normales maximales et minimales sont 110 MPa et 100 MPa sur du quartz, la valeur de $\Delta\sigma_n V_s$ est de 220 Joules, la différence d'énergie élastique (ΔW_e) est de 10 Joules et celle du terme $P\,\Delta V_s$ est aussi de 10 Joules.

Dans le second dispositif, ce sont les termes ΔW_e, ΔW_p, $P\,\Delta V_s$ et ΔW_s qui interviennent comme forces motrices du transfert. Il est à noter que l'action de ces termes ne va pas toujours dans le même sens. Ainsi, pour la cavité allongée dans un solide sous contrainte (Fig. 64b), les énergies élastique et plastique et le volume molaire ont des valeurs maximales dans les secteurs où la courbure de la surface solide/fluide est la plus faible. C'est l'inverse pour l'énergie de surface qui est minimale (négative) dans ces secteurs (Kingery et al 1976). Selon les valeurs de ($\Delta We + \Delta Wp + P\Delta V_s$) et de ΔW_s, il pourrait y avoir ou bien dissolution ou bien cristallisation dans ces secteurs de faible rayon de courbure, (voir discussion complète, § III.4).

La force motrice très supérieure dans le premier dispositif devrait entraîner un changement de forme plus rapide que dans le second (tous les autres paramètres étant fixés). Mais l'état de la phase fluide et le chemin de transfert sont différents autour des grains ou dans des cavités. Dans le premier cas, le transfert s'effectue en partie le long de l'interface entre les solides sous contrainte et la vitesse du transfert doit être bien réduite par rapport à celle dans un fluide libre. De même, les vitesses de réactions peuvent être limitées avec un fluide piégé aux propriétés particulières. Par contre, dans le second cas, toutes les réactions et le transfert s'effectuent dans le fluide libre de

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

la cavité. Pour les valeurs de la déformation, ce qui est gagné par la grande différence de potentiel dans le premier dispositif, peut être compensé par de meilleures facilités de transfert ou de réaction dans le deuxième.

Dans tous les cas, il reste cependant une très grande différence entre les évaluations numériques des vitesses de déformation par dissolution-cristallisation et les exigences sur les valeurs minimales de ces vitesses pour l'expérimentation. Nous examinerons successivement les possibilités d'activer chacun des paramètres.

- Les premiers de ces paramètres sont les forces motrices du transfert (pour les grains par exemple, la différence de contraintes normales). Les possibilités d'accroître ces forces sont assez réduites. En effet, si le déviateur de contrainte est trop grand, le grain va subir une déformation plastique ou cataclastique. Le maximum de la valeur $\sigma_1 - \sigma_3$ semble être de 100 MPa (voir Fig. 33). On ne gagne ainsi qu'un ordre de grandeur par rapport aux évaluations numériques (§ II.4.C.E), en prenant le risque d'un changement de mécanisme de déformation.

- Un autre paramètre important peut être la taille du système clos du point de vue des transferts (taille des grains ou taille des cavités). Cette taille doit être la plus petite possible mais en pratique, si on veut pouvoir observer et surtout mesurer des changements de forme, on ne peut guère espérer mesurer des changements de longueur inférieure au micron, ce qui impose une taille des objets de l'ordre de la centaine de microns. C'est cette taille qui a été utilisée pour l'évaluation des vitesses les plus rapides dans chaque modèle théorique.

- Les autres paramètres sont apparemment encore moins faciles à modifier. En effet, les coefficients de diffusion le long des interfaces entre solide sous contrainte, l'épaisseur des interfaces, les vitesses des réactions et la concentration des espèces en solution sont fixées par les conditions de l'essai (température et pression des fluides) et par la nature et la géométrie des solides et des fluides.

- L'effet de la température et de la pression a été discuté précédemment (voir § II.4). Compte tenu des faibles valeurs des énergies d'activation pour la diffusion dans un film fluide intergranulaire, on peut, au maximum, accroître la vitesse de déformation d'un ordre de grandeur en effectuant les essais à 400°C (au lieu de 200°C). Mais comme pour l'augmentation de contrainte, on prend aussi le risque d'introduire d'autres mécanismes (déformation plastique).

Dans les cas où la solution est de l'eau, les vitesses de déformation que l'on peut ainsi prévoir sont de l'ordre de 10^{-11} s^{-1} (avec les modèles de type D, voir § II.4.). Ce sont des vitesses encore trop faibles pour permettre des mesures précises de la valeur de déformation. Les quelques auteurs qui ont essayé de faire de la dissolution- cristallisation expérimentale dans l'eau sur des minéraux naturels ont quelquefois observé des traces de dissolution ou de cristallisation (Maxwell 1960, Ernst et al 1963, Renton et al 1969, Rutter 1976-1983, De Boer et al 1977, Baker et al 1980), mais les changements de formes observés n'ont jamais été suffisants pour permettre l'établissement d'une loi de fluage. Nous avons d'ailleurs aussi retrouvé ces problèmes en utilisant l'eau comme solvant, mais à un degré moindre parce que la durée de nos essais a été généralement bien supérieure à celle des essais des auteurs précédents. Cependant, malgré des durées importantes (jusqu'à trois ans), il ne semble pas possible de déterminer avec précision la loi de fluage en déformant simplement de la calcite ou du quartz dans l'eau.

Rutter & Mainprice (1978) ont adopté une autre approche en cherchant à établir directement une relation contrainte/déformation par la mesure du déplacement d'un piston particulièrement dans des essais avec relaxation de contrainte. Ils obtiennent bien une relation linéaire et ils en déduisent que le mécanisme du fluage pourrait être de la dissolution-cristallisation. Le problème est que l'on est jamais sûr, dans ce type d'approche

du mécanisme de déformation interne à la roche. Ce peut être un mécanisme composite. La même remarque est valable pour les essais qui consistent à mesurer seulement l'évolution de la porosité du matériau (Sprunt & Nur 1977, Caristan et al 1981). Il nous paraît toujours préférable d'observer les échantillons avant et après déformation (et si possible même pendant la déformation).

La solution que nous avons choisie est assez différente. A l'examen des relations théoriques, il reste en effet un paramètre qui intervient dans tous les modèles et dont nous n'avons pas encore parlé, c'est la valeur de la concentration du solide en solution. On peut accroître radicalement cette valeur de deux manières :

- On peut, en conservant l'eau comme solvant, utiliser des minéraux plus solubles, voire des sels très solubles. C'est la solution choisie par Rutter (1976) ou Raj (1982). L'inconvénient est qu'il est souvent difficile d'observer, après déformation, les structures acquises, et aussi difficile de les comparer aux déformations naturelles.

- On peut aussi conserver des minéraux comme le quartz et la calcite mais en utilisant des solutions relativement corrosives (avec NaOH ou NH_4Cl respectivement). C'est la solution adoptée par ceux qui cherchent à obtenir des cristaux synthétiques (Laudise 1970, Regreny 1973, Lefaucheux 1974). C'est à notre avis, la meilleure façon de se placer dans des conditions favorables à la dissolution-cristallisation sans trop en altérer les principes fondamentaux. Avec les minéraux choisis (quartz, calcite) on peut accroître la solubilité de deux ordres de grandeur. Nous avons effectivement ainsi obtenu des vitesses de déformation assez rapides qui seront suffisantes pour permettre l'établissement des lois de fluage par dissolution-cristallisation (que l'on pourra ensuite étendre aux déformations naturelles).

Pour la clarté de l'exposé des résultats et des discussions des divers essais, nous avons présenté indépendamment ce qui concerne les changements de forme des cavités (§ III. 1.2.3.4) et ce qui concerne les changements de forme des grains (§ III.5.6.7.8).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

CHAPITRE III - PREMIERE PARTIE

DISSOLUTION-CRISTALLISATION AUTOUR DE CAVITES (INCLUSIONS FLUIDES) DANS LES CRISTAUX

III.1/ BUTS ET PRINCIPES

La nécessité d'observer des cavités de très petites tailles dans des solides transparents, nous a fait choisir d'étudier les transformations des inclusions fluides dans les cristaux comme la calcite ou le quartz, sous l'effet de la température et de la pression interne dans ces inclusions, ou sous l'effet de contraintes appliquées sur ces cristaux.

Certains cristaux naturels ou synthétiques contiennent, en effet, des petites cavités remplies de fluide dont la taille peut varier du micron au millimètre, avec en général des dimensions de l'ordre de la dizaine ou la centaine de microns. Ces inclusions fluides, connues depuis très longtemps (Sorby 1858), sont scellées lors de la croissance des cristaux, ou lors de processus de recristallisation postérieurs à cette croissance. La phase fluide, présente lors de ces processus, se trouve ainsi piégée dans ces inclusions. Si le volume de ces cavités et la quantité de fluide qu'elles contiennent restent constants après le piégeage, la densité du fluide de l'inclusion correspond à la densité de la phase fluide de croissance (ou de recristallisation). C'est sur cette hypothèse que sont basées les études de microthermobarométrie sur les inclusions fluides (voir Lemmlein 1956, Roedder 1967, Weisbrod et al 1976).

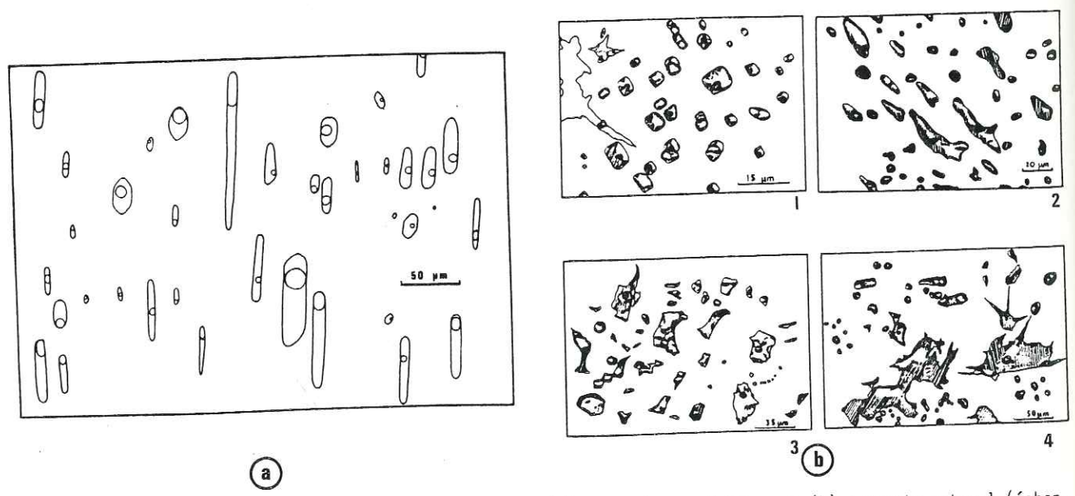


Figure 65 - Formes initiales des inclusions fluides ; (a) : quartz synthétique ; (b) : quartz naturel (échantillon provenant de la fente à cristaux de la Fig. 10a, d'après Jenatton 1981).

Par analogie avec ce que l'on observe dans la cristallisation expérimentale de calcite ou de quartz (voir § III.2.A), on pense que ces inclusions apparaissent sur des défauts, des microfissures, ou des irrégularités de surface et/ou lorsque les conditions de croissance sont relativement irrégulières (Eadington & Wilkins 1980). Les formes initiales de ces cavités dans les cristaux synthétiques sont assez variées mais régulières. Elles peuvent avoir une forme de cristal négatif du minéral hôte, ou bien des formes en cigare (cylindrique avec terminaison par deux calottes sphériques), plus ou moins allongées (Fig. 65a). Les formes des inclusions dans les cristaux naturels sont souvent bien moins régulières parce qu'elles peuvent apparaître (ou être modifiées) lors des divers épisodes successifs de déformation naturelle des cristaux (Fig. 65b).

Le principe de cette étude est d'imposer aux cristaux contenant des inclusions fluides, des conditions de température, pression interne ou état de contrainte telles que ces inclusions changent de forme par dissolution en certaines zones, transfert par diffusion dans le fluide, et cristallisation en d'autres zones, pour tendre vers des formes d'équilibre. Nous discuterons de ces formes d'équilibre qui ne dépendent pas seulement des conditions imposées mais aussi des caractères physiques des cristaux (voir § III.4). Ce qui est important c'est que la diversité des formes initiales d'inclusions est telle, que l'on trouve le plus souvent des inclusions qui ne sont pas en équilibre avec les conditions que l'on va leur imposer. L'analyse des relations entre les vitesses du changement de forme et les différents paramètres va alors nous permettre d'étudier en détail les mécanismes du changement de forme par dissolution-cristallisation. Les forces motrices de ce changement seront, nous l'avons vu précédemment, des différences d'énergie élastique ou plastique, et de volume molaire dans le solide autour de l'inclusion ou bien des différences d'énergie de surface dues, soit à des différences d'énergie spécifique selon les faces, soit à des différences de courbure de la surface de la cavité. Nous chercherons aussi à déterminer quel est, parmi les trois processus associés (dissolution, transfert et cristallisation), celui qui est le plus lent et qui contrôle la vitesse du changement de forme des cavités.

III.2/ METHODES D'ETUDE DES TRANSFORMATIONS DES INCLUSIONS FLUIDES

III.2.A/ Les cristaux utilisés

Nous avions choisi d'étudier des inclusions dans des minéraux qui sont facilement mis en solution dans les déformations naturelles par dissolution-cristallisation. Il fallait aussi trouver des cavités de formes initiales régulières, bien observables et mesurables sous microscope, mais avec des formes assez variées pour pouvoir aussi tester les effets de la géométrie de ces cavités (voir introduction).

Des essais ont d'abord été effectués sur des inclusions dans des cristaux naturels de quartz et de calcite, prélevés dans les fentes alpines de la région de Bourg-d'Oisans (voir Fig. 10a). Mais les changements de forme n'apparaissant pas clairement, nous avons essayé d'observer des changements de forme d'inclusions dans des cristaux synthétiques. Les résultats ont alors été très concluants (Gratier 1982, Gratier & Jenatton 1984).

Avant de les exposer, il est utile de donner rapidement le principe d'obtention de ces cristaux synthétiques (Fig. 66). Ce principe est celui de la synthèse hydrothermale. La croissance des cristaux se fait dans un autoclave à une pression assez élevée (jusqu'à 160 MPa, pour le quartz) en présence de solutions comme NaOH (pour le quartz) ou NH_4Cl (pour la calcite). On impose un gradient de température dans l'autoclave avec un maximum

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

dans la partie basse où l'on place de la poudre du cristal et un minimum dans la partie haute où sont suspendus des germes des futurs cristaux. Une dissolution se produit dans la partie basse, les éléments solubilisés sont transportés vers la partie haute par convection, et une cristallisation se produit sur les germes sous l'effet du gradient de température. Les vitesses de croissance peuvent être rapides, par exemple 0,4 mm/jour pour les faces (0001) du quartz, avec des température de 350° en haut, 375° en bas, une pression de 100 MPa dans une solution NaOH (0,5N) (Regreny 1973). Pour la calcite, des vitesses de 1 mm/jour ont été obtenues à des températures de 235° (haut) et 230° (bas) dans une solution NH_4Cl (5 %) à une pression de 25 MPa (Lefaucheux 1974).

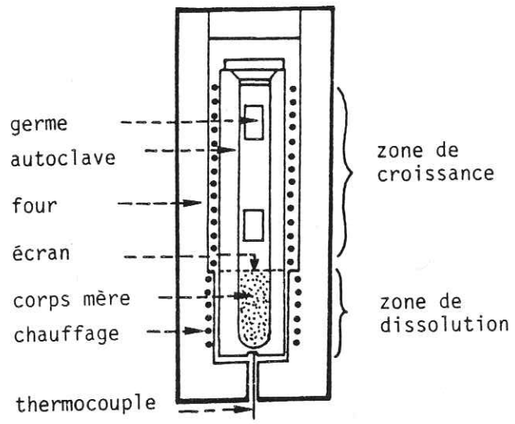


Figure 66 - Principe de la synthèse hydrothermale des cristaux de quartz (ou de calcite), d'après Regreny (1973).

Les cristaux de quartz synthétiques nous ont été donnés par la Société Industrielle de Combustible Nucléaire, fabricant de ces cristaux à Annecy. Les cristaux de calcite synthétique ont été faits par F. Lefaucheux de l'université Paris VI pour une thèse sur les défauts dans la calcite.

La répartition des inclusions dans les cristaux est différente entre calcite et quartz :

- Dans la calcite des inclusions fluides nombreuses sont uniformément réparties dans chaque cristal. Leurs formes sont souvent irrégulières (voir Fig. 99). Selon Lefaucheux (1974), ces inclusions sont dues à des perturbations locales dans l'avancement des couches de croissance. On ne trouve que très rarement des inclusions avec des formes de cristaux négatifs ou avec des formes allongées régulières.

- Dans le quartz, les inclusions sont strictement limitées au germe du cristal. L'étude des quartz par topographie RX (Michot & Weil, inédit) montre que ces inclusions se sont probablement formées par corrosion du coeur de longues dislocations rectilignes, contenues dans le germe, ceci avant que la saturation ne soit atteinte dans l'autoclave, selon un mécanisme déjà évoqué par Wilkins & Mc. Laren (1981). La plus grande partie des inclusions allongées sont à peu près parallèles à l'axe "c" du quartz mais, dans un des cristaux, nous avons trouvé des inclusions allongées obliques à cet axe "c" avec des angles de 60 ou 90°.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

UNIVERSITE JOSEPH FOURIER GRENOBLE 1
INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE
BIBLIOTHEQUE - DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F-38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

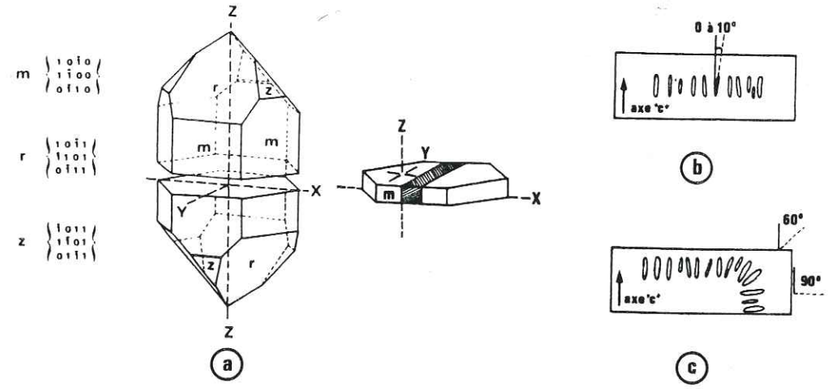


Figure 67 - (a) : Représentation d'un quartz α ainsi que d'une coupe de ce cristal où la partie hachurée représente la trace du germe (Regreny 1973). A droite, situation des inclusions dans les cristaux ; (b) : inclusions allongées parallèles à l'axe optique "c" du quartz, l'angle α entre ces inclusions et l'axe "c" varie entre 0 et 10° ; (c) : inclusions allongées obliques à l'axe "c" avec des angles α de 60° ou 90°.

III.2.B/ Etablissement d'une pression interne dans les inclusions

Pour établir une pression interne dans des cavités closes comme les inclusions fluides, il suffit de chauffer le cristal hôte, par exemple sous un microscope, dans une platine chauffante du type de celles qui sont utilisées pour l'étude microthermométrique des inclusions (voir Poty et al 1976, et Fig. 68a).

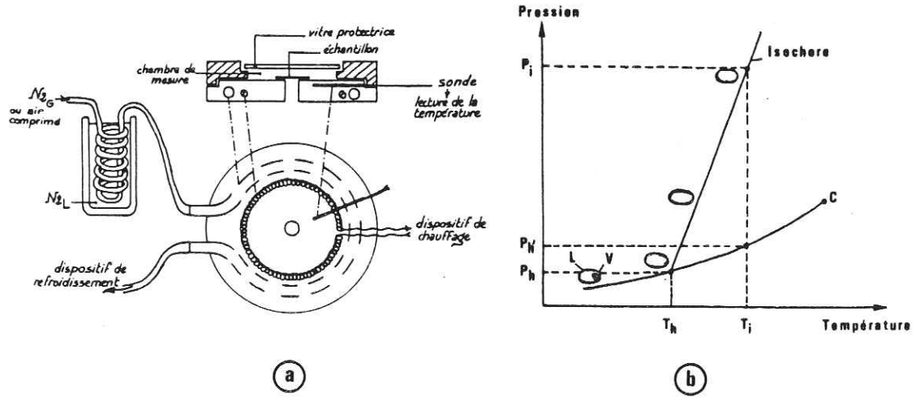


Figure 68 - (a) : Schéma d'après Bernard (1978) de la surplatine chauffante (et réfrigérante) utilisée pour les essais. (b) : Comportement des inclusions dans le domaine pression-température : évolution isochore avec homogénéisation en phase liquide. A la température d'homogénisation de la phase fluide (Th) la pression interne est Ph. A une température de chauffage imposée (Ti) correspond une pression interne du fluide (Pi). Si, sous le microscope, à la température Ti l'inclusion se fracture, il y a rééquilibrage de la densité du fluide. La nouvelle température d'homogénisation du fluide devient alors au maximum égale à Th' = Ti (voir Fig. 71).

Si le fluide des inclusions s'est trouvé piégé, lors d'une croissance hydrothermale du cristal, à des température et pression supérieures aux conditions atmosphériques, ce fluide présente à température ambiante, au moins deux phases (liquide + gaz dans les cristaux considérés). Lorsque l'on chauffe le cristal (Fig. 68b) une des deux phases disparaît progressivement (la phase gazeuse dans nos échantillons) et le fluide s'homogénéise à une température dite température d'homogénisation (Th) après avoir suivi dans le domaine pression-température la courbe d'ébullition (Fig. 68b). Si le chauffage augmente encore et que le volume de l'inclusion reste constant, le fluide suit alors, toujours dans le domaine pression-température, une courbe isochore caractéristique de la densité de ce fluide homogène (courbe d'égal volume spécifique).

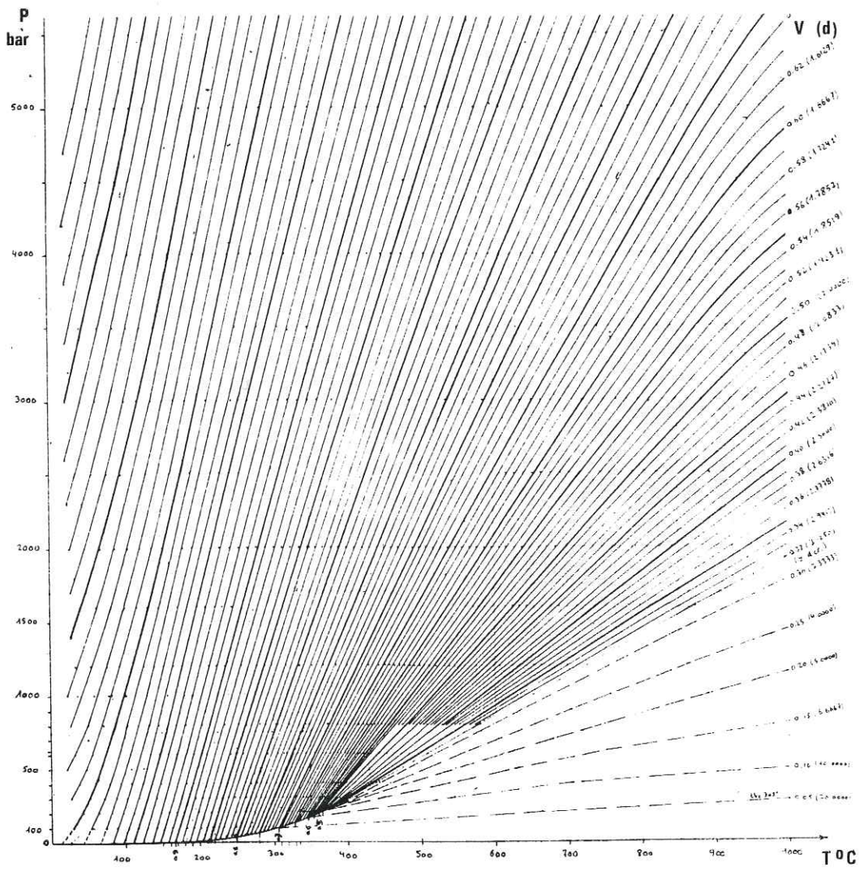


Figure 69 - Courbes pression-température-volume spécifique de l'eau pure, d'après les tables de Burnham et al (1969) tracées par Pêcher (1979).

Pour connaître la relation entre la température imposée (Ti) et la pression dans les inclusions (Pi) pour chaque inclusion, il suffit de mesurer la température d'homogénéisation du fluide (Poty et al 1976) puis, si on connaît la nature du fluide (voir plus loin), la relation Ti = f(Pi) est donnée par les relations P V T du fluide (Fig. 68-69). On notera que cette pression interne dans les inclusions n'augmente que très lentement au début du chauffage tant que l'on suit la courbe d'ébullition (tant que l'on reste au-dessous de la température d'homogénéisation). Par contre, la pression interne augmente très rapidement le long des isochores, une fois la température d'homogénéisation dépassée. La relation Ti = f(Pi) est alors à peu près linéaire (Fig. 68-69), homogénéisation en phase liquide).

La relation entre la température de chauffage et la pression interne est ainsi fixée clairement si on dispose des courbes P V T du fluide donc si on connaît la nature de ce fluide et si on s'assure que le volume de l'inclusion reste constant au cours du chauffage. Nous discuterons d'abord de ces conditions :

- La nature du fluide est évidemment connue dans le cas des cristaux synthétiques. Il s'agit de solutions NaOH (0,5N) pour les quartz (Regreny 1973), et NH_4Cl (5 %) pour les calcites (Lefaucheux 1974). Dans le cas des cristaux naturels, la nature du fluide peut être déterminée par la mesure de l'abaissement de la température de fusion dû à la teneur en sel de la solution aqueuse (en équivalent NaCl). La mesure s'effectue avec l'installation schématisée dans la Fig. 68a (voir Poty et al 1976). Dans les cristaux considérés des teneurs de 1 % de NaCl ont été déterminées (Jenatton 1981).

- Les relations P V T sont bien connues pour des fluides naturels (eau pure ou avec du sel, Kennedy 1950, Burnham et al 1969, Haas 1976, Potter et al 1977). Pour les fluides des cristaux synthétiques on ne dispose le plus souvent que de quelques isochores (Ikornikova 1961, Lefaucheux 1974, Laudise 1970, Regreny 1973), mais il est toujours possible de caler ces courbes sur celles des fluides naturels pour disposer de relations température-pression interne sur une plus large gamme.

- Les variations de volume et de quantité de fluide dans les inclusions sont considérées comme négligeables lorsque la température du chauffage est inférieure à Th (voir Roedder & Skinner 1968). Par contre, pour des températures de chauffage supérieures à Th et maintenues pendant un temps assez long (plusieurs mois), nous avons observé une croissance progressive de la valeur de la température d'homogénisation, lors de mesures périodiques de contrôle. L'explication de cette baisse de la densité des fluides au cours du chauffage sera discutée plus loin. Mais la diminution de densité reste néanmoins suffisamment lente pour que cette densité puisse être considérée comme constante sur des périodes hebdomadaires (ou même quelquefois mensuelles) qui correspondent à la fréquence des mesures des inclusions. L'hypothèse d'un système clos à l'échelle de l'inclusion peut donc, dans la plupart des cas, être utilisée si on effectue des contrôles réguliers de la température d'homogénéisation au cours du chauffage et si on tient compte, pour la relation température pression interne, de cette légère dérive sur les isochores.

Pour clore cette partie concernant la pression interne dans les inclusions, on remarquera que les paramètres température et pression interne sont normalement indissociables. Pourtant, il était très important de pouvoir séparer leurs effets.

Une première solution a été d'utiliser des inclusions avec des valeurs de Th différentes, chauffées à la même température (on étudie ainsi l'effet de la seule pression). Une autre possibilité nous a été offerte avec des données de Pêcher & Boullier sur la déformation d'inclusions dans des cristaux chauffés sous pression de confinement (qui empêche la rupture de l'inclusion lorsque Pi est très grande).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Enfin, pour disposer d'une large gamme de températures, nous avons utilisé le procédé suivant. Des inclusions ont été volontairement fracturées (décrépitées) et ensuite soumises à un chauffage permanent (Ti). Une fuite de fluide se produit toujours lors de la décrépitation et assez souvent il y a re-équilibrage entre la densité du fluide après rupture et les conditions de température et pression imposées à cette rupture. S'il reste du fluide dans l'inclusion, sa température d'homogénéisation Th' (après fracturation) est alors au plus égale à la température Ti imposée, avec une pression interne dans l'inclusion qui est celle qui correspond à la courbe d'ébullition (valeurs Ph', Fig. 68). Ces valeurs Ph-Ph' sont le plus souvent relativement faibles par rapport aux pressions internes (Pi) que l'on impose aux inclusions non fracturées lorsque Ti > Th. En utilisant à la fois des inclusions préalablement fracturées chauffées à Ti = Th (après fracture) et des inclusions non fracturées que l'on chauffe à Ti = Th (initiale), on dispose d'un éventail de valeurs de température de chauffage de 250 à 400°C, qui permet de tester l'effet de cette seule température, pour des pressions internes faibles à peu près constantes. En réalité, on devra aussi faire une petite correction supplémentaire pour prendre en compte le fait que les valeurs de Ph augmentent avec Th le long de la courbe d'ébullition (Fig. 68b). Mais cela nous permettra néanmoins de calculer l'énergie d'activation du processus qui impose la vitesse du changement de forme.

III.2.C/ Etablissement d'un état de contrainte sur les cristaux

De petits dispositifs expérimentaux ont été réalisés pour pouvoir imposer un état de contrainte sur certains des cristaux contenant des inclusions (Fig. 70). Un parallélépipède du cristal est placé entre deux plaques métalliques rigides et il est soumis à un état de contrainte uniaxial grâce à deux ressorts étalonnés (de 0,4 N chacun). La taille de l'échantillon est de l'ordre du millimètre. Sa mise en place s'effectue après compression des ressorts par les vis A et A'. Les ressorts ensuite détendus, l'ensemble est placé dans un four chauffé en général à des températures inférieures ou égales à la température d'homogénéisation pour que la valeur de la pression interne reste très faible et que l'influence de cette pression (que l'on ne peut pas éviter), ne contrecarre pas trop l'effet du déviateur de contrainte.

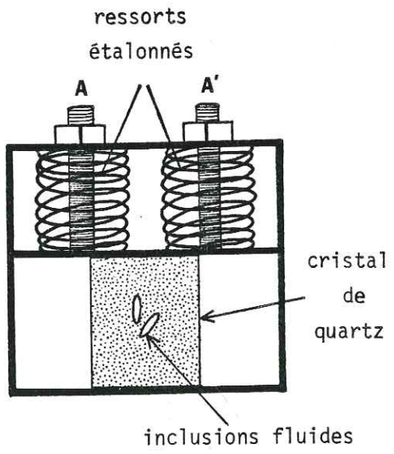


Figure 70 - Schéma du dispositif expérimental de mise sous contrainte uniaxiale des cristaux contenant des inclusions.

III.2.D/ Les différents paramètres des essais et l'incertitude sur leurs mesures

La fiabilité de l'interprétation de résultats expérimentaux dépend en grande partie de la précision des différents paramètres des essais. La nature des cristaux et des fluides est connue sans grande incertitude sauf peut être pour des caractères particuliers comme la teneur en molécules d'eau dans les réseaux cristallins. Les cristaux synthétiques sont généralement considérés comme très "humides" (hydratés) or, des mesures de spectrométrie infrarouge (Mainprice, comm. orale) montrent que les quartz synthétiques utilisés sont assez secs, ils contiennent probablement moins de 300 ppm d'OH dissous dans le réseau. Un cristal naturel sec peut contenir 50 ppm d'OH (Baeta & Ashbee, 1970), alors que certains cristaux synthétiques contiennent plus de 8000 ppm (Balderman 1974).

Un grand nombre d'échantillons ayant été utilisés pour les essais sur les inclusions dans le quartz synthétique, les lames épaisses polies ont été taillées dans trois cristaux différents qui ne sont pas issus de la même opération de synthèse. La nature du fluide est cependant identique (NaOH 0,5N) mais la densité de ces fluides est un peu différente : 246 < Th < 265°C. Cette densité varie d'ailleurs aussi légèrement à l'intérieur d'un même cristal, (ceci est peut être dû à de légères variations des conditions (P.T) au début de la synthèse). Mais sur la faible épaisseur des lames polies (inférieure à 0,5 mm) nous avons toujours vérifié que la densité était parfaitement homogène pour chaque lame avant chaque essai.

Cinq autres paramètres interviennent dans les essais : la géométrie des inclusions, l'orientation de ces inclusions par rapport aux axes optiques du cristal hôte, la température de chauffage, la pression interne dans les inclusions et l'état de contrainte sur les cristaux. On discutera de la précision sur l'estimation de chacun de ces paramètres.

a) Géométrie des inclusions

D'un point de vue qualitatif, toutes les inclusions visibles dans le champ du microscope ont été examinées quelle qu'ait été leur forme initiale. L'évolution de cette forme avec la durée du chauffage a été le plus souvent conservée sur des photographies successives.

Du point de vue quantitatif, pour pouvoir faire des études comparatives, il était nécessaire de choisir des inclusions de formes simples dont certains caractères évoluent progressivement. Nous avons donc choisi de mesurer précisément les inclusions initialement allongées en forme de cigare qui sont assimilables à des cylindres terminés par deux calottes sphériques. Ces formes sont fréquentes dans les cristaux synthétiques et on peut les trouver dans les cristaux naturels (voir Fig. 85 et Fig. 101).

Pour chaque inclusion, nous avons mesuré périodiquement l'évolution de la longueur et de la largeur de la cavité (périodicité hebdomadaire ou mensuelle, selon les essais). Ceci permet de calculer la vitesse du changement de forme. Les mesures ont été effectuées de deux manières : soit sur photographies, soit directement sous le microscope à l'aide d'un micromètre de précision (micromètre à tambour). L'avantage du premier procédé est que l'on conserve des traces de la transformation et la plus grande partie des mesures a été faite ainsi. L'inconvénient est que c'est un procédé très long parce que pour éviter les erreurs d'agrandissement, tous les clichés ont été tirés dans notre laboratoire. Pour près de 500 inclusions mesurées, cela a représenté plusieurs centaines de tirages photographiques.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Dans les deux cas, les plus grosses incertitudes proviennent du fait que les limites des inclusions deviennent un peu floues après quelques heures de chauffage à cause des processus de dissolution des parois (Leroy 1979).

Cependant, sur les photographies, il est presque toujours possible de trouver des inclusions qui n'ont pas changé de forme (les inclusions fracturées et vidées de leur fluide). On peut alors s'assurer de la bonne reproductibilité des rapports d'agrandissement pour des clichés successifs et éventuellement, on peut corriger certaines séries si cela s'avère nécessaire. D'une manière générale, sur photographies, une incertitude de ± 0,5 mm est possible. L'erreur relative dépend alors de la longueur mesurée. Pour des longueurs de 100 µm (60 mm sur la photographie), l'incertitude est de ± 0,8 %, ce qui est très faible. Par contre, pour des longueurs de 10 µm cette incertitude devient de ± 8 %. Pour cette raison, les valeurs des vitesses de changement de forme sont à considérer avec précaution pour des inclusions de faible longueur. De même l'incertitude sur la largeur est toujours bien supérieure à celle sur la longueur.

Avec le micromètre à tambour des mesures répétitives faites par deux observateurs, montrent que l'on peut admettre une incertitude de ± 0,5 µm. L'erreur relative pour 100 µm est alors de 0,5 % et celle pour 10 µm de 5 %. Elle est du même ordre de grandeur qu'avec les photographies, ce qui est normal puisque c'est l'incertitude sur les limites des inclusions qui fixe la précision des mesures.

b) Orientation des inclusions par rapport aux axes optiques des cristaux

C'est seulement sur les cristaux de quartz synthétique que ce paramètre a pu être considéré. La plupart des inclusions sont allongées parallèlement à l'axe "c" du quartz, on observe quelquefois une légère dispersion autour de cet axe de l'ordre de la dizaine de degrés (Fig. 67b). Mais, dans un des cristaux, nous avons mesuré des inclusions allongées obliquement à l'axe "c" avec des angles de 60 ou 90° (Fig. 67c). Sur les images faites en topographie de Lang par Regreny (1973), on observe que les grandes dislocations rectilignes, le long desquelles se développent probablement les inclusions, sont, elles aussi, en grande majorité parallèles à l'axe "c" du quartz, mais qu'on en trouve aussi quelques unes qui sont obliques à cet axe "c".

Nous verrons que la vitesse du changement de forme des inclusions dépend de leur orientation dans le cristal.

c) Température de chauffage

Un certain nombre de problèmes se posent à propos du chauffage des cristaux sur les platines de microthermométrie. On discutera notamment de l'hétérogénéité des températures dans l'échantillon, de la précision de la régulation, et enfin des corrections à apporter aux températures affichées. Nous n'insisterons pas sur les caractéristiques techniques des installations Chaixméca (voir Poty et al 1976) dont un schéma est donné Fig. 68a. On signalera simplement que sur un test de précision effectué sur des inclusions dans du quartz synthétique, Jenatton (1981) trouve que les valeurs des températures d'homogénéisation montrent une légère dispersion (250°C ± 1°C) ce qui peut être dû, soit à l'appareillage, soit à une répartition effectivement hétérogène de la densité des inclusions initiales, ceci dans les conditions les plus favorables d'utilisation de l'installation.

Pour des raisons pratiques qui tiennent à la disposition des inclusions dans les cristaux et à la nécessité de mesurer, à chaque essai, le maximum d'inclusions possibles (quelquefois entre 50 et 100 inclusions), la taille des échantillons utilisés a dû quelquefois dépasser les normes des lames polies pour la microthermométrie. Il se pose alors le problème de l'homogénéité des températures dans des échantillons de lames polies utilisées, de 0,25 mm^2 de surface basale et de 5 mm de hauteur. Cette homogénéité a été testée par Poty et al (1976) pour les variations dans un plan horizontal et par Jenatton (1981) pour les variations suivant la verticale. Les premiers trouvent un éventail de valeurs de Th entre 379,6 et 380,9°C pour le même échantillon sur toute la surface de la platine. Pour la seconde, la différence sur les valeurs de Th peut être de 243,3°C à la surface de la platine à 247,3°C à une hauteur de 7 mm.

Un autre problème est la nécessité d'une régulation des températures de chauffage sur de très longues périodes (plusieurs mois). Trois installations Chaixméca ont été utilisées pour gagner du temps, compte tenu de la longueur de chaque essai. Deux d'entre elles n'avaient pas de régulation automatique. Le maintien d'une température constante s'est fait par l'équilibrage de la puissance de chauffe. Cette procédure implique une bonne régulation de la salle des essais ce qui a été obtenu par son chauffage permanent. Pour un chauffage à 300°C on a observé des variations de température de ± 5° à ± 3°C (selon les installations). L'installation avec régulation automatique permet une plus grande régularité. Son chauffage est discontinu (alternance de période de chauffe et d'arrêt) avec une amplitude de ± 2°C, mais avec une fréquence élevée (de l'ordre de la minute), ce qui se traduit pour l'échantillon, par des variations de longues périodes probablement inférieures à ± 1°C.

Un dernier problème à propos du chauffage est la nécessité d'une correction des températures affichées. Des courbes d'étalonnage ont été tracées périodiquement, mais on a noté une dérive de ces courbes avec le temps (Jenatton 1981). Des extrapolations ont donc été faites entre les étalonnages successifs mais une certaine imprécision demeure probablement de l'ordre de quelques degrés à 250-300°C.

En conclusion et compte tenu de toutes ces remarques, l'imprécision probable sur les valeurs de température est de l'ordre de ± 1 à 2 % vers 250-300°C, selon les installations et les conditions des essais.

d) Pression interne dans les inclusions

La pression interne dans les inclusions fluides chauffées, est le paramètre que l'on connaît avec la moins bonne précision. En effet, cette valeur est estimée par deux valeurs de température : la température d'homogénéisation (qui fixe l'isochore) et la température de chauffage, ce qui cumule les incertitudes sur cette pression. La précision des valeurs de pression dépend aussi de la qualité des courbes P.V.T. Même en négligeant ce dernier aspect (si on compare des inclusions avec des fluides de même nature), le fait que la pente des isochores soit forte, augmente encore l'incertitude sur cette pression.

A titre d'exemple, si l'incertitude sur Th = 250°C et Ti = 300°C est de ± 1 %, l'incertitude sur les valeurs de pression interne est de ± 10 %. Si l'incertitude sur les mêmes valeurs de Th et Ti est de ± 2 %, l'incertitude sur la pression est de ± 20 %. La précision est encore moins bonne si les valeurs de Th et Ti sont très rapprochées (pression interne faible). Pour Th = 250°C et Ti = 260°C avec une incertitude de ± 1 %, l'incertitude sur la pression est de ± 30 %. Cette incertitude sur la pression atteint même ±50% si l'incertitude sur ces températures est de ± 2 % !...

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Un autre facteur pourrait contribuer à accroître l'incertitude sur les pressions, c'est le fait que la densité du fluide décroît légèrement avec le temps. A titre d'exemple une pression interne de 50 MPa au début d'un essai pourra n'être que de 44 MPa après deux mois de chauffage. Avec des contrôles périodiques de la densité du fluide (par la mesure des Th), on peut cependant assez bien suivre l'évolution de la pression interne avec cette durée du chauffage.

Enfin, dans le cas particulier des inclusions fracturées au préalable puis chauffées à Ti = Th (après fracturation), l'incertitude sur la pression est encore plus grande dans la mesure où il est difficile de mesurer, après fracturation, des valeurs de Th proches de la température de rupture des inclusions puisque l'on risque alors de vidanger les déjà rares inclusions qui ont conservé leur fluide. Cela explique la grande dispersion des valeurs observées pour ces essais (voir aussi § III.3.A).

e) Etat de contrainte sur les cristaux

Le problème de l'estimation de la contrainte uniaxiale imposée sur certains échantillons avec le dispositif décrit dans la Fig. 70 est, en fait, directement lié à celui de la planéité des surfaces de l'échantillon en contact avec les plaques rigides. En effet, la force des ressorts peut être étalonnée avec précision, mais c'est la surface de contact entre plaques rigides et échantillon qui n'est pas bien connue. La petite taille des échantillons ne permet pas en effet une rectification précise comme celle que l'on fait sur les échantillons de roches centimétriques déformées au laboratoire. On ne peut donc pas assurer une bonne homogénéité des contraintes dans le cristal et, pour quelques essais, cela s'est traduit par des ruptures des cristaux dès la mise sous contrainte.

En fait, nous n'avons pas trop cherché à résoudre ce problème de la précision sur les contraintes imposées parce que les premiers résultats ont montré qu'il n'y avait pas de différences mesurables entre le comportement des inclusions dans des cristaux avec ou sans contrainte uniaxiale !... Il est prévu de refaire une série d'essais sous contrainte, mais sur des échantillons beaucoup plus gros, donc avec des têtes rectifiables, ce qui permettra d'imposer des états de contrainte plus homogènes avec des valeurs probablement plus élevées. Ceci sera fait dans l'autoclave présenté dans la Fig. 111 qui permet, outre une température et une pression de confinement assez élevées (400°C, 200 MPa), d'imposer une compression axiale (σ_1) qui peut être maintenue plusieurs mois.

III.3/ RESULTATS DES ETUDES DE TRANSFORMATION DES INCLUSIONS FLUIDES

Avant de présenter les résultats concernant l'évolution de la forme des inclusions fluides avec le temps de chauffage, il est utile de présenter les évolutions, au cours du temps, de la densité des fluides dans ces cavités. Des changements de densité peuvent en effet, révéler des changements, soit du volume de l'inclusion, soit de la quantité des fluides dans chaque inclusion. En plus ces changements de densité s'accompagnent du changement de la pression des fluides dans les cavités.

III.3.A/ Evolution de la densité des fluides au cours des essais

Les évolutions de densité sont enregistrées par la mesure périodique des températures d'homogénéisation du fluide. On distinguera des changements de densité très rapides qui apparaissent, par exemple, lors de la montée en température au début des essais (avec fracturation des inclusions), et des changements très lents qui ne s'observent qu'après plusieurs semaines de chauffage. Dans tous les cas on assiste toujours à une décroissance de cette densité (ou ce qui est équivalent à une croissance des températures d'homogénéisation). On doit donc avoir, soit des fuites du fluide, soit des augmentations de volume des cavités.

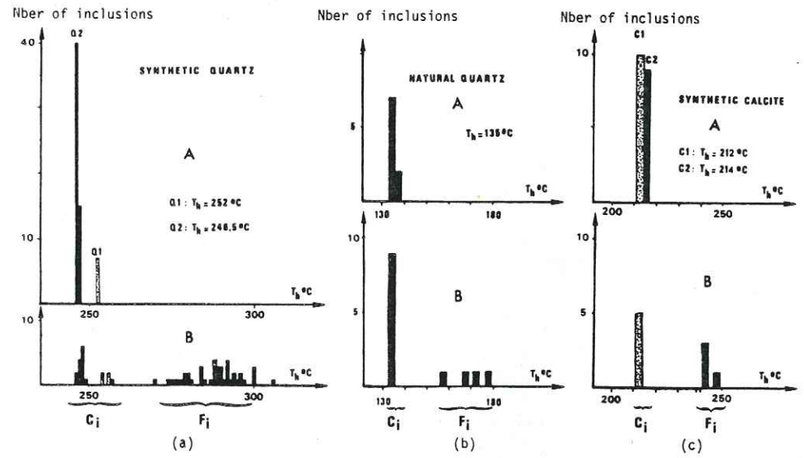


Figure 71 - Evolution de la densité des fluides dans des inclusions chauffées à une température (Ti) supérieure à la température d'homogénéisation (Th). Histogrammes des valeurs de Th mesurées pour différents échantillons avant (A) et après (B) le chauffage des cristaux pendant un temps t.
Fi = inclusions fracturées, Ci = inclusions closes (d'après Gratier & Jenatton 1984).

(a) : Q. synth.,	Q1 : Ti = 298°C,	Pi = 70 MPa,	t = 80 jours,	fluide = NaOH (0,5 N)
	Q2 : Ti = 303°C,	Pi = 80 MPa,	t = 7 jours,	fluide = NaOH (0,5 N)
(b) : Q. nat.,	Ti = 180°C,	Pi = 80 MPa,	t = 90 jours,	fluide = H_2O+1 % NaCl
(c) : C. synth,	C1 : Ti = 217°C,	Pi = 7 MPa,	t = 7 jours,	fluide = H_2O + NH_4Cl (5 %)
	C2 : Ti = 246,5°C,	Pi = 50 MPa,	t = 7 jours,	fluide = H_2O + NH_4Cl (5 %)

a) Changements rapides de densité

On définira comme rapides des changements qui interviennent soit au cours de la montée en température, soit quelques heures après l'établissement d'une température de chauffage stable.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

i) Fracturation des inclusions et fuites du fluide

Si on chauffe des cristaux contenant des inclusions, ou bien si on les soumet à un état de contrainte, certaines inclusions se fracturent lorsqu'on atteint, par exemple, un seuil de température (donc une certaine valeur de la pression interne, Pi). On dit qu'elles décrépitent, Leroy (1979). La valeur de Pi à la rupture dépend de divers facteurs comme la taille, la forme et l'orientation des inclusions, ou bien la nature et la structure du minéral. Cette rupture des inclusions lors d'un chauffage progressif est en fait une fracturation hydraulique. Les critères de rupture sont analogues à ceux présentés au § II.3.A. Une des particularités est qu'ici, la forme des inclusions ne correspond pas aux géométries simples généralement envisagées (trou cylindrique infini ou fissure en forme de disque). L'autre particularité est que le matériau cristallin est très anisotrope. L'étude des critères de fracturation hydraulique en milieu anisotrope, avec cette géométrie particulière des cavités en forme de cigare plus ou moins allongé, ne sera pas détaillée ici. Une approche théorique de ce problème a été entreprise dans le cadre d'un diplôme d'ingénieur (Farra 1983). Elle doit être poursuivie et complétée par une série d'essais de fracturation expérimentale sur des inclusions de géométries variées (voir § III.4.A)

L'aspect des fractures autour des inclusions fluides est très caractéristique (voir aussi Pêcher, 1981 et Pécher & Boullier 1984). Selon que l'on examine ces fractures dans des directions parallèles ou perpendiculaires à leurs plans, on observe les structures de la Fig. 72. Les fractures se développent en ailes de papillon autour de l'inclusion. A partir de l'inclusion on distingue 3 zones presque concentriques : une zone de rupture franche (zone I, Fig. 72), une zone avec des réseaux de petits canaux qui la prolonge (zone II) et enfin, une zone externe de petites bulles indépendantes (zone III) qui marque la transition entre le plan de rupture et le cristal non fracturé. La température d'homogénéisation de ces petites inclusions indique souvent qu'il y a eu rééquilibrage entre la densité du fluide de ces nouvelles inclusions et les conditions de pression et de température imposées à la rupture. Une cicatrisation partielle de ces fractures avec l'établissement de ponts entre ses lèvres (Lemmlein & Klya 1954) a donc dû isoler ces petites inclusions (dites secondaires) juste après la fracturation (voir aussi Fig. 179).

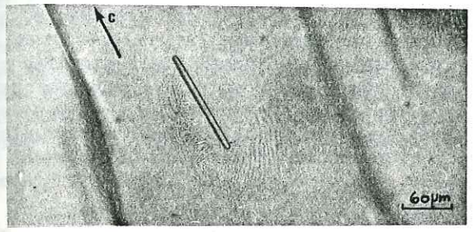
L'orientation de ces fractures est clairement influencée par la structure cristalline du minéral. Par exemple pour le quartz, lorsque les inclusions sont allongées parallèlement à l'axe "c", on note trois directions privilégiées de rupture parallèles aux plans $1\bar{1}00$, $10\bar{1}0$ et $0\bar{1}10$ du cristal (Fig. 67a)

De telles structures ont été décrites dans des cristaux naturels (Swanenberg 1980, Jenatton 1981). Elles témoignent de processus de fracturations hydrauliques naturels dans les fentes tectoniques sous des effets thermiques, ou de contrainte, (Fig. 72) après la croissance des cristaux (voir § III.4.E).

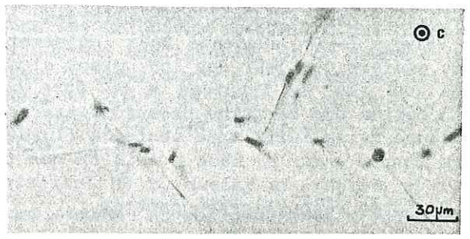
Ce qui nous intéresse dans cette étude, c'est surtout le comportement de la phase fluide et les valeurs de sa pression. On distinguera trois types de comportements :

- Dans certains cas, la totalité du fluide s'échappe de la cavité. Celle-ci reste complètement vide après sa rupture. Le problème de la mesure de Th ne se pose évidemment plus. L'observation du comportement de ces inclusions avec un chauffage prolongé nous renseignera sur l'effet d'une absence de fluide dans le processus de changement de forme !...

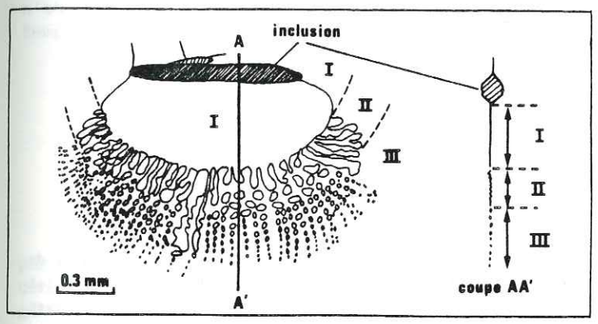
- Dans d'autres cas, une part seulement du fluide s'échappe hors de l'inclusion. On distingue alors deux possibilités (Fig. 71-73) :



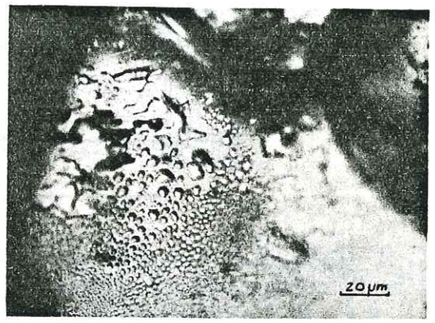
(a)



(b)



(d)



(c)

Figure 72 - Fracturation hydraulique des inclusions fluides obtenue en imposant une surpression dans les inclusions par augmentation de la température. Vue longitudinale (a) et transversale (b) d'une fracture expérimentale. Sur (b) on note les trois directions privilégiées de rupture parallèles aux plans $10\bar{1}0$ du quartz synthétique. (c) : Détail d'une association d'inclusions secondaires autour d'une grosse inclusion décrépitée qui témoigne de la fracturation hydraulique naturelle de cette inclusion. (d) : Représentation schématique d'un plan de fracture expérimentale avec les trois zones à partir de l'inclusion : I = cassure franche, II = réseaux de canaux, III = inclusions secondaires, Th = 251°C, Ti (rupture) = 360°C, avec ΔT = 1°C/minute.

. Il peut y avoir un rééquilibrage complet entre la densité du fluide et les conditions de pression et température imposées à la rupture (Fig. 71). Dans le cas de nos essais à pression atmosphérique, on observe que la température d'homogénéisation (Th) devient égale après rupture, à la température (Ti) qui a été imposée pour cette rupture (A_1, A'_1 Fig. 73). Si on maintient ensuite le chauffage à cette température Ti = Th, la densité reste ensuite parfaitement stable (la valeur de Th reste stable). Avec deux phases dans l'inclusion, la pression interne dans l'inclusion correspond alors aux valeurs Ph-Ph' (pression du fluide à l'ébullition, voir Fig. 67b).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

. Il peut aussi y avoir simplement un rééquilibrage partiel entre le fluide et les conditions de pression et température (Ti) de rupture. Dans ces cas, les valeurs de Th mesurées après cette rupture se situent entre la valeur de Th initiale et la valeur de Ti, avec un maximum de valeurs un peu en-dessous de la valeur de Ti (Fig. 71, voir aussi Pêcher 1981, et Pêcher & Boullier 1984). Si dans ces cas on maintient le chauffage sur ces inclusions partiellement rééquilibrées, on constate, contrairement aux cas précédents, que la valeur de Th augmente très lentement avec la durée du chauffage (A_2, Fig. 73) de la même manière que pour des inclusions closes (voir discussion § suivant). Cela signifie que dans ces cas la fracture a pu être colmatée assez rapidement et qu'il subsiste dans l'inclusion une certaine pression interne (Pi > Ph), (qui nous le verrons au § suivant est la cause de la fuite très lente du fluide). La valeur de cette pression interne peut alors être connue avec la même précision que pour les inclusions non fracturées. Simplement au lieu de prendre la valeur de Th initiale comme pour celles-ci, il faut prendre la valeur de Th après rééquilibrage partiel.

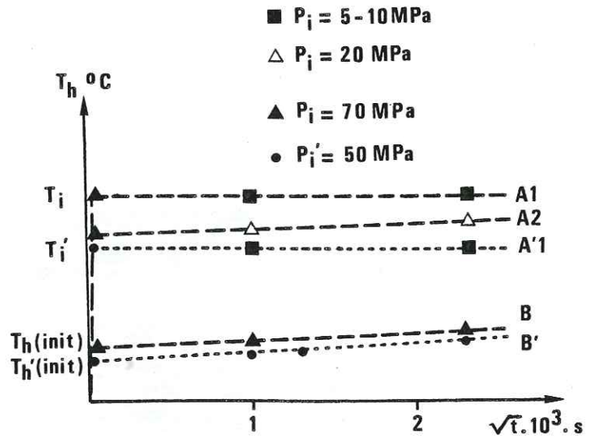


Figure 73 - Evolution de la température d'homogénéisation (Th) du fluide dans les inclusions avec la durée du chauffage (t^2), exemple du quartz synthétique ; A_1, A'_1, A_2 = inclusions fracturées, avec rééquilibrage complet pour A_1 et A'_1 (Th = constante, pression interne = Ph = 5-10 MPa ; ou avec rééquilibrage partiel pour A_2, avec une croissance de Th et une assez faible pression interne (Pi = 20 MPa) ; B-B' = inclusions sans fracture apparente avec toujours une croissance de Th avec la durée du chauffage, mais pour une pression interne importante (50 à 70 MPa).

La mesure de ces valeurs de Th pour des inclusions partiellement rééquilibrées pose cependant un problème technique. Ces inclusions sont généralement voisines d'inclusions complètement rééquilibrées et le fait de faire varier la température autour de valeurs proches de Ti entraîne souvent la vidange complète des inclusions les plus fragiles. Pour cette raison, nous avons souvent hésité à re-mesurer précisément des valeurs de Th juste un peu inférieures à Ti. Nous avons généralement intégré les mesures sur ces inclusions à celles des inclusions complètement rééquilibrées (cas de certains essais de la Fig. 93).

ii) Augmentation du volume des inclusions

Pour expliquer les augmentations assez rapides de la température d'homogénéisation, on pourrait aussi invoquer des augmentations rapides du volume de l'inclusion. Celles-ci pourraient être de deux types :

- Une augmentation de volume due à des déformations élastiques du solide autour de la cavité est envisageable (Eadington & Wilkins 1980) mais elle peut être considérée comme négligeable avec le faible éventail de températures des essais.

- Une augmentation de volume due à la dissolution des parois apparaît aussi pour les inclusions dans les cristaux synthétiques (Leroy 1979). Elle est liée à l'augmentation de la solubilité de la silice (ou de la calcite) dans les solutions agressives qui constituent le fluide de remplissage. Cet effet est pratiquement négligeable, si on compare les valeurs de solubilités entre les conditions extrêmes de température et de pression utilisées. Ainsi, entre des conditions de 250°C-50 MPa, et 310°C-85 MPa, la solubilité du quartz dans NaOH (0,5 N) augmente, d'après Laudise (1970), de 18,8 à 21,7 gr/l. Cela correspond à une augmentation de volume de l'inclusion de 0,1 %.

Cependant, une bonne façon de s'affranchir complètement de ces problèmes d'augmentation rapide du volume des inclusions est d'effectuer toutes les mesures de changements de longueurs de ces inclusions à la même température (Ti), ce qui a été fait systématiquement. Il reste que l'épaississement des parois, qui traduit leur dissolution, constitue un facteur d'imprécision dont nous avons déjà parlé.

Pour les cristaux naturels, ce processus de dissolution n'apparaît pas clairement, mais les ordres de grandeur de la solubilité des minéraux dans l'eau sont bien inférieurs à ceux dans les solutions des synthèses hydrothermales. Nous verrons d'ailleurs que l'on n'observe pas non plus de changement de forme de ces inclusions naturelles même après des temps très longs de chauffage (plusieurs mois).

b) Changements lents de densité

Lorsque les inclusions ne sont apparemment pas fracturées lors de la montée en température (et donc en pression interne), on constate néanmoins une légère diminution de la densité du fluide avec la durée du chauffage. L'augmentation de la température d'homogénéisation qui traduit ce processus a été mesurée dans quelques cas (B et B', Fig. 73). La croissance de Th reste très faible de l'ordre de quelques degrés mais elle semble très continue. Ceci pourrait être dû soit à une fuite très lente du fluide (par diffusion dans le réseau du minéral), soit à une déformation plastique continue de la cavité. Le fait que l'évolution de Th semble dépendre de manière linéaire de $\sqrt{t}$ (t = temps de chauffage) tendrait plutôt à accréditer la première explication. Mais nos mesures ne sont pas assez précises pour pouvoir conclure de manière définitive. Pêcher & Boullier (1984) qui ont constaté le même processus avec des essais à plus haute température et pression, ont plutôt obtenu une relation linéaire entre Th et log t, mais ils pensent aussi à une fuite du fluide hors de la cavité.

Ce qu'il faut souligner, c'est que cette faible décroissance de densité qui s'accompagne d'une faible décroissance de pression interne peut être bien contrôlée et les valeurs de pression interne peuvent être connues à tout instant du chauffage en extrapolant entre les points de mesure de Th.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

III.3.B/ Changements de forme des inclusions dans le quartz synthétique

Les résultats concernant les inclusions de forme initiale régulière seront d'abord présentés en détail, puis nous consacrerons un paragraphe à l'étude des changements de forme des inclusions initialement irrégulières.

Le changement de forme d'inclusions de forme initiale assimilable à un cylindre terminé par deux calottes sphériques a été estimé par la mesure de leurs changements de longueur et de largeur.

La vitesse du changement de longueur a été définie comme suit :

$$\dot{L} = \Delta L/\Delta t = (L_i - L_j) \; / \; (t_j - t_i)$$

avec L_i = longueur de l'inclusion au temps t_i, L_j = longueur de l'inclusion au temps t_j, avec $t_j > t_i$, et au début des essais $L_i = L_o$, $t_i = 0$.

La largeur des inclusions a également été mesurée : w_i, w_j.

D'une manière générale, on observe que les inclusions initialement allongées diminuent de longueur au cours du chauffage, (Fig. 74a, $\dot{L}$ est positif). Dans certains cas cependant, pour des inclusions initialement très trapues, on observe une légère augmentation de longueur parce que les inclusions tendent vers une forme de cristal négatif (Fig. 74b, L est alors négatif).

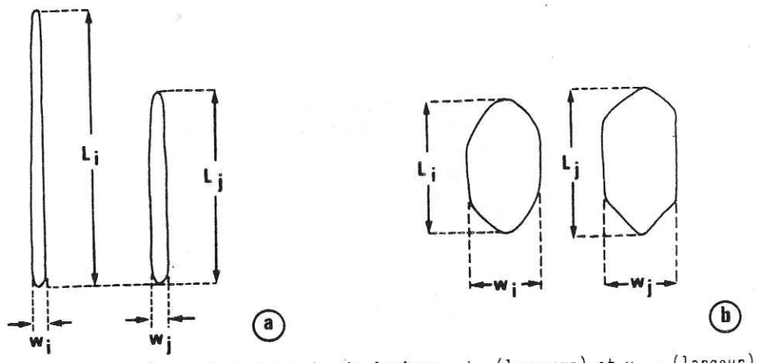


Figure 74 - Définition des paramètres de mesures des inclusions : L_i (longueur) et w_i = (largeur) au temps t_i, L_j (longueur) et w_j (largeur) au temps t_j, ($t_j > t_i$). Comportements différents des inclusions selon leur géométrie initiale et les conditions du changement de forme : (a) : essai avec Ti = 298°C, Pi = 63 MPa, t = 80 j; (b) : Ti = 265°C, Pi = 5 MPa, t = 146 j ; quartz synthétique avec Na OH (0,5 N) dans les inclusions.

Le but de ce travail étant de tester l'influence des différents paramètres sur la vitesse de changement de forme des inclusions (caractérisée par la vitesse de leur changement de longueur), les effets de chacun d'eux seront présentés successivement.

a) Effet de la géométrie des inclusions

Une analyse détaillée de cet effet peut être faite en comparant les vitesses de raccourcissement de 111 inclusions chauffées à 282°C et mesurées à trois temps de chauffage. La différence entre les trois séries de mesures tient à la différence de pression interne dans ces inclusions (voir § III.3.B.f), puisque la pression décroît légèrement avec la durée du chauffage : 1ère série, Th = 248°C, Pi = 50 MPa ; 2ème série Th = 250°C, Pi = 47 MPa ; 3ème série Th = 252°C, Pi = 44 MPa.

Pour chaque série, les inclusions ont d'abord été séparées en diverses classes de longueur et de largeur. Pour chaque classe d'une dimension, l'influence de l'autre dimension a été observée.

Ainsi les Fig. 75, 76, 77 montrent l'évolution des valeurs de $\Delta L/\Delta t$ en fonction des valeurs de L (L = longueur moyenne = $(L_i+L_j)/2$), ceci pour différentes classes de largeur (w = largeur moyenne = $(w_i+w_j)/2$). On observe dans tous les cas que les relations $\Delta L/\Delta t = f(L)$ sont des relations simples que l'on peut assimiler à des relations linéaires avec $\Delta L/\Delta t$ qui augmente lorsque L augmente.

La dispersion des valeurs de $\Delta L/\Delta t$ est cependant assez importante. Elle est en tout cas supérieure à l'imprécision due aux mesures des longueurs. Elle pourraît être, en partie, due à l'étendue des classes de largeur (qui ne peuvent être réduites sans que le nombre d'inclusions ne devienne trop faible dans chaque classe). Mais il est aussi possible que d'autres facteurs interviennent comme une certaine hétérogénéité du cristal (par exemple des répartitions différentes des défauts autour des inclusions) ou bien une légère dispersion dans l'orientation de ces inclusions par rapport à l'axe "c" du quartz, (voir cet effet § III.B.c).

Les Fig. 78, 79, 80 montrent l'évolution des valeurs de $\Delta L/\Delta t$ en fonction de w(w=$(w_i + w_j)/2$) pour différentes classes de longueur L (L=$(L_i+L_j)/2$). Les relations $\Delta L/\Delta t = f(w)$ ne sont clairement pas des relations linéaires. Par contre si on reporte les valeurs de $\Delta L/\Delta t$ en fonction du terme $1/w^2$, on retrouve des relations linéaires (Fig. 81, 82, 83) et l'on observe une augmentation de $\Delta L/\Delta t$ lorsque $1/w^2$ augmente.

On peut donc définir pour chaque série de mesures une relation linéaire entre $\Delta L/\Delta t$ et un facteur L/w^2. Pour chacune des séries, on vérifie aisément cette relation en reportant l'ensemble des inclusions sur un diagramme $\Delta L/\Delta t = f(L/w^2)$ (Fig. 92 f, g, h). La signification de ce terme sera discutée plus loin (§ III.4.B).

Ce qui est aussi intéressant c'est que l'on peut ainsi utiliser toutes les inclusions de forme cylindrique d'un même essai, quel que soit leur rapport L/w^2 initial, pour trouver une pente moyenne de la droite $\Delta L/\Delta t = f(L/w^2)$ qui est caractéristique de tous les paramètres autres que géométriques. C'est très utile lorsqu'on ne mesure que peu d'inclusions par essai. En effet, seuls les essais à température et pression interne modérées permettent d'observer et de mesurer un grand nombre d'inclusions. A plus basse température et pression interne, les valeurs de $\Delta L/\Delta t$ sont réduites et l'imprécision augmente. A plus haute température et pression, certaines de ces inclusions décrépitent et ne peuvent plus être utilisées. Dans les présentations des résultats des autres essais (Fig. 92), nous donnerons donc uniquement le diagramme $\Delta L/\Delta t = f(L/w^2)$, sachant que toutes les inclusions ont été utilisées, pourvu bien sûr, que leurs dimensions aient été comprises entre les valeurs extrêmes de l'essai test, c'est-à-dire : $3,6 < w < 26\,\mu m$ et $24 < L < 260\,\mu m$.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

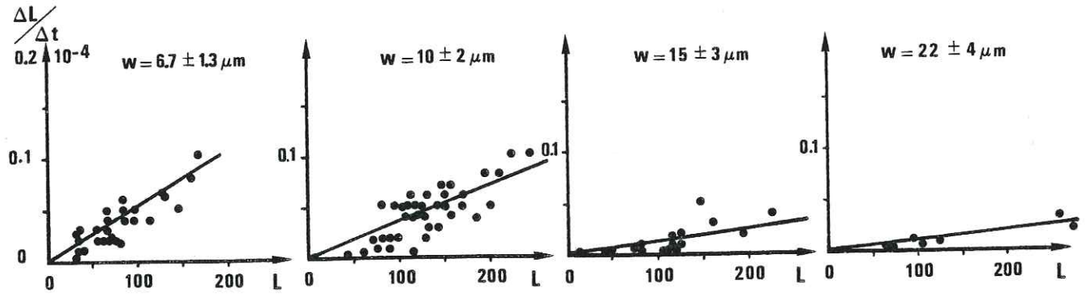


Fig. 75

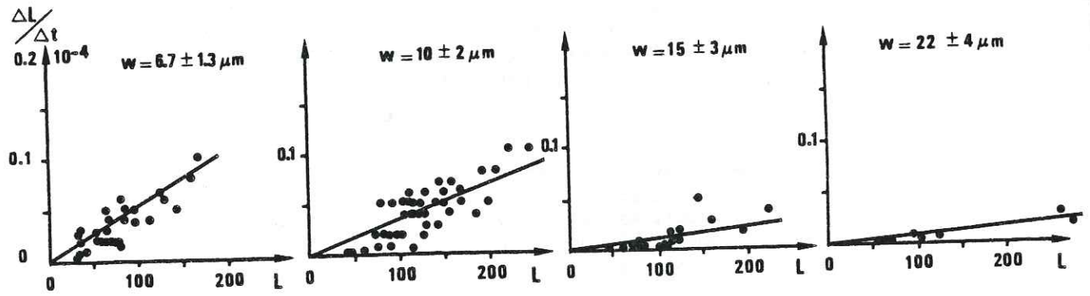


Fig. 76

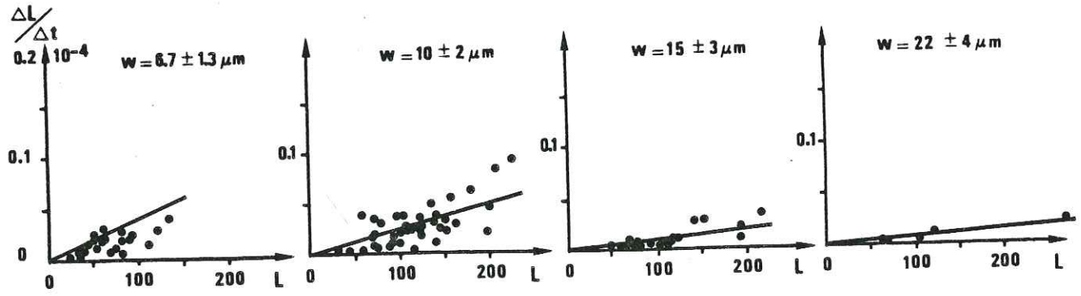


Fig. 77

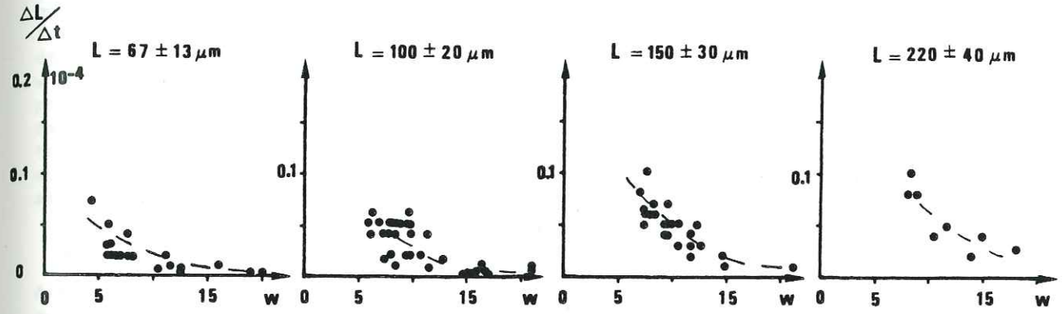


Fig. 78

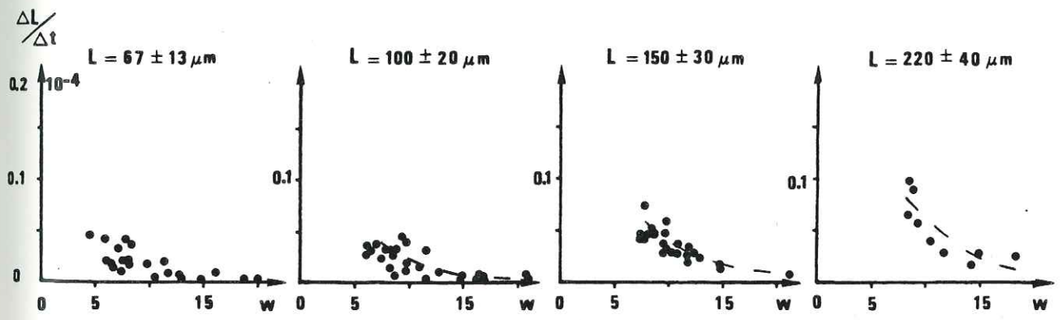


Fig. 79

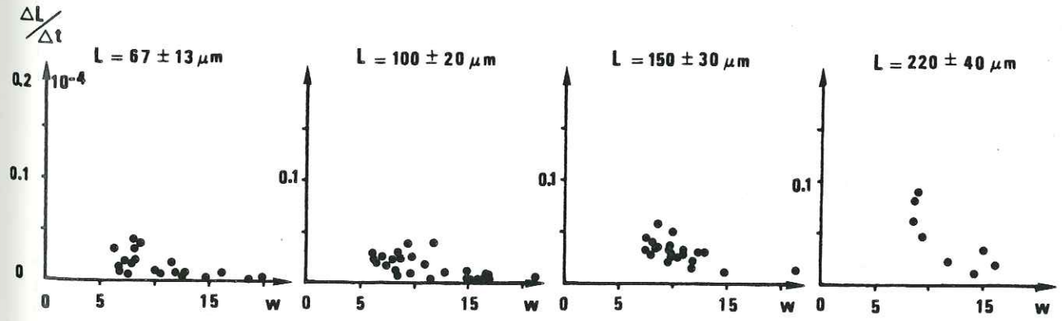


Fig. 80

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

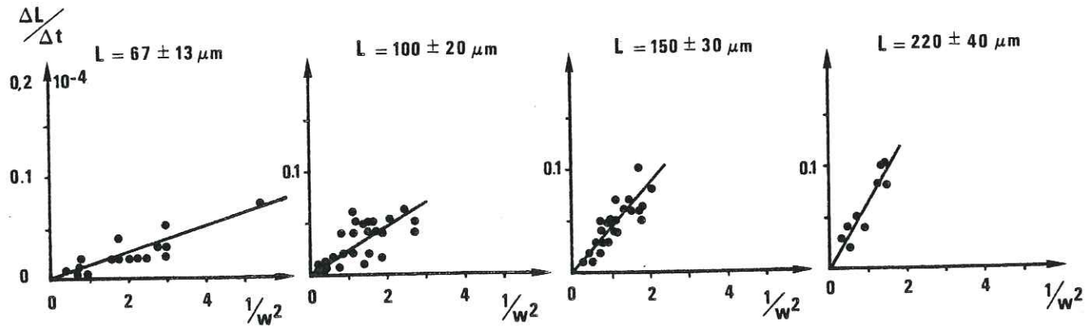


Fig. 81

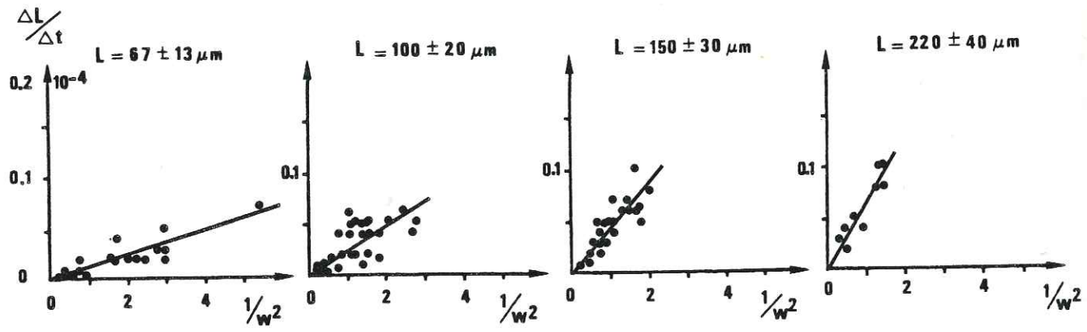


Fig. 82

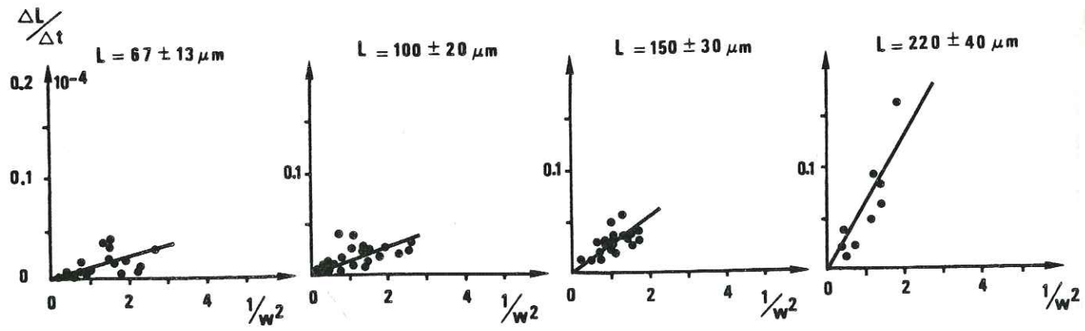


Fig. 83

Figures 75 à 83 - Relations entre vitesses de raccourcissement des inclusions $\Delta L/\Delta t$, et divers paramètres géométriques : L pour Fig. 75; 76; 77, w pour Fig. 78, 79, 80; $1/w^2$ pour Fig. 81, 82, 83. Inclusions dans le quartz synthétique avec NaOH (0,5 N). Conditions des essais :
Fig. 75, 78, 81 : Th = 248°C Ti = 282°C Pi = 50 MPa t = 12 j
Fig. 76, 79, 82 : Th = 250°C Ti = 282°C Pi = 47 MPa t = 30 j
Fig. 77, 80, 83 : Th = 252°C Ti = 282°C Pi = 44 MPa t = 62 j

En fait, un autre effet de la géométrie des inclusions apparaît sur le diagramme de la Fig. 84 ou l'on a reporté le terme $\Delta L . w^2/\Delta t.L$ qui est normalement indépendant de la géométrie des inclusions en fonction du rapport L/w^2. Les mesures sont extraites d'un essai à Ti = Th = 265°C avec Pi = 5 MPa, (dont le diagramme $\Delta L/\Delta t = f(L/w^2)$ est donné dans la Fig. 92). On remarque d'abord que la dispersion des mesures est encore plus grande que dans les essais précédents. Mais c'est parce que les valeur de $\Delta L/\Delta t$ et celles de L et w sont faibles. On remarque aussi que si la moyenne des valeurs de $\Delta L.w^2/\Delta t.L$ est à peu près constante jusqu'à $L/w^2 = 0,3$, au-dessous, ces valeurs chutent brutalement. Ceci exprime le fait d'observation suivant : lorsque des inclusions ont des formes initiales trapues, elles ne se raccourcissent pas au chauffage mais au contraire, elles tendent à acquérir une forme de cristal négatif, ce qui s'accompagne le plus souvent d'un léger allongement de ces inclusions.

Cette forme en cristal négatif apparaît surtout sur des inclusions soumises aux conditions de température et de pression interne les plus faibles (Fig. 84b). Mais elle peut aussi se remarquer, bien que moins nette, sur certaines des inclusions de la série précédente (Fig. 84c). Une autre différence entre le raccourcissement et l'allongement des inclusions, c'est que ce dernier comportement ne se traduit jamais par des valeurs élevées de déformation. Au plus des valeurs d'allongement de 10 % ont été mesurées alors que des valeurs de raccourcissement de 50 % ont été couramment observées (Fig. 74a & b). Il semble donc que la forme en cristal négatif soit une certaine forme d'équilibre des inclusions qui sera discutée dans l'interprétation (§ III.4.A).

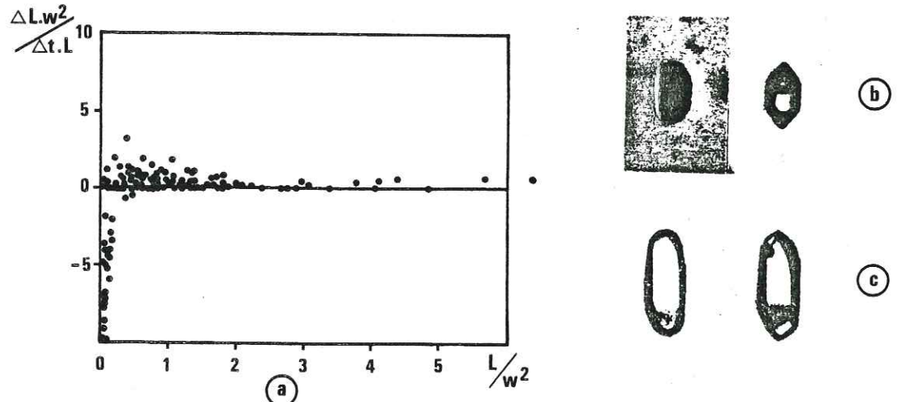


Figure 84 - (a) : Relation $\Delta L.w^2/\Delta t.L = f(L/w^2)$, non linéaire lorsque L/w^2 est inférieur à 0,3 ; (b) : comportement d'une inclusion trapue Th = Ti = 265°C, Pi = 5 MPa, t = 39 j ; (c) : inclusion trapue d'une autre série à T et P plus élevée : Ti = 282°C, Pi = 47 MPa, t = 30 j ; quartz synthétique avec NaOH (0,5 N) dans les inclusions.

b) Effet de la durée du chauffage

Nous observerons cet effet à la fois sur l'essai à 282°C (Fig. 92) et sur un autre essai qui a été effectué à Ti = 298°C avec Th initial = 252°C et une pression interne Pi initiale = 70 MPa, sur un nombre très réduit d'inclusions mais avec des photographies hebdomadaires permettant un contrôle très précis de l'évolution du changement de forme en fonction de la durée du chauffage. Six des photographies de cet essai à Ti = 298°C sont présentées dans la Fig. 85, avec successivement l'état initial puis l'état après 15 j, 30 j, 45 j, 60 j et 80 j de chauffage. Sur le diagramme de la Fig. 86, a été reportée l'évolution des valeurs du changement relatif de longueur ($\Delta L/L$) en fonction de la durée du chauffage (t) de ces différentes inclusions. On observe trois comportements différents :

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

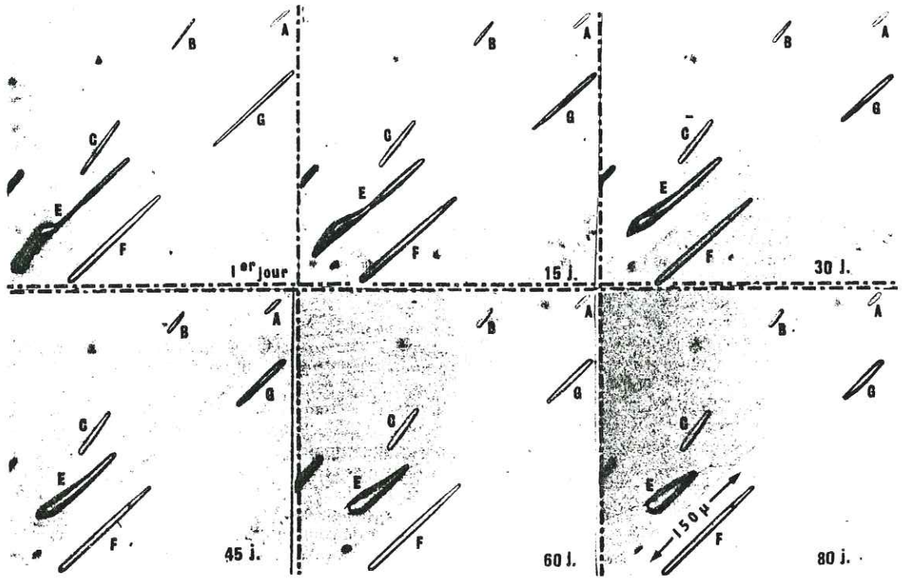


Figure 85 - Photographies successives d'inclusions dans le quartz synthétique chauffées sous microscope à Ti = 298°C, Th initial = 252°C, Pi initiale = 70 MPa. Changement de forme de toutes les inclusions contenant la solution NaOH (0,5N), pas de changement pour l'inclusion F cassée et vidée lors de la montée en température.

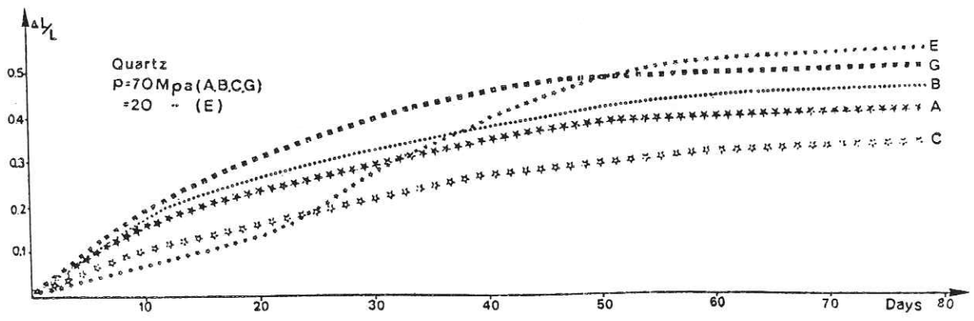


Figure 86 - Evolution du changement de longueur relatif des inclusions de la Fig. 85, en fonction de la durée du chauffage, voir aussi pour le détail des transferts de matière, la Fig. 95. L'évolution de Th de ces inclusions est donnée dans la Fig. 73, courbe A_1 pour inclusion A,B,C,G et courbe A_2 pour inclusion E.

- l'inclusion F ne change pas de forme. Elle s'est en effet vidée de son fluide dès le 1er jour lors de la montée en température et elle sert d'étalon de longueur constante.

- l'inclusion E avait une forme initiale complexe. La courbe $\Delta L/L = f(t)$ a une forme très particulière avec une accélération de la vitesse de changement de longueur vers la 4ème semaine. Ce comportement sera discuté dans un paragraphe spécial sur les inclusions irrégulières (§ III.3.B.g)

- les autres inclusions présentent une évolution caractéristique simple bien représentative du comportement de toutes les inclusions de forme initiale régulière, avec une décroissance de la vitesse de changement de longueur avec le temps.

Cette décroissance a plusieurs explications.

- Une première explication tient à l'évolution de la géométrie des inclusions avec le temps. Si on prend en compte cette évolution géométrique en reportant les mesures sur un diagramme $\Delta L/\Delta t = f\ (L/w^2)$, on note une nette diminution des différences selon le temps de chauffage : Fig. 92c (12j) et d (49j) pour Ti = 298°C ; et Fig. 92f (12j), g (30j) et h (62j) pour Ti = 282°C.

Il subsiste néanmoins de légères différences de pente entre des séries chauffées à la même température mais avec différents temps de chauffage.

- Une deuxième explication tient alors à l'évolution de la pression interne dans les inclusions qui décroît de 70 MPa à 63 MPa pour les deux séries de mesures dans l'essai à 298°C, et de 50 MPa à 47 MPa puis 44 MPa pour les trois séries de mesures dans l'essai à 282°C (la vitesse de transformation décroît avec une baisse de pression, voir § III.3.B.f).

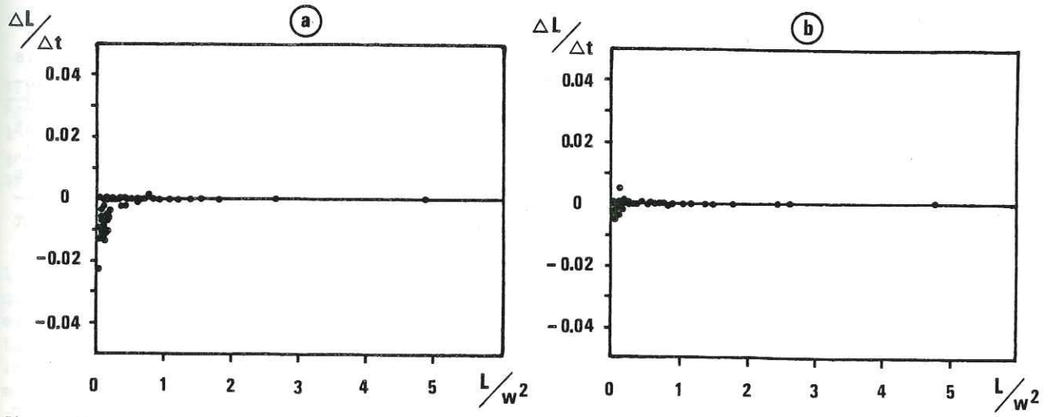


Figure 87 - Evolution de la vitesse d'allongement de certaines inclusions de forme initiale trapue dans le quartz synthétique. Allongement très rapide au début (a, avec t = 39 j) qui ne devient pratiquement plus mesurable après quelques mois de chauffage (b, avec t = 146 j), lorsque les inclusions atteignent une forme d'équilibre (cristal négatif).

- Enfin sur l'exemple de l'essai à 282°C, (Fig. 92f,g,h), on remarque que la diminution de pente de la droite $\Delta L/\Delta t = f\ (L/w^2)$ avec la durée du chauffage est en partie due au comportement particulier de certaines inclusions pour lesquelles le ralentissement de la vitesse de changement de longueur semble plus fort que pour la grande majorité des

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

inclusions. Une troisième explication du ralentissement de la vitesse de changement de forme tient alors au fait que la température d'homogénéisation ne peut pas être toujours mesurée avec précision. Ces inclusions particulières sont le plus souvent presque opaques, et il est possible qu'elles aient présenté des fuites au cours du chauffage qui sont passées inaperçues par suite des difficultés de mesures de Th. Ces fuites entraînent une baisse anormale de pression interne avec le même effet de ralentissement de la vitesse de transformation que ci-dessus.

Un autre essai présente un phénomène intéressant de ralentissement de la vitesse de changement de forme, avec le temps. Il s'agit de l'essai à Ti = 265°C avec Pi = 5 MPa. Le comportement singulier de certaines inclusions initialement très trapues a déjà été signalé, ces inclusions s'allongent légèrement avec le chauffage (cf § II.3.B.a). La vitesse de cet allongement, très rapide au début du chauffage, décroît très vite avec le temps et elle n'est plus observable dans tous les cas après quelques mois de chauffage (Fig. 87). Ceci probablement parce que ces inclusions atteignent rapidement leur forme d'équilibre.

En conclusion sur cet effet de la durée du chauffage sur l'évolution de $\Delta L/\Delta t$, on peut dire que le temps de chauffage n'est pas un paramètre de l'équation du changement de forme. Le ralentissement de la vitesse de changement de longueur s'explique simplement par des effets dûs à l'évolution de la géométrie des inclusions ou à celle de leur pression interne. Dans tous les cas, les valeurs de $\Delta L/\Delta t$, qu'elles soient positives ou négatives, ne deviennent pratiquement plus mesurables (parce que trop faibles), lorsque l'inclusion s'approche de sa forme d'équilibre (voir discussion § III.4.A.).

c) Effet de l'orientation des inclusions dans le cristal

La plupart des inclusions sont allongées parallèlement à l'axe "c" du quartz mais dans un des cristaux synthétiques donnés par la S.I.C.N., on trouve en plus des précédentes, des inclusions allongées avec des angles (α) de 60 ou 90° par rapport à "c" (Fig. 67c). Ces inclusions "obliques" n'ont jamais un allongement initial très important et elles ne peuvent pas être comparées exactement avec les inclusions parallèles à "c". Cependant sur le diagramme $\Delta L/\Delta t = f(L/w^2)$ de la Fig. 88, on note que des inclusions "obliques" ayant une valeur de L/w^2 très faibles montrent des vitesses de raccourcissement très rapides, en tout cas beaucoup plus rapide que la vitesse du raccourcissement d'inclusions avec les mêmes valeurs de L/w^2 mais parallèles à "c" (Fig. 88c,d,e).

d) Effet d'un état de contrainte sur les cristaux

Une série d'essais a été effectuée avec surimposition d'un état de contrainte uniaxial sur les cristaux hôte des inclusions. Les résultats sont donnés dans les Fig. 89 et 90. Les mêmes températures (Ti = Th = 265°C) et pressions internes (Pi = 5 MPa) ont été imposées pour tous les essais. Les différences entre ces essais portent sur la valeur de σ_1 et sur son orientation par rapport à l'axe "c" du quartz. La direction de contrainte maximale σ_1 a été parallèle à "c" avec des valeurs de σ_1 de 55, 44 et 22 MPa ; ou bien σ_1 a été perpendiculaire à "c" avec une valeur de 17 MPa. Enfin un essai témoin a été effectué dans les mêmes conditions (Pi, Ti) que les autres mais sans contrainte.

Une première analyse peut être faite en ne considérant que le changement de forme des inclusions parallèles à l'axe "c" (parce qu'elles sont les plus nombreuses). Les relations $\Delta L/\Delta t = f(L/w^2)$ présentées dans la Fig. 89 ne montrent pas de différence sensible.

plus exactement lorsqu'on classe les valeurs de $\Delta L/\Delta t$ pour une même valeur L/w^2 (par exemple $L/w^2 = 1$), on trouve que ce classement ne correspond pas à une évolution continue des valeurs de σ_1. En plus, les valeurs de $\Delta L/\Delta t$ pour l'essai sans contrainte ne sont pas différentes de celles des essais avec contrainte. Il semble donc qu'avec les valeurs de σ_1 qui ont été imposées, aucun effet de la contrainte n'apparaisse clairement mesurable.

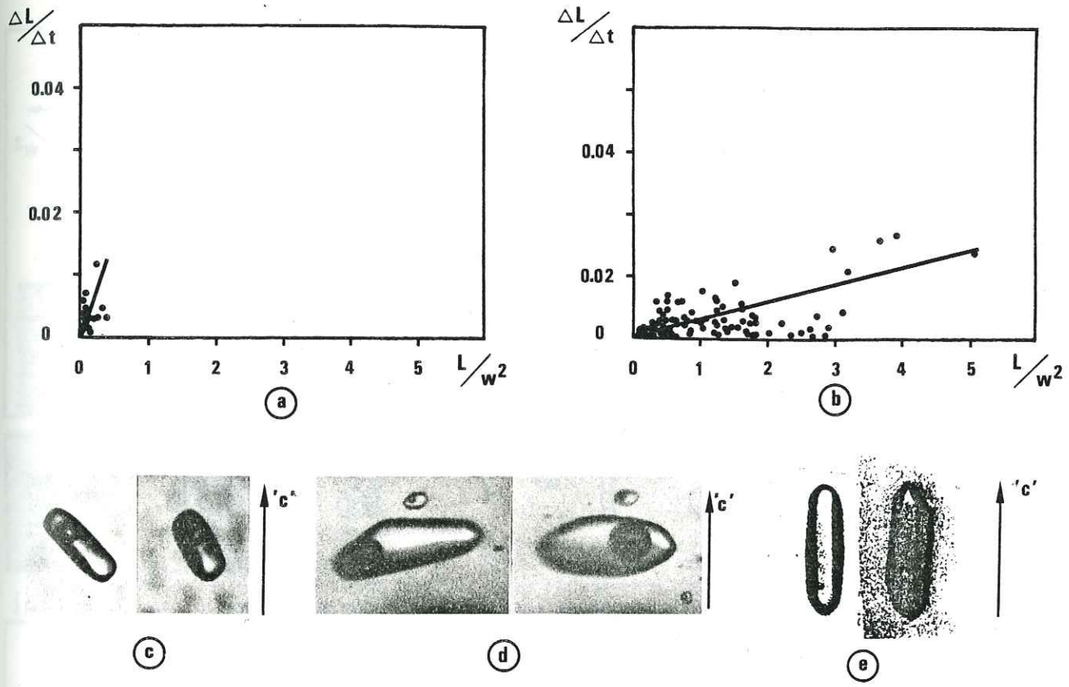


Figure 88 - Comparaison des vitesses de raccourcissement d'inclusions diversement orientées par rapport à l'axe "c" du quartz synthétique. En haut, pour le même essai, relations $\Delta L/\Delta t = f(L/w^2)$ pour des inclusions allongées à 60 ou 90° de "c" (à gauche), et pour des inclusions allongées parallèlement à "c" (à droite). En bas, photographies de ces inclusions avant et après plus d'un mois de chauffage : Th = 265°C, Ti = 245°C, Pi = 5 MPa, t = 39 j, axe "c" du quartz vertical dans les trois cas (c), (d), (e).

Une deuxième analyse peut être faite sur les photographies (Fig. 90). On appelle ß l'angle entre σ_1 et "c" (et α l'angle entre l'allongement des inclusions et "c"). On note que certaines évolutions sont identiques quelles que soient les valeurs de σ_1 et ß. Par exemple les inclusions initialement allongées se raccourcissent, les inclusions initialement trapues tendent vers une forme de cristaux négatifs. En comparant des inclusions de même orientation (même angle α), il n'y a pas d'effet de la contrainte au moins que l'on puisse quantifier.

Par contre, un effet de contrainte semble apparaître dans le détail de l'évolution du changement de forme. On remarque sur la Fig. 90 que pour les inclusions orientées à 60° de l'axe "c" ($\alpha = 60°$), il apparaît pour les essais avec contrainte (Fig. 90c) un creusement (dissolution) et une petite bosse (cristallisation) localisés près de l'extrémité des inclusions, comme si ces inclusions tendaient à devenir courbes. Cette évolution ne s'observe apparemment pas pour les mêmes inclusions dans des cristaux sans contrainte (Fig. 90e). Farra (1983) a discuté de ce comportement singulier qui pourrait être lié à l'hétérogénéité de répartition des contraintes autour de ces inclusions (voir § III.4.A). C'est le seul effet visible de la contrainte et encore faut-il être très prudent parce qu'il ne repose que sur l'observation de quelques inclusions.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

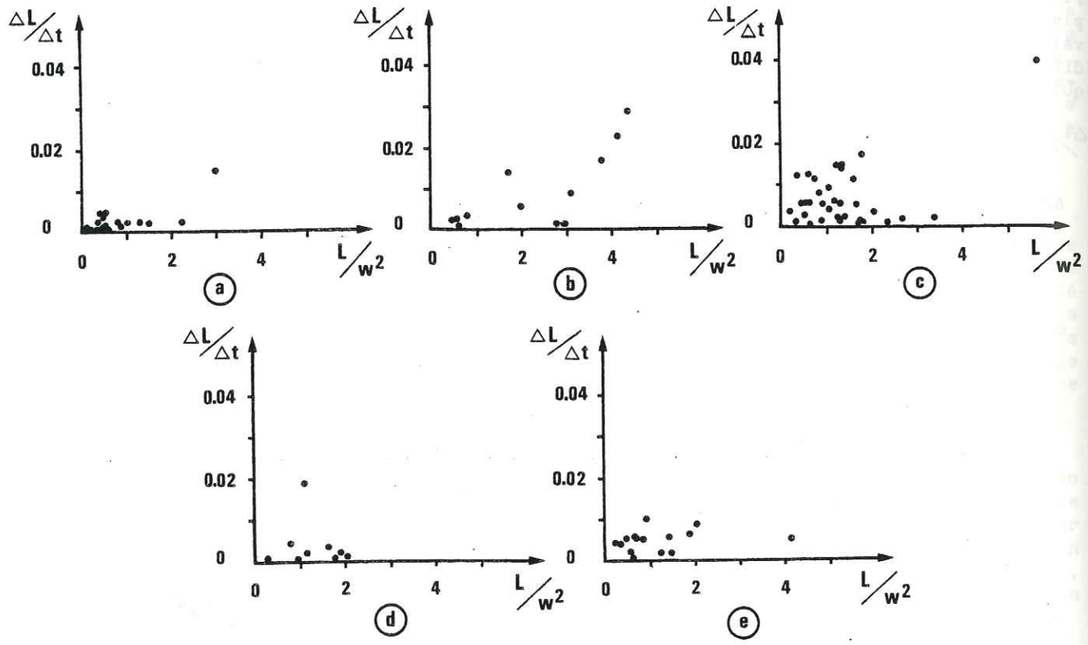


Figure 89 - Comparaison des vitesses de changement de longueur des inclusions parallèles à l'axe "c" du quartz synthétique ($\alpha = 0$) pour différents états de contrainte sur le cristal, avec ß = angle entre σ_1 et "c". (a) : σ_1= 55 MPa, ß = 0 ; (b) : σ_1 = 44 MPa, ß = 0 ; (c) : σ_1 = 22 MPa, ß = 0 ; (d) : σ_1 = 17 MPa, ß = 90°, (e) : essais témoins sans contrainte ; Th_1 = Ti = 265°C, Pi = 5 MPa, t = 39 j.

e) Cas particulier des inclusions chauffées dans des cristaux sous pression de confinement

Pêcher & Boullier (1984) ont étudié en détail, l'évolution de la densité des fluides des inclusions dans le cas où les cristaux sont soumis à une pression de confinement extérieure (Pc), avec toujours une pression interne (Pi) et une température Ti. Ces auteurs n'ont pas cherché à mesurer systématiquement les changements de forme mais ils l'ont fait simplement dans un cas pour les conditions suivantes : Pc = 200 MPa, Ti = 448°C, Th_2 = 246,6°C, Pi = 282 MPa. Leurs mesures sont rapportées sur un diagramme $\Delta L/\Delta t = f(L/w^2)$, Fig.91. Nous les avons utilisées pour trouver une valeur de l'énergie d'activation des processus de transformation des inclusions (voir § suivant).

f) Effet de la température et de la pression interne

L'importance de ces deux paramètres nous a conduit à faire une série d'essais avec des couples pression interne-température différents. Un tableau (Fig. 93) résume les conditions de ces différents essais. Les résultats sont donnés dans la Fig. 92 avec une relation linéaire $\Delta L/\Delta t = f(L/w^2)$. La pente de cette droite est, nous l'avons vu, indépendante de la géométrie des inclusions, elle est seulement caractéristique ici des conditions de pression-température. Lorsque le nombre d'inclusions était suffisant, nous avons calculé une droite de moindre carré. Sinon, nous avons simplement déterminé la valeur

$\Delta L/\Delta t$ pour $L/w^2 = 1$. Dans toutes les discussions, nous utiliserons pour chacun des essais, cette valeur particulière de $\Delta L/\Delta t$. Toutes ces valeurs $\Delta L/\Delta t$ (pour $L/w^2 = 1$) ont été ensuite reportées sur un diagramme log $(\Delta L/\Delta t) = f(10^3/T)$ dit diagramme d'Arrhénius, qui permet de bien visualiser l'effet de la température et aussi celui de la pression (Fig. 105).

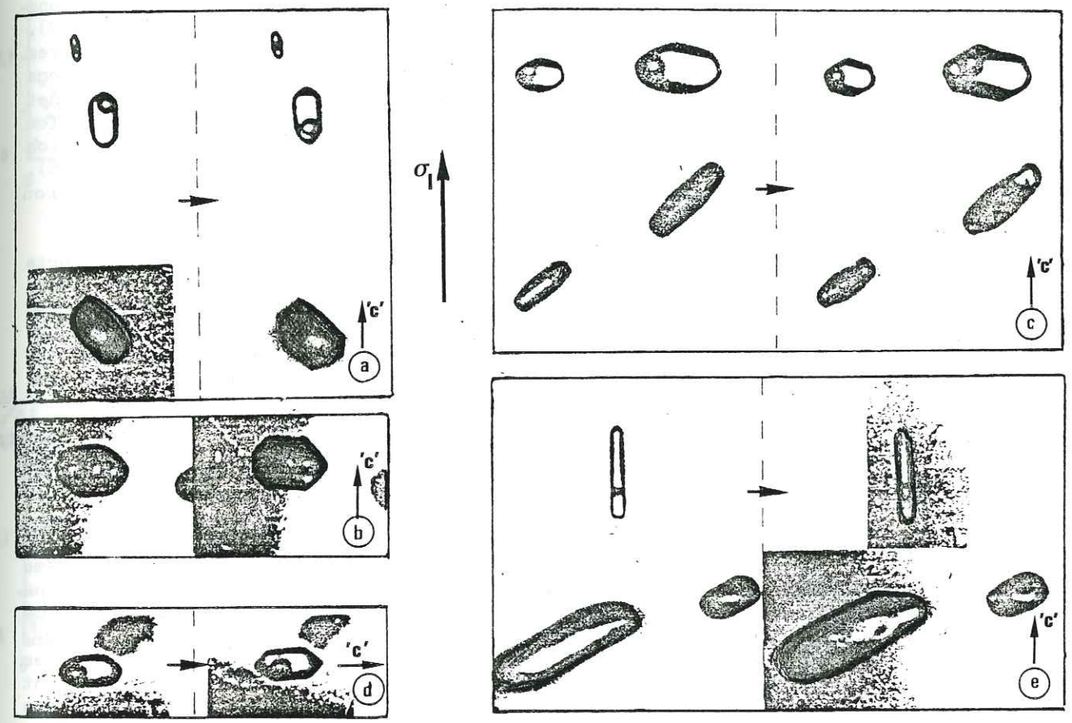


Figure 90 - Changements de forme d'inclusions diversement orientées par rapport à l'axe "c" du quartz synthétique et situées dans des cristaux soumis à des états de contrainte différents, avec ß angle entre σ_1 et "c". (a) : σ_1 = 55 MPa, ß = 0 ; (b) : σ_1 = 44 MPa, ß = 0 ; (c) : σ_1 = 22 MPa, ß = 0 ; (d) : σ_1 = 17 MPa, ß = 90° (e) : σ_1 = 0.

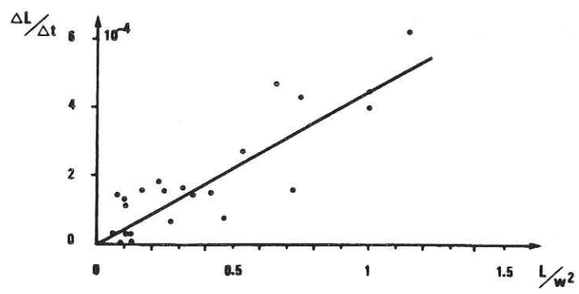


Figure 91 - Mesures du changement de longueur d'inclusions dans du quartz synthétique, chauffé à Ti = 448°C, avec une pression interne de 282 MPa mais une pression de confinement de 200 MPa, donc une surpression effective de 82 MPa dans les inclusions, d'après les mesures de Pêcher & Boullier (résultats non publiés).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

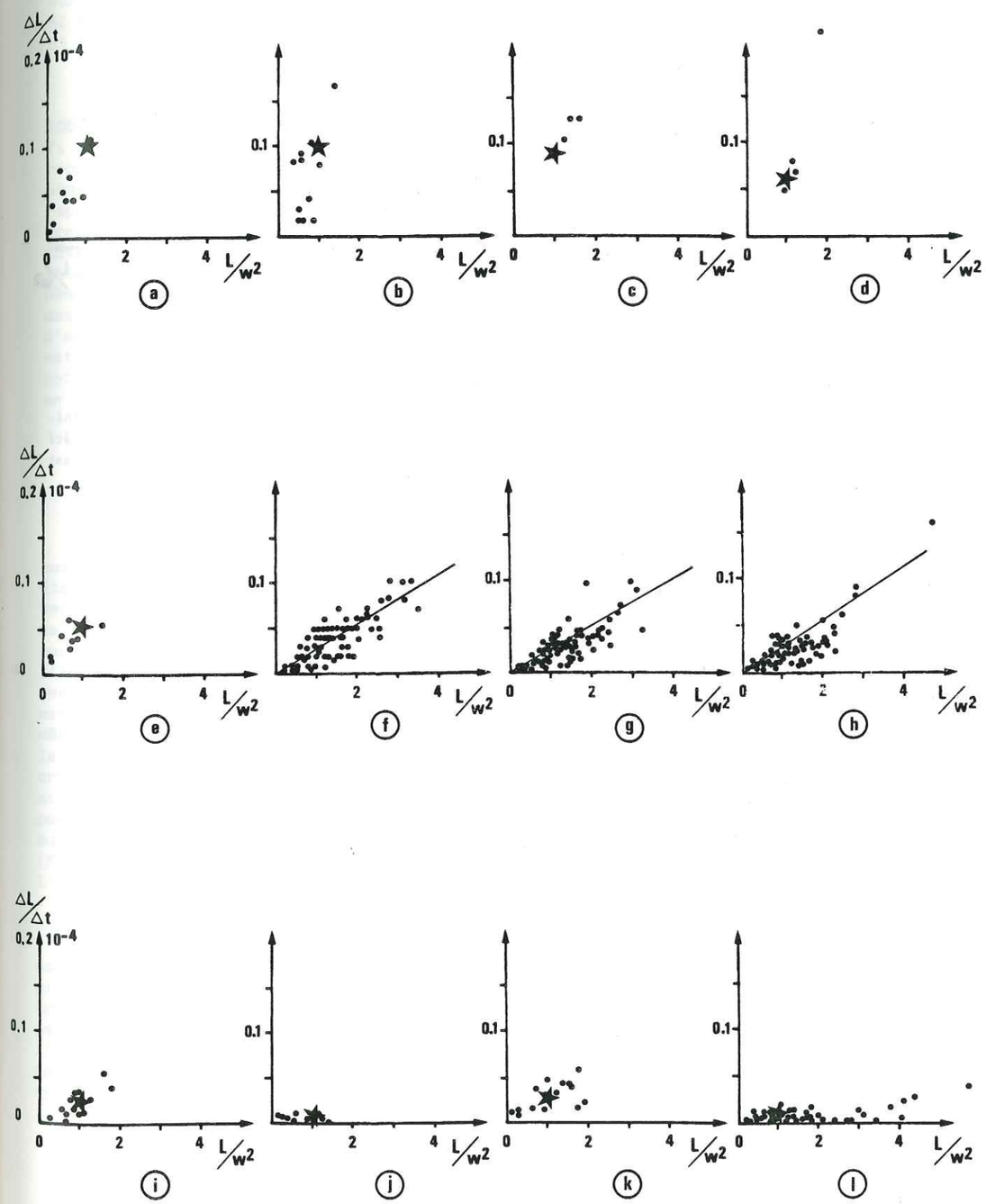
En fait pour une série d'essais sur des inclusions ayant la même température d'homogénéisation initiale, les valeurs de Ti et Pi sont normalement liées et l'effet de ces deux paramètres ne peut être distingué. Cette distinction est cependant possible avec certaines conditions particulières d'essais (trois possibilités ont été explorées).

- Nous avons utilisé deux cristaux de quartz synthétique contenant des inclusions dont la température d'homogénéisation n'était pas exactement la même (Th = 265-241°C). Comme nous avons chauffé ces cristaux dans trois essais différents à des températures relativement proches (265, 270, 268°C), ceci a introduit dans les cavités des pressions internes différentes (respectivement 5, 13 et 40 MPa). On met ainsi en évidence un net accroissement des valeurs de $\Delta L/\Delta t$ lorsqu'à température à peu près constante, la pression interne augmente. Cela s'observe en comparant les Fig. 92j,k,l. Cet effet de la pression interne apparaît également sur la Fig. 105 (points marqués 5, 13 et 40 pour $10^3/T = 1{,}85$), et sur la Fig. 106 ou l'on a reporté une relation log $\dot{L}'$ = f (Pi) (voir discussion § III.4.C.b)

- Une autre possibilité de tester l'effet de la seule température nous a été offerte en utilisant des mesures de changement de longueur effectuées par Pêcher & Boullier (1984) à haute température 448°C mais avec une pression de confinement autour des cristaux de 200 MPa ce qui empêche la pression interne dans les inclusions (282 MPa) de faire éclater les inclusions (Fig. 91). La différence entre pression interne et pression de confinement (82 MPa) est analogue à celle de certains de nos essais (80-85 MPa, Fig. 105). On peut donc ainsi connaître l'effet de la température seule pour une pression interne constante.

- Enfin, toujours pour tester l'effet de la seule température, nous avons déjà discuté (§ III.2.B.d) du procédé qui consiste à chauffer des inclusions à une température Ti égale à la température d'homogénéisation du fluide (Th). Pour que la gamme de température Ti soit assez large, on doit, dans certains essais, fracturer au préalable certaines inclusions de manière à ce que la densité de leurs fluides s'équilibre avec les conditions de fracture puis de chauffage permanent. On peut voir sur la Fig. 68b que pour une même température de chauffage (Ti), les valeurs de pression interne (Ph') dans les inclusions fracturées rééquilibrées (Ti = Th') sont le plus souvent faibles par rapport aux valeurs de pression interne (Pi) dans les inclusions non fracturées. On note cependant sur la même figure (et sur la Fig. 69) que lorsque ces inclusions sont chauffées à Ti = Th, avec des valeurs Ph de pression interne, ces valeur de Ph augmentent un peu avec l'accroissement des valeurs de Th. Avec les températures extrêmes utilisées (Ti = Th de 250 à 400°C), les valeurs de Ph peuvent varier de 5 à 25 MPa. Parce qu'il est intéressant de disposer d'une série d'essais effectués à pression constante (pour tester l'effet de la seule température), on doit corriger légèrement les valeurs de $\Delta L/\Delta t$ obtenues sur des inclusions fracturées chauffées aux plus hautes températures. Nous avons utilisé pour cela les résultats des trois essais précédemment cités, effectués à Ti = 268°C. Au vu de ces résultats, on peut en effet considérer en première approximation que la relation log $(\Delta L/\Delta t)$ = f(Pi) est linéaire à cette température. Par exemple lorsque l'on passe d'une pression de 5 à 40 MPa, la valeur de log $(\Delta L/\Delta t)$ passe de 6,7 à 5,6. En postulant que le même effet de la pression s'observe à toute température, on peut corriger (en les diminuant), ces valeurs log $(\Delta L/\Delta t)$ pour les températures de 400, 350 et 300°C, respectivement de -0,65, -0,45, -0,25, ce qui correspond finalement à de petites corrections. On obtient ainsi les valeurs marquées par des carrés sur la Fig. 105 qui correspondent à des pressions internes corrigées égales à 5 MPa. Cette valeur de 5 MPa a été choisie comme référence parce qu'elle correspond à la pression interne dans les deux autres essais à Ti = Th (250 et 265°C, représenté par des carrés pointés sur la Fig. 105).

La valeur de l'énergie d'activation (qui exprime l'effet de la température) peut alors être facilement déduite du diagramme de la Fig. 105. On a en effet la relation : $\dot{L} = \dot{L}_o e^{-E/RT}$, avec $\dot{L} = \Delta L/\Delta t$, E = énergie d'activation, R = constante (= 8,315), T = température. E est la pente de la droite : log $(\Delta L/\Delta t) = f(10^3/T)$.



tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

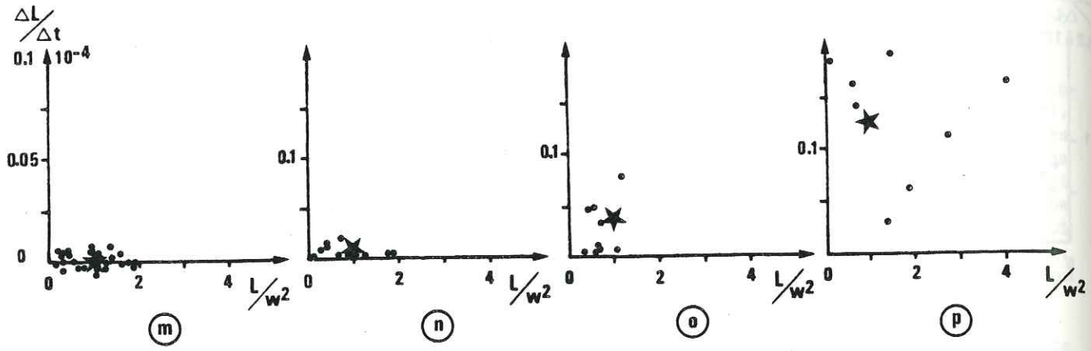


Figure 92 - Résultats des différents essais de changement de forme des inclusions fluides dans le quartz synthétique (avec NaOH 0,5N), relation $\Delta L/\Delta t = f(L/w^2)$. L'étoile correspond à la valeur $\Delta L/\Delta t$ pour $L/w^2 = 1$ qui a été reporté sur les Fig. 105 et 106. Lorsqu'il y avait beaucoup d'inclusions, cette valeur a été estimée en traçant la droite de moindre carré.

T_h	T_i	P_i	t	N° de fig.	σ_1	α L/"c"	β L/σ_1
°C	°C	MPa	jours		MPa	degrés	degrés
249	310	85	39	92a	0	0	0
246	303	80	6	92b	0	0	0
252	298	70	12	92c	0	0	0
255	298	63	49	92d	0	0	0
246	293	60	42	92e	0	0	0
248	282	50	12	92f	0	0	0
250	282	47	30	92g	0	0	0
252	282	44	62	92h	0	0	0
243	276	45	35	92i	0	0	0
265	270	13	54	92j	0	0	0
241	268	40	26	92k	0	0	0
265	265	5	↑	↑	0	0	0
265	265	5			0	60/90	0
265	265	5			44	0	0
265	265	5			44	60/90	0
265	265	5	39/146	92l	55	0	0
265	265	5			17	0	90
265	265	5			22	0	0
265	265	5			22	60/90	0
250	250	5	39	92m	0	0	0
cassé	300	faible	41	92n	0	0	0
cassé	350	faible	26	92o	0	0	0
cassé	400	faible	16	92p	0	0	0

Figure 93 - Tableau des conditions des essais lors des principales séries de mesures du changement de forme des inclusions dans le quartz synthétique.

En utilisant les valeurs $\Delta L/\Delta t$ pour des pressions constantes de Pi = 5 MPa (carrés sur Fig. 105) on trouve une valeur de E = 70 ± 20 kJ/mole/°K. Pour une même pression de 82 MPa (avec les mesures de Pêcher & Boullier), on trouve une valeur de E de 85 kJ/mole/°K. Nous discuterons de ces valeurs au § III.4.C.a.

L'effet de la pression interne apparaît déjà nettement sur le diagramme de la Fig. 105, où l'on note qu'à température égale, les inclusions non fracturées chauffées à Ti > Th donc avec une pression interne souvent importante (marquée à l'intérieur de ronds), présentent toujours des valeurs de $\Delta L/\Delta t$ supérieures aux inclusions chauffées à la même température mais avec Ti = Th et donc Pi = Ph (avec de faibles valeurs de Ph par rapport à Pi), marquée par des carrés. On peut présenter plus clairement l'effet de cette pression interne en reportant sur un autre diagramme (Fig. 106) les valeurs de pression interne (log Pi) en fonction des différences entre les valeurs log $(\Delta L/\Delta t)$ avec pressions internes variées (ronds sur Fig. 105) et les valeurs log $(\Delta L/\Delta t)_T$ correspondantes à la même température mais avec une pression interne faible et constante de 5 MPa. Le report des valeurs log $\dot{L}'$ = log $(\Delta L/\Delta t)$-log $(\Delta L/\Delta t)_T$ en fonction des valeurs log Pi, permet d'estimer la valeur de l'exposant n dans la relation $\dot{L}' = f(Pi)^n$. L'ensemble des valeurs est compatible avec une valeur de n = 1. Mais, si on considère seulement les valeurs obtenues aux plus hautes pressions, Pi > 70 MPa, une valeur n = 2 est aussi possible. Nous en discuterons au § III.4.C.b).

g) Comportement des inclusions de forme irrégulière

Le premier exemple est celui de l'évolution de l'inclusion E de la Fig. 86. Les zones de dissolution (en noir) et de cristallisation (hachurées) sont individualisées pour 5 étapes de la transformation sur la Fig. 95, chaque étape représentant deux ou trois semaines de chauffage. On note que le premier mois, le plus grand part de la dissolution, se produit dans la zone ou le solide a une forme convexe très prononcée et la plus grande part de la cristallisation s'effectue sur l'extrémité la plus proche et la plus large de l'inclusion. La courbe de la vitesse de changement de forme au cours de cette période ne ressemble pas aux courbes des inclusions de forme régulière (E, Fig. 86), cette vitesse est beaucoup plus lente que les autres. Puis à partir du 25ème jour, on note sur cette même Fig. 86 une accélération de la vitesse de changement de forme et cela correspond sur la Fig. 95 (3ème étape) à un changement de la répartition des zones de dissolution et de cristallisation. La dissolution se répartit tout le long de l'inclusion qui à ce moment, atteint une forme proche de celle des inclusions régulières. La cristallisation est elle, partagée pour moitié entre les deux extrémités de l'inclusion. Puis l'évolution se poursuit ensuite comme pour des inclusions régulières, avec ralentissement de la vitesse (Fig.86) et plutôt localisation des cristallisations à l'extrémité la plus pointue de l'inclusion (4ème et 5ème étape, Fig. 95).

Sur cette même Fig. 95, ont été réportées les zones de dissolution et de cristallisation pour trois autres inclusions voisines de la précédente (B,C,G), et considérées elles, comme des inclusions de forme régulière. On notera que si l'inclusion B présente un transfert de matière symétrique, ce n'est pas le cas de l'inclusion G dans laquelle toute la cristallisation ne se produit que d'un seul côté (le côté apparemment le plus pointu de l'inclusion). L'inclusion C montre un type de répartition intermédiaire. Dans tous les cas, la dissolution est par contre toujours bien répartie tout le long de la surface cylindrique des inclusions.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

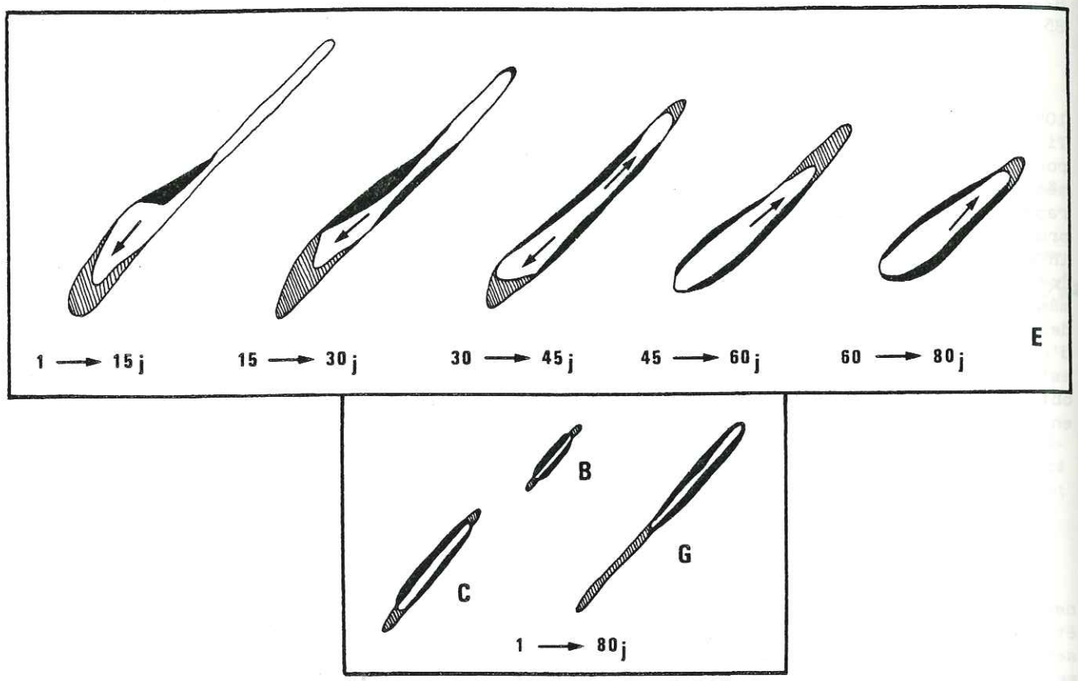


Figure 95 - Situation des zones de dissolution (en noir) et de cristallisation (hachures) pour quelques inclusions dans le quartz synthétique. En haut, inclusion E de la Fig. 85 ; en bas, inclusions B, C, G de la même figure, voir l'évolution de la vitesse de changement de longueur de ces inclusions dans la Fig. 86.

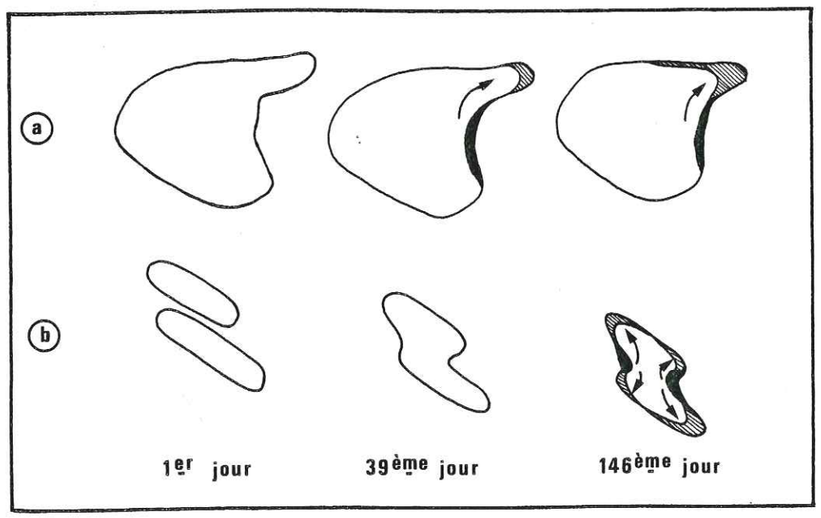


Figure 96 - Evolution de la forme d'inclusions initialement irrégulières dans du quartz synthétique. Situation des zones de dissolution (noir) et cristallisation (hachures), pour certaines étapes de la transformation. En haut dissolution sur une zone convexe et cristallisation sur la zone concave ayant le plus petit rayon de courbure. En bas, réunion de deux inclusions très voisines puis même évolution que l'inclusion du haut (transfert des zones convexes aux zones concaves).

D'autres exemples d'évolution d'inclusions de forme irrégulière sont donnés dans la Fig. 96. Ils sont issus de l'essai à Ti = Th = 265°C avec Pi = 5 MPa (sans contraintes sur le cristal). Sur la Fig. 96a, on note comme sur les inclusions précédentes le transfert entre une zone à courbure convexe et la zone à courbure concave ayant le plus petit rayon de courbure. Sur la Fig. 96b, on observe un phénomène de coalescence de deux inclusions qui dans un premier temps se regroupent pour n'en faire qu'une. Puis cette grosse inclusion, de forme irrégulière, se transforme avec les mêmes règles que précédemment (transfert depuis les zones convexes vers les zones concaves).

Ces exemples soulignent la grande influence de la forme des inclusions sur la vitesse de leur changement de longueur. Une part de la dispersion des valeurs de $\Delta L/\Delta t$ mesurées sur des inclusions supposées régulières peut aussi provenir de légères différences de forme entre ces inclusions.

Il faut préciser pour terminer qu'un certain nombre d'inclusions très large ($w > 20\mu m$), souvent de forme prismatique à terminaisons planes (au lieu d'être hémisphériques comme toutes les inclusions mesurées qualifiées de "régulières") ne semblent pas respecter les relations définies pour les inclusions régulières. Le très petit nombre d'inclusions de ce type n'a pas permis d'approfondir ce problème qui pourrait être lié à deux effets :

- Le fait que ces inclusions aient des angles vifs peut changer les vitesses de transformation puisque nous verrons dans la discussion qui suit que ce sont les différences de courbure autour de l'inclusion qui sont les forces motrices du transfert.

- Nous avons déjà signalé que les inclusions étaient souvent situées sur des dislocations. Il est possible que la répartition de celles-ci soit différente pour des inclusions en forme de cigares fins et pour des inclusions plus larges.

III.3.C/ Changement de forme des inclusions dans la calcite synthétique

Il est assez difficile de se procurer des cristaux de calcite synthétique qui soient suffisamment gros et qui contiennent des inclusions de forme initiale allongée et régulière. Un seul des cristaux donné par F. Lefaucheux a pu être utilisé pour l'étude du changement de forme d'inclusions cylindriques en forme de cigare. (Un autre échantillon a simplement permis une étude du rééquilibrage de la densité du fluide, voir Fig. 71c ou l'on note qu'avec 50 MPa de pression interne, toutes les inclusions sont rééquilibrées).

Un raccourcissement significatif n'a pu être observé que sur six inclusions initialement assez régulières (Fig. 97), et ce, en observant l'ensemble du cristal, lors d'un chauffage à Ti = 217°C, alors que Th (début) = 212°C et donc Pi (début) = 8 MPa. La durée totale de l'essai a été de 125 j. Des photographies successives toutes les quinzaines, ont permis de tracer les courbes d'évolution du changement de longueur $\Delta L/L$, en fonction de la durée de chauffage (t), Fig. 97b. Ces mesures du changement de longueur ont été reportées sur un diagramme $\Delta L/\Delta t = f(L/w^2)$, comme pour les inclusions dans le quartz synthétique. Nous avons considéré seulement trois durées de chauffage : 13j, 59j et 125j en observant une légère croissance de la température d'homogénisation, Th passe de 212°C à 213 puis 214°C. Cela se traduit par une chute de pression interne de Pi = 8 MPa à 6,5 MPa puis 5 MPa.

On note sur la Fig. 97b le ralentissement de la vitesse de changement de longueur au cours du chauffage qui s'explique à la fois par l'évolution de la géométrie et de la pression interne (voir § III.4.B.b).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

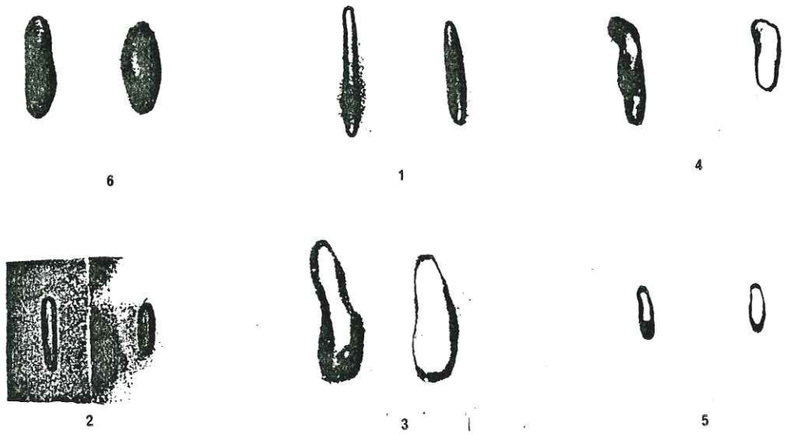


Figure 97 - Changement de forme des inclusions fluides dans de la calcite synthétique, Th = 212°C, Ti = 217°C, Pi = 7 MPa, fluide = NH_4Cl 5 % + $LiCl_2$ 7 % ; (a) photographies au temps t = 0 et t = 125 j ; (b) : évolution du changement de longueur relatif des inclusions ci-dessus, en fonction de la durée du chauffage.

Sur les diagrammes de la Fig. 98, on vérifie que dans l'ensemble la relation linéaire entre $\Delta L/\Delta t$ et L/w^2 est possible. On remarque simplement qu'au début du chauffage l'inclusion (4) a eu un comportement très anormal qui s'explique par la présence d'une excroissance convexe dans cette cavité (Fig. 97). Cette irrégularité ayant très vite été effacée, l'inclusion est revenu à un comportement normal pour les plus longues périodes de chauffage. La diminution de la vitesse moyenne de changement de longueur (pente de la droite $\Delta L/\Delta t = f(L/w^2)$ avec la diminution de la pression interne dans les inclusions, est analogue à ce qui a été observé pour le quartz synthétique. La faible différence de pression 8 à 5 MPa ne permet pas d'estimer précisément la valeur de n dans la relation $L = f(Pi)^n$. Mais une valeur de n proche de 1 est possible avec ces données.

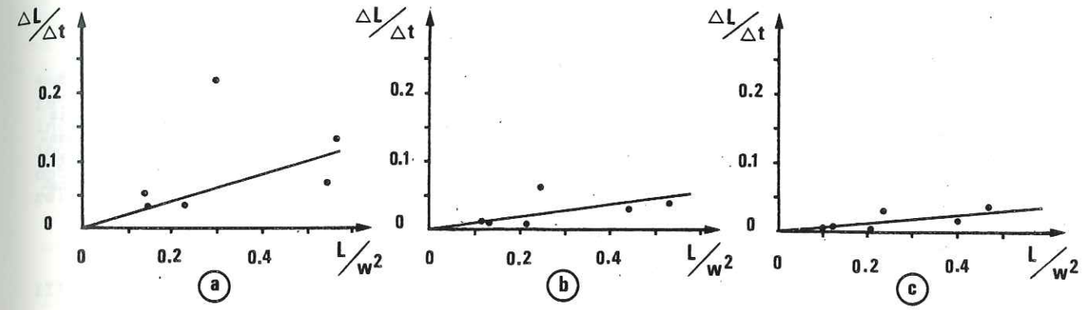


Figure 98 - Relations entre $\Delta L/\Delta t$ et L/w^2 lors du chauffage d'un cristal de calcite synthétique (fluide = H_2O + NH_4Cl (5%) + $LiCL_2$ (7%) ; (a) : Ti = 217°C, Th = 212°C, Pi = 8 MPa, t = 13 j ; (b) : Ti = 217°C, Th = 213°C, Pi = 6,5 MPa, t = 59 j ; (c) : Ti = 217°C, Th = 214°C, Pi = 5 MPa, t = 125 j.

Des inclusions de formes initiales irrégulières ont aussi été observées dans le même essai. On note un comportement parfois analogue à celui du quartz (Fig. 99b) avec dissolution dans les parties convexes et cristallisation dans les parties concaves. Par contre, l'inclusion du haut (Fig. 99a) se scinde en deux inclusions. Ceci se produit probablement lorsqu'il y a un rétrécissement important dans l'inclusion initiale. C'est ce que les auteurs anglo-saxons appellent le "necking-down" (Eadington & Wilkins 1980).

Figure 99 - Evolution de la forme d'inclusions initialement irrégulières au cours du chauffage de cristaux de calcite synthétique (même condition que pour les inclusions de la Fig. 97).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

	T_h moyen	T_i	P_i	t
calcite synthétique	212°C	217°C	8 MPa	13 j
	213°C	217°C	6.5 MPa	59 j
	214°C	217°C	5 MPa	125 j
calcite naturelle	196°C	206°C	17 MPa	47 j
quartz naturel	135°C	180°C	80 MPa	140 j

Figure 100 - Tableau des conditions des essais lors des principales séries de mesures du changement de forme des inclusions dans la calcite synthétique et naturelle, et dans le quartz naturel.

III.3.D/ Observations des inclusions dans les cristaux naturels

Une première difficulté de l'étude des cristaux naturels est de trouver des inclusions de forme régulière. Deux essais ont pu être faits avec ce type d'inclusions, l'un avec des inclusions dans de la calcite naturelle (Th = 196°C, Ti = 206°C, Pi = 17 MPa), l'autre avec des inclusions dans du quartz naturel (Th = 135°C, Ti = 180°C, Pi = 80 MPa). Malgré des temps de chauffage très longs (spécialement pour le quartz) aucun changement de forme n'est apparu pour ces inclusions (Fig. 101). Des observations ont aussi été faites sur des inclusions de forme irrégulière, initialement très anguleuses. Aucun changement n'apparaît qui soit significatif (Fig. 101a).

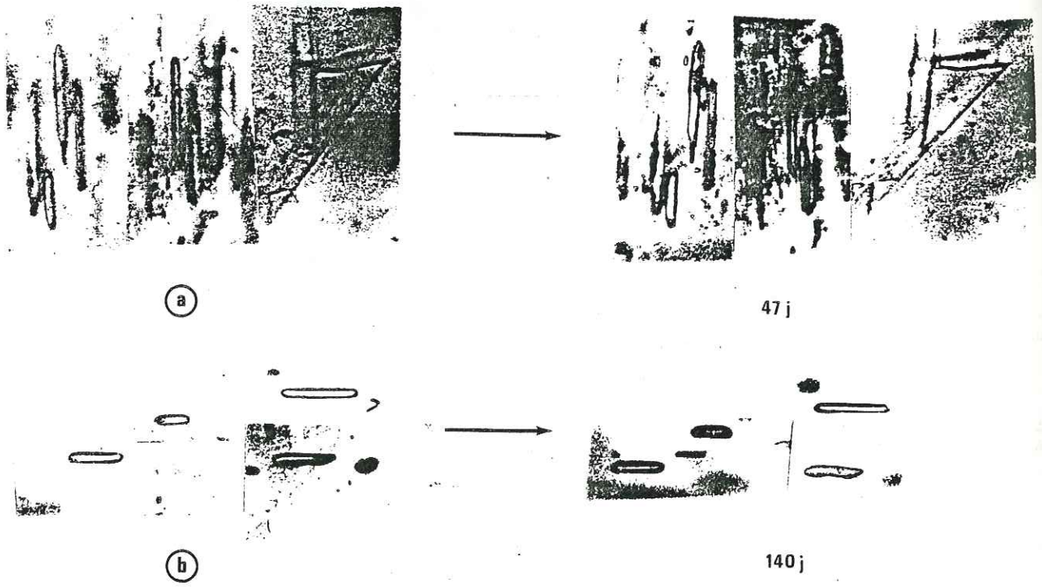


Figure 101 - Aucun changement de forme n'est observé, après chauffage prolongé d'inclusions, dans des cristaux naturels de calcite ou de quartz ; (a) : Th = 196°C, Ti = 206°C, Pi = 17 MPa, t = 47 j, calcite, H_2O+1% NaCL (b) : Th = 135°C, Ti = 180°C, Pi = 80 MPa, t = 140 j, quartz, H_2O+1% NaCl.

IV.4/ DISCUSSION DE L'ETUDE DES TRANSFORMATIONS DES INCLUSIONS FLUIDES

Un certain nombre de problèmes seront discutés concernant successivement les forces motrices du transfert, le processus limitant la vitesse du changement de forme, puis l'effet de la température et de la pression interne. Ceci tout particulièrement pour les inclusions dans le quartz synthétique qui ont été le mieux étudiées. Le fait que les inclusions naturelles n'aient pas changé de forme, sera ensuite discuté. Les conditions optimales qui pourraient permettre l'observation de transferts dans ces inclusions naturelles seront enfin estimées.

III.4.A/ Forces motrices des transferts de matière et formes d'équilibre des inclusions fluides

Herring (1953) a discuté, d'un point de vue théorique, des formes d'équilibre des cavités dans un solide cristallin. Le problème n'est d'ailleurs pas différent de celui des formes d'équilibre du cristal lui-même. Ces formes d'équilibres dépendent de la variation d'énergie de surface du solide avec l'orientation de ses surfaces. A une température donnée, la forme d'équilibre est celle qui correspond à l'énergie totale la plus faible. Pour mieux visualiser les relations entre variations d'énergie de surface et forme d'équilibre, on peut reporter sur un même diagramme l'évolution autour d'un axe de symétrie de révolution, d'une part de l'énergie de surface (en coordonnées polaires) et d'autre part, de la forme d'équilibre d'une cavité (ou d'un cristal). Dans l'exemple de la Fig. 102a, la courbe des valeurs de l'énergie de surface, montre une succession de points bas (énergie de surface minimale) auxquels correspondent les faces d'équilibre de la cavité (ou du cristal). A une température donnée, la forme d'équilibre d'une telle cavité est donc constituée par une succession de faces planes (dont l'énergie de surface est minimale), séparées par des angles (ou des coins) plus ou moins faiblement arrondis, selon la forme détaillée de la courbe des valeurs de l'énergie de surface. Les formes d'équilibre des cavités sont donc ainsi, normalement, des formes de cristaux négatifs des minéraux-hôtes.

Nelson et al (1964) ont discuté de l'effet d'une pression interne dans ces cavités. Selon ces auteurs, une augmentation de pression interne (due généralement à une augmentation de température en système clos) qui se traduit par un accroissement de l'énergie élastique emmagasinée dans le solide autour de l'inclusion, devrait faire apparaître un état instable et, pour qu'un nouvel équilibre soit atteint, il faudrait que la cavité accroîsse son énergie de surface. Ceci pourrait se faire de deux manières :

- D'abord par un développement des faces ayant une plus grande énergie de surface, ce qui devrait se traduire par un arrondissement des angles (ou des coins) de la cavité.

- Ensuite, lorsque la cavité a éventuellement atteint une forme sphérique, elle ne pourrait plus alors qu'augmenter de volume.

Si, à l'inverse, une cavité est déjà en équilibre sous pression interne, une chute de la valeur de cette pression devrait tendre à faire apparaître les faces avec le minimum d'énergie donc une forme très anguleuse (et éventuellement si la pression interne devenait "négative" (par augmentation par exemple de la pression de confinement sur le cristal), l'inclusion devrait alors diminuer de volume.

Dans les cas qui nous intéressent, les formes initiales des inclusions sont très variées et peu d'entre elles, ont pu atteindre leur forme d'équilibre au cours de la croissance hydrothermale (qui dure de l'ordre de 1 ou 2 semaines). Par contre, lorsqu'on

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

maintient un chauffage permanent sur de plus longues durées, on observe que toutes les inclusions tendent vers une forme semblable, très trapue, avec un rapport L/w très bas de l'ordre de 2,5 à 3. On peut alors reconnaître des formes de cristaux négatifs et il semble même que les angles entre les faces soient plus anguleux avec une faible pression interne (Pi = 5 MPa, Fig. 84b, 90) et qu'ils soient plus arrondis avec de fortes valeurs de Pi (Pi = 50-70 MPa, Fig. 84c, 85). Cette différence correspondrait bien à l'effet théorique de la pression interne tel qu'il a été formulé par Nelson et al (1964). Mais le fait que les angles soient plus ou moins anguleux n'est pas vraiment mesurable, et il est possible que cette évolution n'apparaisse, selon les valeurs de pression interne, que lorsque les inclusions ont (ou atteignent) une forme proche de l'équilibre.

Par contre, une transformation quantitativement beaucoup plus importante et qui apparaît quelle que soit la pression interne dans les inclusions est celle qui fait passer ces inclusions d'une forme cylindrique allongée à une forme plus trapue. Elle se traduit, à volume constant, par une diminution de la surface de la cavité (donc une diminution de l'énergie de surface, puisque nous avons déjà vu que l'on pouvait considérer le volume des cavités comme constant). Cette transformation est d'ailleurs indépendante de l'orientation initiale des inclusions (parallèles ou perpendiculaires à l'axe "c", Fig. 88). On observe toujours le même comportement avec des transferts de matière qui s'effectuent toujours pour les inclusions cylindriques de forme régulière, depuis les zones à grand rayon de courbure vers les zones à petit rayon de courbure. Pour les inclusions irrégulières, le transfert s'effectue depuis les zones convexes vers les zones concaves (Fig. 95-96). Pour mieux comprendre l'évolution de la forme des inclusions, il faut donc faire intervenir un autre effet dû à la variation de courbure de l'interface solide/fluide autour de ces inclusions.

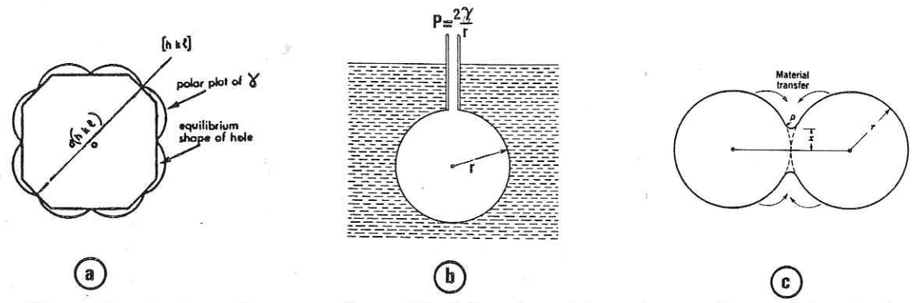


Figure 102 - L'énergie de surface comme force d'équilibre des cristaux et comme force motrice des transferts de matière : (a) : distribution des valeurs d'énergie de surface (en coordonnées polaires) et des faces d'équilibre d'un cristal (d'après Herring 1953) ; (b) : pression nécessaire au maintien d'une bulle de gaz dans un liquide ; (c) : transfert de matière sous l'effet d'une différence de courbure des surfaces de grain dans la processus de frittage (d'après Kingery et al 1976), r = rayon de grain, ρ = rayon de courbure au contact entre les deux grains.

Dans le cas de surface courbe, on peut en effet, considérer que l'énergie de surface provoque une différence de pression de part et d'autre de l'interface entre les deux phases. Un exemple est donné par Kingery et al (1976). C'est celui d'une bulle de gaz dans un liquide. Le travail nécessaire à l'expansion de cette bulle est $\Delta P\ dV$. Ce travail doit être égal à l'accroissement de l'énergie de surface de cette bulle $\gamma\ dS$ avec V et S volume et surface de la bulle et γ = énergie de surface/unité de surface

$$\Delta P\ dV = \gamma\ dS$$

Pour une bulle sphérique, la pression nécessaire au maintien de la bulle est :

$$\Delta P = 2\ \gamma\ /\ r$$

Dans le cas général d'une surface non sphérique, la courbure de la surface s'exprime par les valeurs de courbures principales C_1 et C_2 telle que $C_1 = 1/r_1$ et $C_2 = 1/r_2$. On a alors :

$$\Delta P = \gamma(C_1 + C_2) = \gamma((1/r_1) + (1/r_2))$$

Si on raisonne maintenant pour une surface dont les courbures varient d'un point à l'autre (par exemple de $C_1\ C_2$ à $C'_1\ C'_2$), il doit apparaître une différence de potentiel entre ces deux points, (Kingery et al 1976) :

$$\Delta\mu = \Delta P\ V_s = \gamma\ V((C_1 + C_2) - (C'_1 + C'_2))$$

Dans l'exemple de la Fig. 102b, la pression du côté du liquide est supérieure à celle du côté du gaz pour une courbure que l'on peut qualifier de concave. On peut considérer que le liquide subit une traction normale à sa surface. C'est bien sûr l'inverse dans le cas d'une courbure convexe (cas d'une goutte de liquide dans un gaz). Le liquide reçoit alors plutôt une compression normale à sa surface. Si on choisit un potentiel chimique référence ($\mu = 0$) relatif à une surface plane (courbure nulle), une courbure convexe sera associée à un potentiel chimique positif (la courbure sera positive), une courbure concave sera elle associée à un potentiel chimique négatif (la courbure sera négative).

Une autre approche pour expliquer cette différence de potentiel liée à la courbure consiste à dire qu'il est plus "économique" (du point de vue du rapport entre le travail effectué $\Delta P\ dV$ et la variation de surface $\gamma\ dS$), de prendre une quantité de matière donnée (dV) sur une surface convexe que sur une surface plate. C'est aussi plus économique de prendre la même quantité sur une surface plate que sur une surface concave.

On peut adopter ce raisonnement pour les inclusions fluides (avec dans ce cas une interface solide/liquide au lieu de liquide/gaz). On observe effectivement que la dissolution se produit toujours de préférence sur les parties convexes (voir l'inclusion E dans la Fig. 95), et que si les inclusions sont régulières (concaves), cette dissolution se produit dans la partie médiane des inclusions allongées. On vérifie aisément que la différence de potentiel chimique entre la partie médiane et l'extrémité d'inclusions cylindriques terminées par deux dômes hémisphériques est bien positive. Les courbures principales sont dans la partie médiane : $C_1 = 0$, $C_2 = -2/w$, à l'extrémité : $C_1 = C_2 = -2/w$. L'approximation $C_1 = 0$ n'est plus valable pour des inclusions ayant de faibles valeurs L/w. Pour celles-ci la relation $\dot{L} = f(L,w)$ est plus compliquée, voir Farra (1983). Nous ne l'envisagerons pas ici parce que ce type d'inclusion n'a pas montré de changement de forme assez rapide, qui ait pu être clairement mesuré.

On a donc la relation simplifiée suivante pour des inclusions assez allongées :

$$\Delta\mu = \Delta W_s = 2\ \gamma\ V_s/w$$

Le même type de raisonnement a été utilisé dans l'étude des mécanismes de frittage (voir notamment Coble 1970, Kingery et al 1976). Ces auteurs admettent qu'au sein d'un agrégat, des transferts de matière s'effectuent entre les zones à courbure positive (surface des grains) et les zones à courbure négative (zone de contact entre les grains), Fig. 102c. La force motrice du transfert est dans ce cas proportionnelle à $\gamma\ V_s/\rho$ (Kingery et al 1976), ce qui est l'exacte analogie de la relation ci-dessus.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Les différences de courbure le long des surfaces des inclusions apparaissent donc bien comme la force motrice des transferts de matière et du rééquilibrage de la forme des inclusions. Nous avons vu cependant que le potentiel chimique était aussi influencé par l'état de contrainte dans le solide. Dans le cas qui nous intéresse, la contrainte normale aux surfaces est évidemment constante mais l'énergie élastique (ou plastique) dans le solide (W_e, W_p) comme le volume molaire (V_s) du solide vont varier autour de l'inclusion lorsqu'on applique un état de contrainte sur le solide contenant les inclusions (voir calcul de ces énergies § II.4.A).

Dans tous les cas (pression interne dans les inclusions ou contraintes sur le solide), les valeurs de W_e, W_p et V_s sont maximales aux extrémités de l'inclusion. Il est alors intéressant d'essayer de voir s'il existe des conditions particulières pour lesquelles la différence de potentiel liée aux différences de ces paramètres mécaniques peut être supérieure à la différence de potentiel de sens opposé dûe à la différence de courbure (ΔW_s). Dans ce cas en effet, des cavités ellipsoïdales (en forme de cigare ou en forme de disque) devraient s'allonger, lentement, par dissolution à leurs extrémités. Une application est, bien sûr, de tester la possibilité d'une propagation lente des fissures par dissolution en tête (si on assimile ces fissures à des cavités en forme de disques remplies de fluide sous pression). Farra (1983) a calculé les différences de potentiel chimique entre extrémité et parties médianes dans des cavités (à symétrie axiale), allongée (cigare) ou aplatie (disque), en intégrant l'effet de la courbure et celui de la seule différence d'énergie élastique. Les principaux résultats de ce travail sont donnés dans la Fig. 103, avec différentes conditions de pression interne (P), de contrainte en compression (σ_1) parallèle au grand axe des cavités, et de contrainte en traction (σ_3) parallèle au petit axe des cavités.

Pour les cavités allongées, on constate qu'avec les valeurs de P et σ_1 choisies, il n'y a jamais de possibilité de dissolution en tête des inclusions, puisque la différence $\Delta\mu$ = μ médiane - μ extrémités est toujours positive (Fig. 103a). Par contre, lorsqu'on impose une traction σ_3 perpendiculaire aux inclusions, il apparaît, au-delà d'un certain seuil de σ_3, une différence de potentiel négative donc la possibilité d'une dissolution en tête avec allongement de l'inclusion. (Fig. 103b). Un examen plus détaillé de l'évolution des valeurs de $\Delta\mu$ le long de la surface des inclusions montre que dans ce cas, la zone du maximum de potentiel (dissolution) se situe très près de l'extrémité de l'inclusion mais pas exactement à l'extrémité (Fig. 103c). Bien que les conditions géométriques et de contraintes soient différentes, on rappellera que ce comportement particulier a été observé sur certaines inclusions dans les cristaux sous contrainte de la Fig. 90 a,b,c. Des calculs complémentaires sont nécessaires qui devraient prendre en compte aussi l'obliquité des inclusions par rapport aux contraintes principales et l'anisotropie du comportement des cristaux.

Pour des cavités aplaties (sensées représenter une fissure en forme de disque remplie de fluide), le même comportement est prévu théoriquement (Fig. 103d). A partir d'un certain seul de contrainte en traction (σ_3) parallèle au petit axe de ces cavités, il devrait y avoir dissolution et croissance lente des fissures. Le problème est que ce seuil correspond à peu près au seuil de rupture mécanique des fissures !... Le critère de rupture de Griffith (§ II.3.A) comporte d'ailleurs aussi un terme représentant l'énergie de surface (qui n'est pas exactement celui qui est utilisé dans cette discussion). Il est donc maintenant nécessaire de tester expérimentalement cette possibilité d'une croissance lente des fissures par dissolution en tête avant la rupture mécanique. Il faut souligner que ce processus est différent de celui de la propagation lente des fissures par corrosion en tête (présenté au § II.4.G.b). Mais ces deux processus lents sont importants dans la mesure où, sous un état de contrainte donné, avec stabilité mécanique des fissures, si celles-ci s'allongent lentement par un processus chimique, elles vont atteindre leurs tailles critiques de rupture mécanique et la ruine de l'échantillon va se produire sous un état de contrainte inférieur à celui nécessaire normalement pour la fracturation rapide de cet échantillon.

On peut enfin ajouter que dans cette approche, nous n'avons pas pris en compte la présence (probable) de dislocations autour des cavités (effet de W_p). Il est à peu près évident que celles-ci interviennent aussi sur la localisation des zones de dissolution mais leur rôle reste à étudier plus précisément.

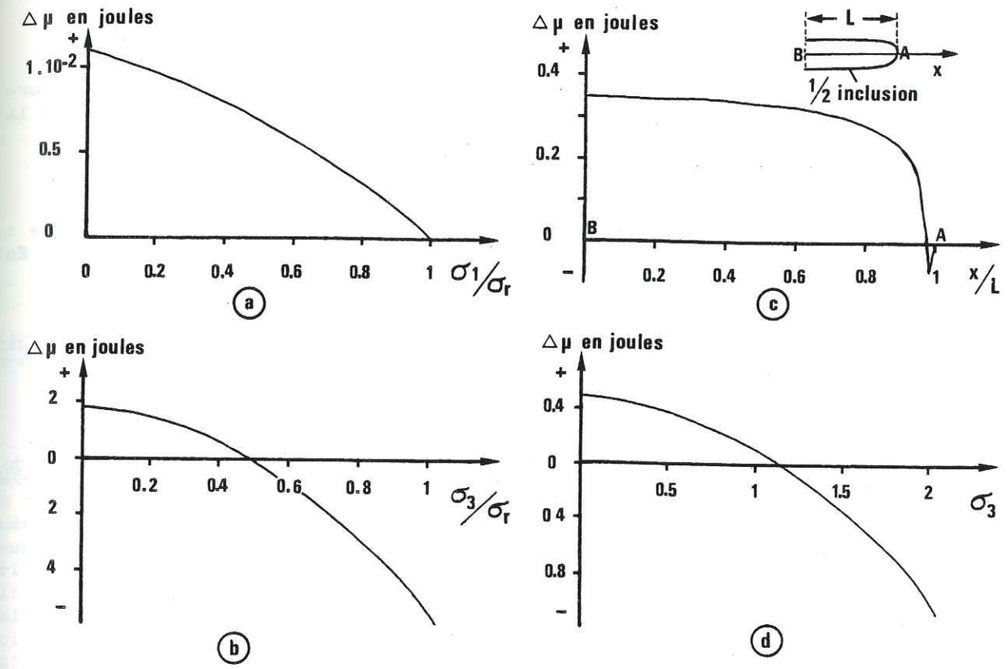


Figure 103 - Calcul du potentiel chimique autour d'une cavité allongée (cigare) avec $\Delta\mu = -\Delta W_e + \Delta W_s$ (voir calcul de ces paramètres dans le texte) ; (a) : valeurs de $\Delta\mu$ en fonction d'une contrainte en compression σ_1 parallèle à l'allongement de la cavité ; (b) : valeurs de $\Delta\mu$ en fonction d'une contrainte en traction (σ_3) perpendiculaire à l'allongement de la cavité ; (c) : distribution du potentiel chimique le long de la surface de la cavité depuis l'extrémité (A) jusqu'à la partie médiane (B). (d) : Calcul des valeurs de $\Delta\mu$ avec une contrainte (σ_3) en traction perpendiculaire au plan de symétrie d'une cavité en forme de disque, (Farra 1983).

III.4.B/ Processus limitant la vitesse du changement de forme

Nous avons déjà vu (Fig. 50) que dans le cas général de transfert de matière par dissolution-cristallisation, la chute de potentiel chimique entre la source de matière et son lieu de dépôt devait être partagée entre trois processus successifs : la dissolution, le transfert et la cristallisation. Pour faciliter l'analyse du problème, on admet généralement que l'un de ces processus doit être beaucoup plus lent que les autres. C'est ce processus le plus lent qui impose la vitesse de changement de forme. Il suffit alors d'établir pour chacun des trois processus (considérés comme indépendants) une relation particulière entre vitesse de transformation et tous les paramètres en jeu, puis de comparer les différentes relations avec la relation expérimentale pour savoir lequel des trois processus limite la vitesse globale du changement de forme.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

On considère comme précédemment les inclusions régulières, de forme cylindrique, terminées par deux calottes hémisphériques. La chute de potentiel entre partie médiane et extrémité des inclusions est la suivante (voir § précédent) :

$$\Delta\mu = 2\ \gamma\ V_s/w$$

a) Si la vitesse de diffusion dans le fluide limite la vitesse du changement de forme ($\Delta L/\Delta t$), celle-ci doit être proportionnelle à $\Delta\mu$ et inversement proportionnelle à la distance du transfert. En première approximation on a :

$$\Delta L/\Delta t \ \propto\ \Delta\mu/L \ \propto\ 2\ \gamma\ V_s/L\ w$$

Plus précisément, l'épaisseur de matière déposée par unité de temps est du type : $\Delta L/\Delta t = J\ V_1\ S/S$, avec S = surface de dépôt, J = flux de matière à travers l'inclusion. En reprenant les termes définis au § II.4.D on a alors :

$$\Delta L/\Delta T = \alpha'\ D\ \bar{c}\ V_s\ \gamma\ /R\ T\ w\ L$$

Cette relation n'est pas la relation expérimentale que nous avons trouvée.

b) Si la vitesse de cristallisation sur les dômes terminaux limite la vitesse du changement de forme ; celle-ci doit être directement proportionnelle à la valeur de $\Delta\mu$:

$$\Delta L/\Delta t \propto \Delta\mu \propto 2\ \gamma\ V_s/w$$

Plus précisément, l'épaisseur de matière déposée par unité de temps ($\Delta L/\Delta t$) est alors : $\Delta L/\Delta t = k'\bar{c}\Delta\mu\ S/S\ R\ T$ ce qui peut aussi s'écrire :

$$\Delta L/\Delta t = 2\ k'\ \bar{c}\ \gamma\ V_s/R\ T\ w$$

Cette relation n'est pas non plus la relation expérimentale que nous avons trouvée.

c) Si la vitesse de dissolution sur les parois cylindriques limite la vitesse du changement de forme, celle-ci doit être alors la suivante : $\Delta L/\Delta t = k'\ \bar{c}\ \Delta\mu\ S'/S\ R\ T$, avec S' = surface de dissolution ($\pi w\ L$) et S = surface de dépôt ($\pi\ w^2$).

$$\Delta L/\Delta t = 2\ k'\ \bar{c}\ \gamma\ V_s\ L/R\ T\ w^2$$

$\Delta L/\Delta t$ est dans ce cas proportionnel à un terme L/w^2. C'est bien la relation que nous avons observée. La vitesse de dissolution est donc ici le processus qui limite la vitesse du changement de forme. Raj (1982) a aussi montré que dans un processus de déformation expérimentale par dissolution-cristallisation de grains de sel dans l'eau, la vitesse de densification était limitée par les processus aux interfaces et non pas par la diffusion. La forme équante des grains utilisés n'avait pas permis à cet auteur de faire la différence entre la vitesse de dissolution ou la vitesse de cristallisation comme processus limitant la vitesse de transformation.

Pour exprimer le changement de forme des inclusions d'une autre manière plus proche de la déformation des grains, on peut écrire la relation précédente comme suit :

$$\Delta L/L\ \Delta t = 4\ k'\ \bar{c}\ \gamma\ V_s/R\ T\ w^2$$

Le terme $\Delta L/L$ est alors analogue à une valeur de déformation et la relation obtenue est tout à fait comparable à celle de Raj (1982) (voir § II.4.E). La seule différence est dans la force motrice du transfert qui, autour de grains minéraux sous contrainte, est : $\Delta\mu \propto \Delta\sigma_n\ V_s$ au lieu de : $\Delta\mu \propto \gamma\ V_s/w$

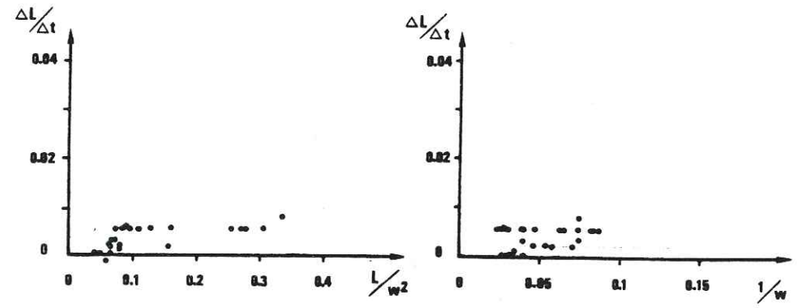


Figure 104 - Relations entre vitesse de changement de longueur ($\Delta L/\Delta t$) et les termes L/w^2 (gauche) et $1/w$ (droite) pour des inclusions perpendiculaires à l'axe "c" des quartz synthétiques.

Il faut enfin souligner que la relation $\Delta L/\Delta t = f\ (L/w^2)$ n'a été établie avec certitude que pour des inclusions allongées parallèles à l'axe "c" du quartz. Or, les vitesses de réactions aux interfaces sont probablement très différentes selon les faces. On ne dispose pas de données sur ces vitesses de dissolution mais les observations de nombreux auteurs : Laudise (1970), Regreny (1973), Barns et al (1976) montrent que les vitesses de cristallisation sont très différentes selon l'orientation de la surface considérée. La vitesse de croissance des faces perpendiculaires à "c" est toujours nettement supérieure à celle des faces parallèles à "c". S'il en est de même pour les vitesses de dissolution, ce qui est probable, il est donc normal que la vitesse de dissolution sur des faces parallèles à "c" soit inférieure à la vitesse de cristallisation sur les faces perpendiculaires à "c".

Dans cette hypothèse, les inclusions qui sont allongées perpendiculairement à l'axe "c" du quartz ne devraient pas présenter le même comportement que les précédentes. Leur changement de forme devrait être limité par la vitesse de cristallisation puisque celle-ci se produit dans ces cas sur des faces parallèles à "c". Malheureusement le petit nombre de ces inclusions ne permet pas d'observer avec certitude si dans ce cas $\Delta L/\Delta t$ est plutôt proportionnel à $1/w$ qu'à L/w^2 (Fig. 104).

III.4.C/ Effet de la température et de la pression interne

a) Effet de la température

On rappellera que l'on a trouvé des valeurs de l'énergie d'activation de 70 à 85 kJ/mole/°K (voir § III.3.B.f). Pour comparaison, on ne connaît pas l'énergie d'activation de la vitesse de dissolution du quartz dans NaOH (0,5 N) mais par contre on connait cette énergie d'activation pour la vitesse de cristallisation, (de l'ordre de 70 à 90 kJ/mole/°K). On trouve donc des valeurs du même ordre de grandeur. En tout état de cause, ces valeurs sont très différentes de celles de l'énergie d'activation d'un processus de diffusion dans une solution aqueuse (qui est plutôt de l'ordre de 10-15 kJ/mole/°K). Cela confirme le fait que le processus limitant la vitesse de changement de forme est bien une vitesse de réaction à l'interface solide/fluide.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

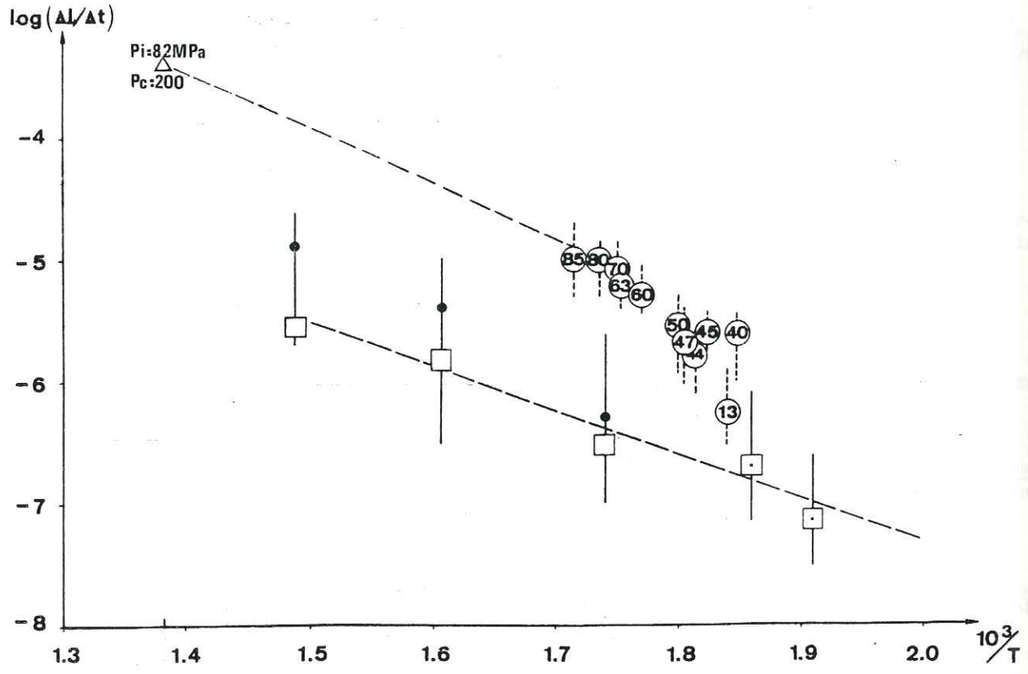


Figure 105 - Relation entre la vitesse de changement de longueur des inclusions $\Delta L/\Delta t$ (en $\mu m\ s^{-1}$) et $10^3/T$, pour des inclusions avec $L/w^2 = 1$ (diagramme d'Arrhenius). Les barres verticales indiquent la dispersion des mesures. Les ronds représentent des inclusions chauffées à Ti > Th (avec indication de Pi). Les carrés avec points représentent des inclusions chauffées à Ti = Th. Les carrés blancs représentent des inclusions fracturées puis chauffées à Ti = Th' (Th' = Th après rupture). Ces dernières valeurs ont été corrigées pour prendre en compte la différence de valeurs de Ph' le long de la courbe d'ébullition (voir § III.3.B.f). T est la température (Ti) en °K. Pour comparaison avec des vitesses de déformation ($\Delta L/\Delta t$) on peut considérer que la longueur moyenne des inclusions est de 100 μ m, une valeur $\Delta L/\Delta t = 10^{-7}$ $\mu m\ s^{-1}$ correspond à une vitesse de déformation de 10^{-9} s^{-1}.

b) Effet de la pression interne

A partir du diagramme de la Fig. 106 (voir § III.3.B.f pour son obtention), on peut discuter d'une relation $\dot{L}' = f\ (Pi)^n$ (en ne considérant donc que la part de déformation due à l'accroissement de pression interne dans les inclusions). On remarque sur cette Fig. 106 qu'une relation linéaire, avec n = 1, est compatible avec la plus grande part des données. Une telle relation linéaire est aussi observée dans la croissance expérimentale du quartz entre la vitesse de croissance (limitée aussi par la vitesse de réaction à l'interface) et la pression dans l'autoclave (Laudise 1970, Regreny 1973).

Pour des valeurs importantes de Pi, il semble cependant que des valeurs de n plus élevées puissent apparaître (Fig. 106 et Gratier 1982). Deux explications peuvent être avancées pour ce comportement particulier.

- La vitesse du changement de longueur (en fait la vitesse de dissolution) dépend aussi de la concentration du solide en solution (dans le terme $k\bar{c}$). Cette concentration est dépendante de la température et de la pression par la relation suivante (Kern & Weisbrod 1964)

$$c = c_o\ e^{-(P\Delta V + E')/R\ T}$$

avec ΔV = variation de volume qui accompagne le passage d'une mole de l'espèce mobile, de l'état solide à l'état en solution, P = pression, E' = énergie d'activation de la solubilité (de l'ordre de 10 kJ/mole/°K, selon Laudise 1970), voir aussi Fig. 59 les relations c = f (Pi).

L'augmentation de pression interne doit donc avoir un effet non linéaire sur la valeur de la concentration. Il est possible que ce soit cet effet qui introduise une certaine non-linéarité dans la relation générale du changement de forme, lorsque l'on considère une gamme assez large de valeurs de pression. Si ceci est vrai, comme le terme c intervient dans toutes les relations de déformation de grains par dissolution-cristallisation, cela signifie que pour d'assez larges étendues de valeur de pression de fluide, les relations $\dot{\varepsilon} = f\ (Pi)$ pour ces grains ne sont peut être pas non plus linéaires. Cependant, dans tous les modèles théoriques, § II.4, ce que l'on cherche à établir ce sont plutôt les relations entre $\dot{\varepsilon}$ et $\Delta\sigma_n$ (ou ΔP) et dans ce cas comme on a presque toujours des différences $\Delta\sigma_n$ (ou ΔP) assez faibles (sinon il y a d'autres mécanismes de déformation), cet effet non linéaire de la pression interne sur c ne doit de toute façon que peu intervenir dans les relations $\dot{\varepsilon} = f\ (\Delta\sigma_n)$.

- Avec les fortes pressions internes qui sont atteintes juste avant la rupture des inclusions (80-85 MPa), il est possible aussi que des déformations plastiques apparaissent autour de l'inclusion. Ceci d'autant que le quartz synthétique est en principe beaucoup plus ductile du fait de sa teneur en eau élevée (voir § II.4.H.a). Comme la pression interne intervient sur les valeurs de contraintes dans le solide et que dans la relation $\dot{\varepsilon} = f\ (\sigma_d)^n$ pour la déformation plastique du quartz, la valeur de n est de l'ordre de 3-4 (Balderman 1974), une telle déformation plastique pourraît ainsi expliquer que la valeur de n augmente avec l'accroissement de la pression interne (σ_d = déviateur de contrainte). Un travail est en cours avec D. Mainprice pour essayer de trouver des traces de telles déformations plastiques autour des inclusions.

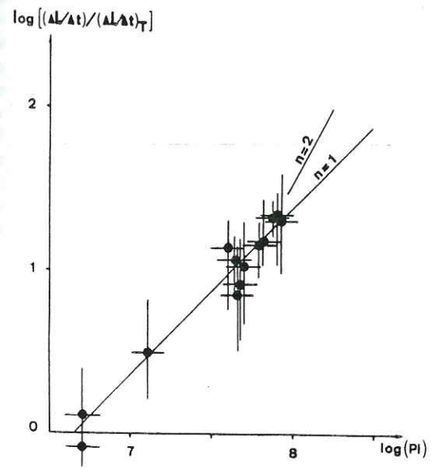


Figure 106 - Relation entre vitesse du changement de longueur $\dot{L}'$ et pression interne dans les inclusions du quartz synthétique. Le terme log ($\Delta L/\Delta t$) - log ($\Delta L/\Delta t)_T$ correspond à la mesure sur la Fig. 105 de la différence (à température identique) entre les valeurs observées de $\Delta L/\Delta t$ et les valeurs ($\Delta L/\Delta t)_T$ situées sur la droite en pointillé (qui représente des valeurs de $\Delta L/\Delta t$ pour une pression interne faible et constante de 5 MPa).

III.4.D/ Rôle de la nature des matériaux solides et fluides

On peut se demander pourquoi aucun changement de forme n'a été observé sur les inclusions des cristaux naturels et aussi s'il serait possible d'observer de tels changements et dans quelles conditions. En considérant simplement que la relation expérimentale obtenue pour le quartz synthétique est aussi valable pour le quartz naturel on peut essayer d'établir les différences entre les deux types d'essais :

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

- La première différence tient à la température de chauffage. Les inclusions naturelles ont, du fait de leur température d'homogénéisation assez basse (135°C), été chauffées à des températures aussi relativement basses (180°C), avec une pression interne déjà élevée de 80 MPa. Si on extrapole simplement le comportement des inclusions synthétiques à cette température, il apparaît déjà que le changement de forme de toute façon aurait été lent même sur des inclusions synthétiques. $\Delta L/\Delta t$ à 180°C à faible pression interne est de l'ordre de 10^{-8} µm s^{-1}, avec l'effet de la pression interne de 80 MPa, $\Delta L/\Delta t$ pourraît atteindre 2 10^{-7} µm s^{-1} pour des inclusions de rapport $L/w^2 = 1$.

- La seconde différence est dans la valeur de la concentration du solide en solution. Cette concentration du quartz dans NaOH (0,5 N) n'est pas exactement connue à 180°C et 80 MPa mais à 310°C et 80 MPa le rapport de concentration du quartz dans NaOH (0,5 N) et dans l'eau pure est de 2,17/0,094 = 23 (d'après Regreny 1973 et Kennedy 1950). En admettant le même rapport à 180°C et 80 MPa, la vitesse du changement de longueur deviendrait alors pour des inclusions naturelles de l'ordre de 8,7 10^{-9} µms^{-1}. Sachant qu'une longueur d'un µm est pratiquement la limite inférieure de mesure des inclusions, il aurait fallu attendre 3,6 ans pour observer le changement de forme d'une telle inclusion, à 180°C et avec 80 MPa de pression interne !...

Les effets de ces deux facteurs (température et concentration) sont donc suffisants pour expliquer que l'on n'ait pas observé de changement de forme des inclusions naturelles dans le quartz. Mais, bien sûr, les valeurs du produit $k'\bar{c}$ peuvent aussi être différentes avec de la soude ou avec de l'eau. Une comparaison avec les valeurs $k'\bar{c}$ déterminées par d'autres méthodes (voir § II.4.E) n'a cependant pas une grande signification parce que les valeurs que l'on obtient ici concernent des faces cristallines $(10\bar{1}0)$ qui ont des vitesses de réaction beaucoup plus lentes que les faces normalement dissoutes avec les autres méthodes (0001). Ceci est d'ailleurs bien illustré par les différences de vitesses de changement de forme selon l'orientation des inclusions (Fig. 88). A titre d'exemple, nous retiendrons cependant qu'avec $\gamma = 0{,}3$ J/m^2 (Kingery et al 1976), sur des faces types $(10\bar{1}0)$, à 300°C, 82 MPa, $k'\bar{c} = 4\ 10^{-9}$ m/s (Fig. 105).

Pour les inclusions dans la calcite, la comparaison est encore plus facile puisque les températures de chauffage ont été assez proches : inclusions naturelles : Ti = 206°C, Pi = 17 MPa ; inclusions synthétiques : Ti = 217°C, Pi = 5 MPa. Le rapport des concentrations de la calcite à ces températures dans NH_4Cl (N) et dans l'eau pure est de : 9/0,05 = 180 (d'après Lefaucheux, 1974 et Ellis, 1963). La valeur de la concentration dans l'eau est très sensible à la teneur en CO_2 du fluide, mais il n'y en a pas en grande quantité dans les inclusions utilisées (pas de phase CO_2 condensée, Jenatton 1981). La valeur de $\Delta L/\Delta t$ obtenue par la calcite synthétique a été de 0,09 10^{-4} µm.s^{-1} (pour $L/w^2 = 1$). Cette valeur devrait être abaissée jusqu'à 5 10^{-8} µm s^{-1} pour l'essai sur la calcite naturelle. Contrairement au cas du quartz cette valeur est à la limite de l'observation au laboratoire. Elle implique un changement de longueur de 1 µm en 230 jours !... Mais comme précédemment, il peut aussi y avoir une différence des valeurs de $k'\bar{c}$ avec NH_4Cl ou avec l'eau.

Quelles sont les conditions optimales pour pouvoir observer des changements de forme d'inclusions naturelles ?

- Pour la calcite, compte tenu de l'effet inverse de la température, d'une part sur la vitesse des réactions et d'autre part sur la solubilité, compte tenu aussi de l'effet de CO_2, il est relativement difficile de prévoir ces conditions. Des essais systématiques devraient être entrepris.

- Par contre pour le quartz, il faut de toute façon faire des essais à la plus haute température possible, donc trouver des inclusions avec de très hautes températures d'homogénéisation. Par exemple avec Th = 200°C et Ti = 250°C (Pi = 80 MPa), on devrait pouvoir observer un changement de forme de l'ordre de 2 10^{-6} µm.s^{-1} sur des inclusions avec $L/w^2 = 1$. Le problème est qu'il est très rare de trouver de telles inclusions sans CO_2, or, les relations P.V.T. avec cet élément sont telles qu'il est à peu près impossible de dépasser la température d'homogénéisation sans fracturer les inclusions. Une autre solution serait

d'opérer aussi à très hautes températures mais avec une pression de confinement autour de l'inclusion. C'est plutôt vers cette dernière solution que nous nous dirigeons. Cela sera possible dans l'autoclave décrit dans la Fig. 111, qui peut contenir sans problème d'assez gros échantillons. La seule "contrainte" est évidemment celle du temps puisqu'il faudra effectuer des essais qui dureront chacun plusieurs semaines à plusieurs mois !...

III.4.E/ Comportement des inclusions dans la nature

Compte tenu des résultats obtenus, on peut aussi s'interroger sur les transformations naturelles des inclusions dans les cristaux, lorsque ceux-ci sont soumis à des conditions de température et pression interne élevées.

Si on prend simplement le cas d'inclusions piégées à 350°C et maintenues durant une longue période à cette température. En admettant toujours la validité de la relation expérimentale pour des transformations naturelles, la vitesse de changement de forme $(\Delta L/\Delta t)$ devrait être de l'ordre de $10^{-6}/23$ soit 4 10^{-8} µm s^{-1} ou pour une inclusion de 100 µm un taux de changement de forme $(\Delta L/L\,\Delta t)$ de 4 10^{-10} s^{-1}. Avec des durées de l'ordre de quelques milliers d'années, les inclusions pourraient subir des changements de forme assez significatifs même lorsque la température n'excède pas la température de croissance si celle-ci est assez élevée. Evidemment ce changement est encore plus rapide si il y a une surpression dans les inclusions (Fig. 106).

Une évolution naturelle de la forme des inclusions explique peut être les observations faites par Jenatton (1981) sur des inclusions dans les cristaux de remplissage de fentes tectoniques, qu'il s'agisse des grandes fentes horizontales de la Fig. 10a, ou bien des intertronçons des bélemmites étirées de la Fig. 10c. Dans les deux cas des inclusions de formes très variées se trouvent associées dans les cristaux syn-tectoniques (voir un exemple de formes de ces inclusions dans la Fig. 65b). Ce qui est surprenant, c'est que les températures d'homogénisation des inclusions en forme de cristaux négatifs, très trapues (Fig. 65b1 et 107a-b), sont toujours plus basses que celles des inclusions allongées ou anguleuses (Fig. 65b2-3-4 et 107a-b). Normalement, ces inclusions en forme de cristaux négatifs (que l'on appellera pour simplifier inclusions "rondes") sont considérées comme des inclusions primaires dont la densité témoigne des conditions de température et pression au moment de la croissance des cristaux. Les inclusions allongées plus anguleuses sont elles plutôt considérées comme des inclusions secondaires apparues lors d'épisodes de fracturation des cristaux postérieurs à leur croissance (Smith 1963). Comme généralement la densité des fluides augmente après la croissance, la température d'homogénéisation des inclusions "rondes" est supérieure à celle des inclusions "anguleuses". Cette augmention de densité au cours du temps, est d'ailleurs révélée ici par les mesures des températures d'homogénéisation des inclusions situées dans des générations de fentes tectoniques successives (Fig. 107c).

Avec l'hypothèse que les inclusions ont changé de forme et de densité, on peut expliquer les observations surprenantes de L. Jenatton. S'il y a eu un effet thermique postérieur au piégeage de ces inclusions, les inclusions arrondies ont dû conserver leur fluide sous pression, leur forme a donc dû changer rapidement, la densité de leur fluide par contre n'a été rééquilibrée que très lentement (et éventuellement à différentes vitesses, voir Fig. 71, les dispersions de Th pour les inclusions non fracturées, chauffées longtemps). Par contre, les inclusions anguleuses (qui se fracturent plus facilement) ont une densité de fluide plus proche de celle correspondant à l'effet thermique, parce qu'elles ont été rééquilibrées très rapidement (voir toujours Fig. 71). Elles ont conservé des formes plus anguleuses (ou allongées) parce que leur vitesse de transformation était réduite par l'absence (ou les faibles valeurs) de pression interne dans ces inclusions. Un autre témoin de cet effet thermique est la présence de grosses inclusions décrépitées (Fig. 72c) avec des halos d'inclusions secondaires analogues à ce qui a été observé expérimentalement lors d'un chauffage intempestif des cristaux (Fig. 72d).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

On peut ensuite se demander si un tel effet thermique est possible dans le contexte structural régional. Ce qui a été clairement démontré, c'est qu'il existe dans la région, un effet thermique dû au socle, les températures d'homogénéisation mesurées sur les inclusions des cristaux syntectoniques dans le sédimentaire augmentent lorsque l'on se rapproche de ce socle (Bernard et al 1977 et Fig. 107d). Comme d'autre part l'évolution structurale des "bassins-synclinaux" de la couverture sédimentaire de l'Oisans s'est traduite par un serrage progressif de "pincées" de couverture entre des grandes masses de socle (Ramsay 1963), avec localement des chevauchements de ce socle sur sa couverture (Gratier et al 1975, Gratier et Vialon 1980), il est possible que l'effet thermique observé corresponde à un de ces épisodes de chevauchements. Même dans un contexte général de refroidissement (de la couverture et du socle), de brusques transferts de masse par chevauchement ont pu provoquer des déséquilibres thermiques locaux qui ont été enregistrés aussi localement par l'étude des transformations des inclusions fluides.

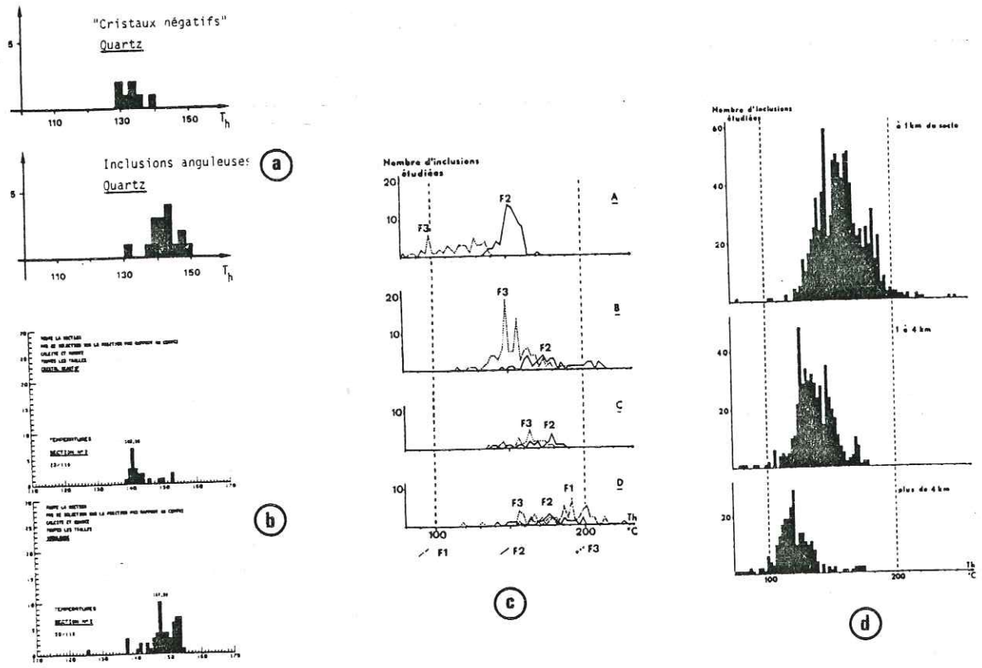


Figure 107 - (a&b) : Différences de température d'homogénéisation (donc de densités des fluides) entre les inclusions plutôt rondes, Fig. 65 b1 en forme de cristaux négatifs et les inclusions allongées ou anguleuses (Fig. 65 b2-3-4) dans des fentes tectoniques de la région de La Grave (a) et Bourg-d'Oisans (b), d'après Jenatton (1981). (c) : Croissance de la densité des fluides dans des fentes tectoniques successives (dans l'ordre d'apparition suivant : F1 puis F2 puis F3. (d) : Effet thermique du socle, avec température d'homogénéisation des inclusions des cristaux tectoniques dans le sédimentaire de plus en plus élevée en s'approchant de ce socle, d'après Bernard et al (1977).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

CHAPITRE III - DEUXIEME PARTIE

DISSOLUTION-CRISTALLISATION AUTOUR DE GRAINS MINERAUX SOUS CONTRAINTE

III5/ BUTS ET PRINCIPES

Dans les déformations naturelles, la force motrice des transferts de matière est le plus souvent une différence de contrainte normale (§ II.4.B). Cette différence peut apparaître de deux manières :
(i) Soit le long d'un même interface solide/fluide, avec un système clos à l'échelle de domaines solides continus (comme des grains ou des blocs de roches compactes),
(ii) Soit entre différents secteurs d'un agrégat, avec système ouvert à l'échelle de chacun des domaines de l'agrégat (qui correspond par exemple à une roche perméable).

Dans le deuxième cas (ii), si on considère qu'il y a simplement une différence de pression fluide (en négligeant l'effet de déviateurs de contrainte locaux à l'échelle des domaines), il n'y a pas, sur le principe, de problème expérimental (voir introduction : § III). Dans chaque secteur la situation est analogue à celle qui est reproduite expérimentalement dans les essais de solubilité des minéraux sous pression de confinement (Kennedy 1950). Les vitesses de réactions peuvent ainsi être déterminées (Weil & Fyfe, 1964, Berner & Morse, 1974), et les valeurs introduites dans des modèles type R (§ II.4.E). Pour les modèles avec vitesse de déformation limitée par le transfert, soit par infiltration (modèle I, § II.4.D), soit par diffusion à travers un agrégat (modèle D', § II.4.C), on peut utiliser les quelques résultats de mesures de perméabilité (Jaeger & Cook, 1976), par contre il n'existe pas de données (à notre connaissance) sur les vitesses de diffusion dans les roches saturées en eau. Dans l'utilisation de tels modèles pour des applications aux déformations naturelles, il suffirait donc de faire (ou de compléter) les mesures de vitesses de réaction et de vitesses de transfert (infiltration, diffusion) dans des conditions variées, représentatives des conditions naturelles. De tels essais systématiques n'avaient cependant pas beaucoup d'intérêt dans le cadre d'une étude préliminaire sur l'ensemble des problèmes intervenant dans les déformations par dissolution-cristallisation.

Nous avons déjà souligné, en effet, que dans le premier cas évoqué ci-dessus (i) avec variations des valeurs de contraintes normales autour d'un même domaine solide, il se pose un problème plus fondamental qui est celui du comportement de la phase fluide entre les domaines sous contraintes (§ II.4.B). Deux hypothèses ont été envisagées : la phase fluide est piégée dans les interfaces en compression maximale (Fig. 54), ou bien la phase fluide est libre dans une structure en "îles" des joints de grain (Fig. 55). Dans les deux cas, pour le transfert par diffusion, le comportement de ces joints de grains "mouillés" est intermédiaire entre celui de joints "secs" et celui d'une phase fluide libre. Mais la différence de vitesse de diffusion est telle (10^{-9} à 10^{-14} m^2/s à 200°C, Fisher & Elliott, 1974) que l'on doit pouvoir se situer entre ces valeurs extrêmes. De même, pour les vitesses de réactions, le comportement particulier d'une phase fluide piégée dans ces joints "mouillés" est aussi inconnu.

Un des premiers buts de notre étude est donc de savoir si une telle déformation par dissolution-cristallisation, en système clos autour de domaines solides, avec effet d'un déviateur de contrainte, est réalisable au laboratoire, et si oui, dans quelles conditions expérimentales. Ensuite seulement nous chercherons à vérifier les modèles théoriques, et à connaître leur domaine de validité. Une estimation approximative des vitesses de ces déformations (voir § II.4.C et E, modèle D et R), montre qu'il est exclu de pouvoir réaliser au laboratoire les structures que l'on observe dans la nature (décrites au Chap. I), si l'on garde les mêmes conditions thermodynamiques, géométriques et les mêmes matériaux (voir introduction § III). Aucune de ces structures (stylolites, fentes, etc...) n'a d'ailleurs jamais été reproduite dans de telles conditions. Il faut donc pouvoir accélérer les vitesses de déformation, et ce de plusieurs ordres de grandeurs. Ce sera l'objet des discussions du prochain paragraphe (voir aussi introduction § III).

III.5.A/ Moyens d'accélérer les vitesses de déformation par dissolution-cristallisation

a) Facteurs thermodynamiques

Dans tous les cas, un accroissement de température permet d'augmenter les vitesses de diffusion (D) et les vitesses de réaction (k), avec d'ailleurs une sensibilité à la température différente pour ces deux processus, voir § II.4.C et E. Par contre, l'effet de la température n'est plus aussi évident sur les valeurs de solubilité (c), (effet inverse pour le quartz et la calcite dans l'eau, voir Fig. 59). De même, l'effet de la pression interne sur les termes D, k et c n'est pas toujours simple, il dépend notamment de la densité du fluide. Par exemple jusqu'à 300-400°C, il n'y a pas d'effet de la pression sur les valeurs de D mais pour des températures plus élevées, ces valeurs de D chutent lorsque la pression augmente (surtout au-dessous de 20 MPa, voir Ildefonse, 1980). Par contre, k augmente plutôt avec la pression (Regreny, 1973), et les variations de c avec la pression des fluides sont données dans la Fig. 59.

Pour ce qui concerne l'effet du déviateur de contrainte, dans les cas simples où celui-ci est proportionnel à la différence entre une contrainte uniaxiale en compression (σ_1) et la pression des fluides du confinement (P), une augmentation de σ_1-P va normalement augmenter la vitesse de déformation. Mais bien sûr, ceci n'est plus vrai si la phase fluide est expulsée des joints en compression (§ II.4.B). Ainsi pourrait-on penser qu'il est préférable d'opérer avec des valeurs élevées du déviateur de contrainte et (le plus souvent) des températures, mais une augmentation inconsidérée de ces deux paramètres risque, en fait, de faire apparaître d'autres mécanismes de déformation ductile (comme des déformations plastiques des domaines solides). On peut avoir une idée des valeurs limites de T et de σ_1-P en examinant les cartes de déformation établies par Rutter (1976) :

- Pour la calcite, même avec une vitesse de déformation très lente ($\dot{\varepsilon} = 10^{-11} s^{-1}$) les couples de valeurs maximales de T et (σ_1-P) varient de (25°C, 300 MPa) à (200°C, 200 MPa).

- Pour le quartz, avec $\dot{\varepsilon} = 10^{-12} s^{-1}$, ces valeurs maximales oscillent entre (200°C, 100 MPa) et (500°C, 10 MPa), au-delà il y a déformation plastique. Comme ce sont des valeurs analogues qui ont été utilisées dans les applications numériques des modèles (voir introduction), il est exclu de pouvoir beaucoup jouer sur les termes T et σ_1-P pour activer les vitesses du changement de forme des grains sous contrainte uniaxiale.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
BP 53 X - 38041 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

b) Facteurs géométriques

La géométrie de la structure intervient de deux manières (Fig. 63). Elle intervient par le terme w (épaisseur des joints) et par la taille des domaines (d). On peut augmenter, sur une partie au moins, la largeur de la zone de transfert autour des domaines en plaçant par exemple sous contrainte des grains isolés plutôt qu'un ensemble bien engrené, mais il reste une part du transfert qui doit, de toute façon, s'effectuer le long de l'interface en compression (voir Fig. 64). Une réduction de la taille des domaines (d) semble aussi une bonne façon d'augmenter la vitesse de déformation (on rappellera que la sensibilité de $\dot{\varepsilon}$ à d est différente selon les modèles). Cependant si d = 10µm, pour une déformation de $\dot{\varepsilon} = 10^{-9} s^{-1}$ il faudrait être capable d'observer un changement de longueur de 0,1µm en 4 mois. Cela semble hors des limites d'observation et la taille des grains ne peut guère être inférieure à 100µm si on veut pouvoir mesurer effectivement leur changement de forme. C'est cette valeur qui a été utilisée dans nos essais.

c) Facteurs matériaux

On peut, en choisissant des matériaux particuliers, obtenir des valeurs de solubilité de quelques ordres de grandeurs supérieures à celles des matériaux naturels (voir introduction § III). En fait, ce choix de matériaux particuliers est probablement la seule façon d'obtenir des vitesses de déformation raisonnables sans modifier les principes de base de la déformation. On peut agir sur le solide, en prenant par exemple des grains de sel dans l'eau comme Rutter (1976) ou Raj (1982). On peut aussi préférer conserver comme solide des minéraux fréquents dans la croûte supérieure comme le quartz et la calcite, mais il faut alors choisir des fluides agressifs qui permettent d'atteindre des valeurs élevées de solubilité, cela a été notre choix (Gratier & Jenatton, 1984). Nous avons déjà vu, dans les expériences sur le changement de forme de cavités que la nature des fluides est effectivement un facteur clef qui permet ou non d'observer des transferts de matière par dissolution-cristallisation (§ III.4.D).

III.5.B/ Principes et limites des mesures de déformation

Les très rares essais sur la dissolution-cristallisation expérimentale du quartz, ou de la calcite, qui ont été effectués par quelques auteurs (voir introduction § III), n'ont permis que des observations de traces de dissolution (ou de cristallisations). Ces observations ayant été faites au microscope sur des grains très fins, elles ne permettent pas de tester quantitativement les modèles de déformation. Nous discuterons donc d'abord des problèmes de mesure de très faibles déformations par transfert de matière.

Lorsque l'on cherche à déformer un échantillon solide cylindrique en présence de fluide, dans un dispositif du type de celui de la Fig. 54a, la méthode la plus logique semble être de mesurer le déplacement du piston qui impose la compression sur l'échantillon. Mais comme dans la plupart des dispositifs existants, la taille du contact piston/échantillon (d) est de l'ordre du cm, la vitesse de déplacement prévisible (inversement proportionnelle à d ou d^3, Fig. 63), devrait être si faible qu'elle pourraît être masquée par d'autres déformations parasites comme le fluage du piston, ou du bâti de la presse. Technologiquement, il n'est pas simple de s'affranchir de ces effets parasites, même avec des bâtis très rigides (Rutter & Mainprice 1978). Une solution envisageable serait d'opérer avec des pistons de très faible diamètre (de l'ordre de 100µm) mais d'autres problèmes surgissent alors (voir discussion § III.8). Nous essaierons de construire, dans les prochaines années, un dispositif de ce type, avec un piston de très faible diamètre, et avec la possibilité de visionner le déplacement de ce piston pendant la déformation mais, bien qu'il paraisse le meilleur, cet appareillage nous est apparu trop sophistiqué pour des études préliminaires.

Il paraît plus simple de déformer un agrégat de grains fins (Fig. 64a) mais, dans ce cas, la mesure du déplacement du piston ne suffit plus pour estimer directement la part de déformation avec transfert de matière. En effet, localement des phénomènes d'indentation mécanique des grains peuvent apparaître avec écrasement ou poinçonnement par déformation cataclastique ou plastique (Deelman 1975, Gratier 1982). Il en est de même lorsque l'on mesure l'évolution de la densité ou de la porosité d'un agrégat (Sprunt & Nur 1977, Caristan et al 1981, Raj 1982). On ne peut jamais être sûr d'enregistrer une déformation purement par transfert de matière. Des relations complexes en résultent entre contraintes et vitesses du déplacement du piston.

Dans le cas d'un agrégat, seule l'estimation des quantités de matière redéposée devrait permettre de chiffrer précisément les valeurs des transferts de matière. Dans un premier temps seule l'observation de croissance cristalline permet de s'assurer du mécanisme de déformation. Il faut donc que les quantités redéposées soient importantes et il faut aussi pouvoir les distinguer des cristaux initiaux. Ceci pourraît être fait, soit par l'observation de différences dans leurs caractères optiques (observations en lames minces), soit par la mise en évidence de différences de composition chimique si on a introduit dans la solution des éléments traces qui pourront s'intégrer facilement dans le réseau des cristaux redéposés. Ces éléments traces pourraient ensuite être révélés par des méthodes non destructives (sur lames minces), soit directement par des analyses chimiques à la microsonde (sur des cartes de répartition d'éléments), soit indirectement par des observations en cathodoluminescence.

Un dernier inconvénient de la déformation d'agrégat est que l'état de contrainte n'est pas exactement connu au niveau des grains et qu'en plus des différences de potentiel chimiques dues à des différences de courbures près des contacts entre ces grains pourraient apparaître et contribuer à des transferts de matière indépendamment des différences de contraintes, comme dans les processus de frittage (voir Fig. 102c). Ainsi le dispositif avec une nappe de grains fins sous contrainte entre deux plaques rigides de la Fig. 64a, n'est-il qu'un arrangement pour des études préliminaires de la "faisabilité" d'une déformation expérimentale par dissolution-cristallisation. Il devrait seulement nous permettre de tester certains paramètres (comme la nature des matériaux solide ou fluide), et de définir les conditions optimales de réalisation de ces déformations expérimentales. Nous verrons cependant que des mesures (approximatives) du changement de forme des grains nous ont cependant permis de déterminer, sans trop d'ambiguité, le processus limitant la vitesse de déformation par dissolution-cristallisation. Il s'agit de la vitesse du transfert par diffusion pour le changement de forme d'agrégats déjà bien compactés.

III.6/ DISPOSITIFS EXPERIMENTAUX DE DEFORMATION DES GRAINS EN PRESENCE DE FLUIDE

Trois dispositifs expérimentaux ont été utilisés dont deux qui ont été spécialement conçus pour ces essais. Compte tenu de la lenteur prévisible des déformations, le caractère commun de ces dispositifs est qu'ils doivent permettre de maintenir pendant plusieurs semaines, voire plusieurs mois (ou plusieurs années !), un déviateur de contrainte sur les échantillons. Un autre caractère commun est l'arrangement de ces échantillons : dans tous les cas, nous avons placé entre un piston mobile et une embase fixe, l'échantillon constitué par un empilement de blocs de roche rigide rectifiés en tête, entre lesquels les grains minéraux à déformer sont soumis à un état de contrainte permanent en compression uniaxiale (Fig. 109). Les nappes de grains entre les blocs comportent le plus souvent quelques rangées de grains (mais l'épaisseur de ces nappes a pu varier d'un essai à l'autre). L'ensemble est maintenu immergé dans un fluide fixe dont la température et la pression sont affichées en permanence.

Les grains minéraux ont été obtenus par le broyage de minéraux naturels (quartz, calcite, dolomite) ou par l'achat de matériaux industriels (billes de verre ou de diamant). Les minéraux naturels ont été extraits le plus souvent de fentes tectoniques colmatées dont la situation est donnée dans le tableau de la Fig. 113. Il s'agissait donc en général de gros minéraux automorphes pratiquement non déformés naturellement. Nous avons ensuite essayé d'arrondir certains de ces grains en les laissant longuement s'user les uns contre les autres dans le récipient d'un broyeur. Ce traitement est un peu efficace pour le quartz, par contre il est inopérant pour la calcite dont les grains restent des petits rhomboèdres. Les grains ont ensuite été tamisés et répartis en divers classes de diamètre. Deux tailles ont été le plus souvent utilisées : 80 à 100µm et 100 à 125µm.

III.6.A/ Bancs de fluage

Les échantillons ont été placés dans des bancs de fluage (Fig. 108) dont les caractéristiques générales sont les suivantes : compression uniaxiale maximale : 300 kN (soit 15 MPa sur des échantillons de 50 mm de diamètre) ; hauteur maximale de ces échantillons : 120 mm ; pression et température du fluide : 1 atm et 20°C.

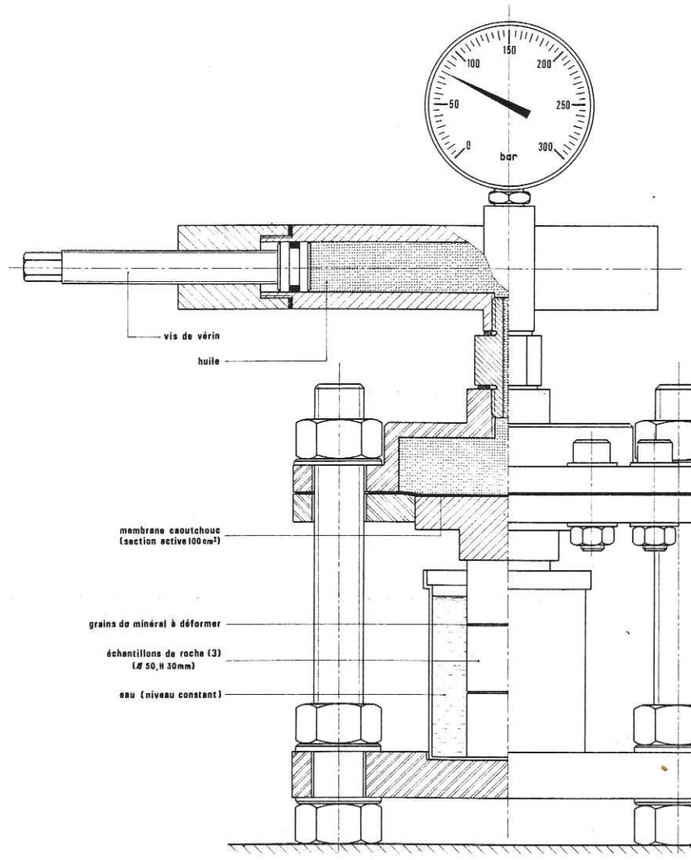


Figure 108 - Schéma d'un banc de fluage permettant la mise sous contrainte de grains minéraux entourés d'une phase fluide, pendant de très longues durées (plusieurs mois à plusieurs années), à pression et température ambiante.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Dans les essais effectués, les échantillons ont été constitués de l'empilement de 3 blocs de marbre cylindriques (ϕ = 50 mm, H = 39 mm) écrasant entre eux des grains de calcite (80 < ϕ < 100 µm et 100 < ϕ < 120µm) immergés dans de l'eau. La durée des essais a varié de 3 mois à 3 ans.

Dans ces bancs de fluage, la force axiale est obtenue par le serrage d'une vis agissant sur un réservoir d'huile. La pression de l'huile est transmise au piston par l'intermédiaire d'une membrane souple. Le niveau du fluide (autour des grains) est maintenu constant pour que tout l'empilement soit immergé en permanence.

III.6.B/ Cellule "triaxiale" de déformation des roches

Avec ce dispositif les échantillons sont mis sous contrainte dans une cellule du type de celle prévue pour la déformation des roches et dite cellule "triaxiale" (Guiguet 1978, et Fig. 109). Cette cellule en trois parties a été conçue pour une utilisation mixte: soit pour des études de fracturation hydraulique, soit pour des études de dissolution-cristallisation. Ainsi, les essais de fracturation hydraulique présentés au Chap. II, Fig. 44, ont-ils été réalisés dans cette cellule. Cette conception "interdisciplinaire" s'est cependant révélée source de nombreux problèmes dans l'une ou l'autre des utilisations, ce qui explique la réalisation d'un troisième dispositif beaucoup plus spécialisé pour la dissolution-cristallisation (voir § suivant).

Les caractéristiques générales de ce deuxième dispositif sont les suivantes : compression uniaxiale maximale : 3000 kN (soit 700 MPa sur des échantillons de 75 mm de diamètre) ; hauteur maximale des échantillons : 200 ou 120 mm selon le type d'utilisation ; pression et température maximale du fluide baignant les grains (ou de la pression de confinement) : 200 MPa et 200°C.

Pour la dissolution-cristallisation, les échantillons déformés dans cette cellule ont été constitués par un empilement de blocs cylindriques de marbre de 39 mm de hauteur, placés sous contrainte et comprimant entre eux des grains fins de calcite (ϕ = 80 à 100µm ou ϕ = 100 à 125µm), entourés de fluides variés : air, eau, solution NH_4Cl (5 %) + $LiCl_2$ (7 %). Ce dernier fluide a été choisi parce que c'est le meilleur solvant de la calcite (voir § III.4.D) aux températures élevées imposées. C'est d'ailleurs celui qui est utilisé dans les synthèses hydrothermales de ce minéral (Lefaucheux 1974). L'adjonction de $LiCl_2$ peut, dans certains cas, faciliter la croissance de certaines faces, mais surtout vu la très faible taille de l'atome de Li, nous pensions qu'il pourrait s'inclure facilement dans le réseau cristallin des zones de croissance et servir ainsi de marqueur de ces croissances. Selon le type de manchon utilisé pour isoler l'échantillon de l'huile de confinement (voir plus loin), celui-ci est constitué par un empilement, soit de trois blocs de 50 mm de diamètre (manchon rigide), soit de cinq blocs de 75 mm de diamètre (manchon souple). La durée des essais a été de l'ordre de quelques mois. La liste et les conditions des essais sont données dans le tableau de la figure 113.

La force axiale sur le piston de la cellule a été imposée par une presse hydraulique de 150 tonnes (presse Colly). Après quelques essais infructueux, nous avons cependant renoncé à maintenir cette force plusieurs mois avec les moteurs électriques de la presse (entre autres, à cause des fréquentes coupures de courant !). Un autre système a été adopté qui a consisté à maintenir sous pression le réservoir de cette presse par de l'air comprimé (avec une bouteille d'air comprimé ou bien avec une pompe pneumatique, voir Fig. 110). Par le jeu des différences de diamètre des pistons dans la presse et la cellule, on peut ainsi maintenir des forces élevées, durant plusieurs mois sur les échantillons, avec une faible pression d'air. (Une force de 66,7 kN est obtenue avec 1 MPa de pression d'air). Pour que les fuites soient négligeables, il est cependant nécessaire de monter

des joints à lèvres autour du piston de la presse. Après quelques heures de réajustement au début des essais, le mouvement du piston se stabilise et reste extrêmement faible au cours de l'essai. A titre d'exemple, un essai de 2 mois consomme moins d'une bouteille d'air comprimé de 50 l au départ à 20 MPa.

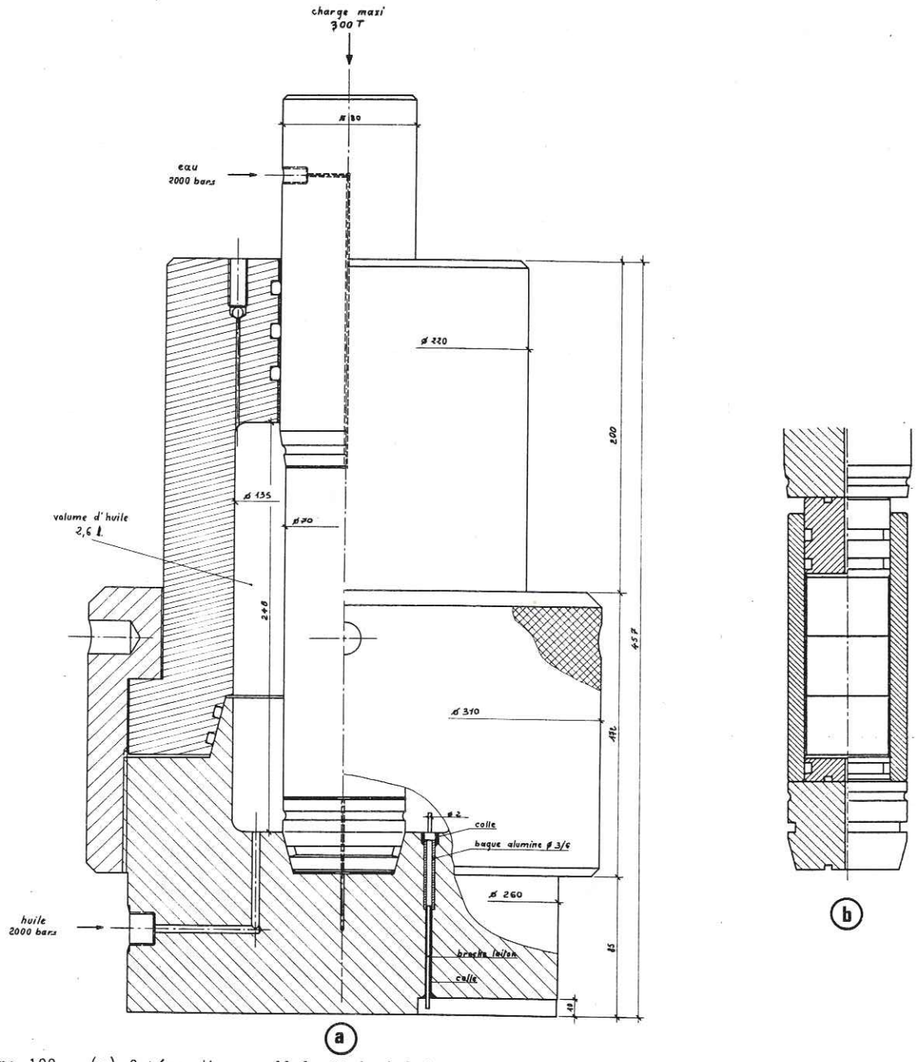
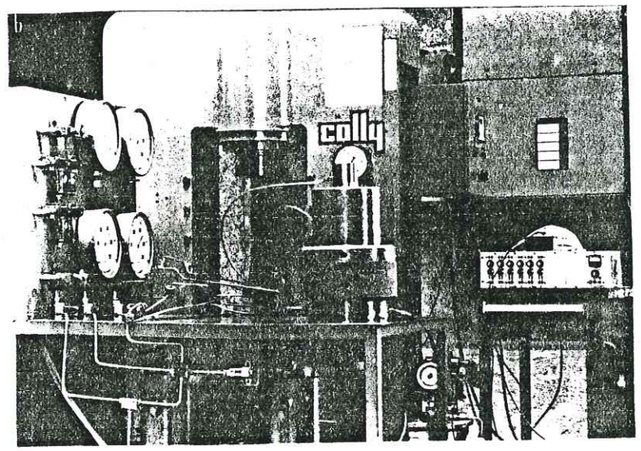


Figure 109 - (a) Schéma d'une cellule "triaxiale" permettant des études, soit de fracturation hydraulique, soit de dissolution-cristallisation. Pour ces dernières, l'échantillon sous contrainte uniaxiale est constitué d'un empilement de blocs cylindriques rigides qui compriment les grains minéraux (répartis en nappe) dont on souhaite étudier la déformation. La température et la pression des fluides autour des grains peuvent atteindre 200°C et 200 MPa. Pour une fracturation hydraulique, l'échantillon est d'une seule pièce cylindrique percée d'un trou axial (voir Fig. 44). (b) Détail du manchon rigide autour des échantillons (pour la dissolution-cristallisation seulement). Pour la fracturation hydraulique on met simplement un manchon souple (en viton).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

L'étanchéité le long du piston de la cellule est assuré par trois joints torriques en viton (élastomère au fluor) ayant une bonne tenue en température jusqu'à 200°C.

La pression de confinement autour de l'échantillon est obtenue par compression d'huile. L'échantillon est isolé de cette huile par un manchon avec, selon les cas, deux systèmes différents. Dans certains cas, des manchons souples en viton sont simplement montés autour de l'empilement de blocs cylindriques et fixés à l'embase et au piston. Mais il y a de gros problèmes d'étanchéité lorsque la durée des essais excède quelques jours. Ce système est par contre très pratique pour les essais de fracturation hydraulique (Fig. 44). Une autre solution a été d'utiliser un manchon rigide constitué par un tube en inox avec deux pistons mobiles. L'étanchéité est assuré par des joints torriques en viton, avec des montages sur piston et des montages entre brides (sur l'embase et le piston de la cellule), voir Fig. 109b. Ce système est nettement meilleur mais lors de certains essais des infiltrations d'huile ont néanmoins été constatées dans l'échantillon.



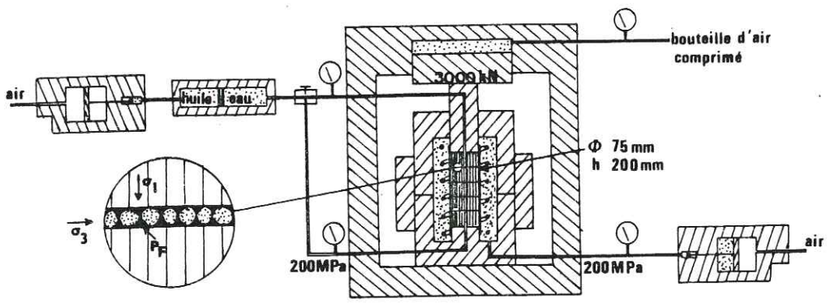


Figure 110 : En haut, photographie de l'ensemble du dispositif avec cellule triaxiale, pompes, presse, etc. En bas, schéma de l'installation avec les mêmes accessoires.

Le fluide autour des grains est injecté par le haut et le bas de l'empilement à travers le piston et l'embase, percé d'un trou axial. Pour une fracturation hydraulique, le cylindre de roche (ϕ = 75 mm, H = 200 mm) est lui aussi percé d'un trou axial. Pour la dissolution-cristallisation ce n'est pas nécessaire, le fluide peut saturer complètement l'échantillon en passant par deux gorges radiales creusées sur piston et embase au contact de l'échantillon. Pour des problèmes de résistance à la corrosion (avec les solutions chlorurées utilisées), toutes les parties métalliques en contact avec le fluide ont été rechargées (ou frettées) en inox (NSMC Ugine), alors que le corps de la cellule est lui en acier type 35 CD 4 (UM7 Ugine). Le fluide solvant est stocké dans un réservoir en inox, qui sert aussi de tampon entre ce fluide et l'huile, parce que les pompes d'injections sont des pompes pneumatiques à l'huile (Fig. 110). La pression d'air provient d'un compresseur, ou d'une bouteille d'air comprimé. Elle est régulée par manodétendeurs. Les pressions de fluide et d'huile de confinement sont identiques. Elles sont indiquées en permanence par des manomètres à aiguilles ou à affichage numérique. Les fuites sont pratiquement nulles au niveau de la cellule et les pressions sont réajustées manuellement tous les deux ou trois jours plus à cause des variations de températures extérieures qu'à cause des fuites.

Le chauffage de l'échantillon se fait par une résistance blindée de 1600 W en 220 V, immergée dans l'huile de confinement et brochée sur deux bornes de laiton dans la base de la cellule (Fig. 109a). Un thermocouple Ni Cr/Ni Al assure la mesure de la température interne, il est raccordé à deux autres broches spéciales, 8 autres broches sont disponibles sur la base de la cellule pour des sorties de capteurs. L'isolation et l'étanchéité de ces 12 broches sont assurées par des cônes de téflon de faible angle d'ouverture (10°) frettés dans le corps de la cellule et dans lesquels les broches coniques sont elles même frettées (Fig. 109a). Une régulation type Eurotherm 101 assure la constance de température.

III.6.C/ Autoclave avec mise sous contrainte de l'échantillon

Dans ce dispositif, conçu spécialement pour des durées très importantes des essais (plusieurs mois), l'échantillon est placé sous contrainte uniaxiale, entre un piston mobile et une embase fixe, dans une enceinte de type autoclave haute pression, chauffée par un four (Fig. 111 et 112).

Les caractéristiques générales de ce dispositif sont les suivantes : compression uniaxiale maximale : 300 kN (soit 600 MPa sur des échantillons de 25 mm de diamètre) ; hauteur maximale des échantillons : 120 mm ; pression et température maximale du fluide baignant les grains : 200 MPa et 400°C.

Les échantillons déformés dans cet autoclave ont été constitués par un empilement de 4 blocs cylindriques de quartzite de 25 mm de diamètre et de 25 mm de haut, placés sous contrainte et comprimant entre eux des grains fins de quartz, de verre ou de diamant (ϕ de 75 µm à 135 µm selon les essais) en présence de fluides divers : air, eau, solutions avec NaOH à concentrations variées (N, 0,5 N, 0,1 N). Les solutions de ce type avec NaOH sont en effet les meilleurs solvants du quartz à haute température (voir III.4.D). Elles sont utilisées dans la synthèse hydrothermale du quartz dans des conditions optimales de 360°C et 150 MPa. (Regrenty 1973). Ce sont ces conditions de température et pression du solvant qui ont été le plus souvent utilisées avec des durées des essais de l'ordre de 50 jours.

tel-00636054, version 1 - 28 Oct 2011

L'originalité de cet autoclave haute pression est qu'il comporte un piston mobile qui se déplace à l'intérieur de l'enceinte. Une force axiale peut être exercée sur un échantillon par l'intermédiaire du piston en imposant de part et d'autre de ce dernier, deux pressions de fluide différentes. Pour que ces pressions fluides ne s'équilibrent pas, il suffit qu'il y ait deux zones d'étanchéité le long du piston (par des joints torriques) avec mise à l'air libre entre ces deux zones. Nous avons profité de cette nécessité pour faire circuler entre ces deux zones un courant d'eau froide qui en plus, refroidit les joints torriques. L'échantillon, sous le piston, doit en effet pouvoir être chauffé jusqu'à 400°C, alors que les joints en viton (les meilleurs pour l'étanchéité à long terme) ne supportent pas une température permanente de plus de 200°C. Les fermetures en haut et en bas de l'autoclave sont assurées par des bouchons vissés qui brident des joints métalliques de type "O-ring percés" (joints Shendon spéciaux pour haute pression). L'avantage par rapport au système classique (type Bridgman) est une grande facilité de montage et démontage. Il suffit de nettoyer, au papier de verre, la portée des joints avant chaque fermeture.

Les deux pressions (celle qui provoque la contrainte uniaxiale en compression, et celle des fluides solvants autour des grains dans l'échantillon) sont fournies par la même pompe pneumatique avec un bloc de dérivation. Des manomètres à aiguille indiquent en permanence les valeurs de ces pressions. Les fuites (dans les brides ou le long du piston) sont pratiquement nulles. On peut réajuster manuellement les pressions, mais comme dans le dispositif prédédent, cela n'est nécessaire qu'au cours des premières heures de la mise en contrainte puis ensuite seulement s'il y a des variations de températures externes, parce que le mouvement de descente du piston est extrêmement lent. Pour des raisons pratiques, des fluides de même nature sont compressés de part et d'autre du piston. Au début des essais on attend la stabilisation des températures (à360°C) avant d'imposer le déviateur de contrainte.

L'autoclave a été réalisé en acier type 42 CD4 (UM8, Ugine), il n'y a pas de problème de corrosion avec des solutions de soude dissolvant de la silice parce qu'il se produit au contact du métal un processus de passivation avec dépôt d'acmite (Regreny 1973). Le risque est évidemment qu'après de longues durées d'essai, le piston soit bloqué par ces dépôts. On a pu vérifier qu'il n'en était rien en faisant remonter le piston, en fin d'essai, ceci en inversant les valeurs de pression de part et d'autre du piston. Une pression de quelques MPa plus élevée en bas qu'en haut suffit à remonter (très lentement) ce piston.

Pour la commodité des manipulations (mise en place et retrait des échantillons), l'empilement des blocs cylindriques est placé dans un tube métallique de 27 mm de diamètre intérieur monté très librement sur deux embouts rectifiés (Fig. 111).

Le chauffage de l'autoclave est assuré par un four électrique tubulaire vertical de 2000 W, en 220 V, avec trois zones de chauffage indépendantes. La régulation de la zone centrale (milieu de l'échantillon) est assurée par un régulateur P.I.D. type Eurotherm 021 avec deux thermocouples Ni Cr/Ni Al, l'un pour la régulation propre de cette zone, l'autre pour pouvoir comparer et équilibrer la température avec les deux autres zones de chauffe en haut et en bas de l'échantillon. Celles-ci se composent chacune d'une régulation indépendante P.I.D. (type Eurotherm 018) et d'un thermocouple Ni Cr/Ni Al. Lorsque les températures sont équilibrées entre les trois zones (après quelques heures de chauffage), la température est homogène à moins d'1 degré près sur une zone de 150 mm centrée sur l'échantillon (test effectué chez le réalisateur de ce système de chauffage, A.E.T., Meylan, dans les conditions des essais).

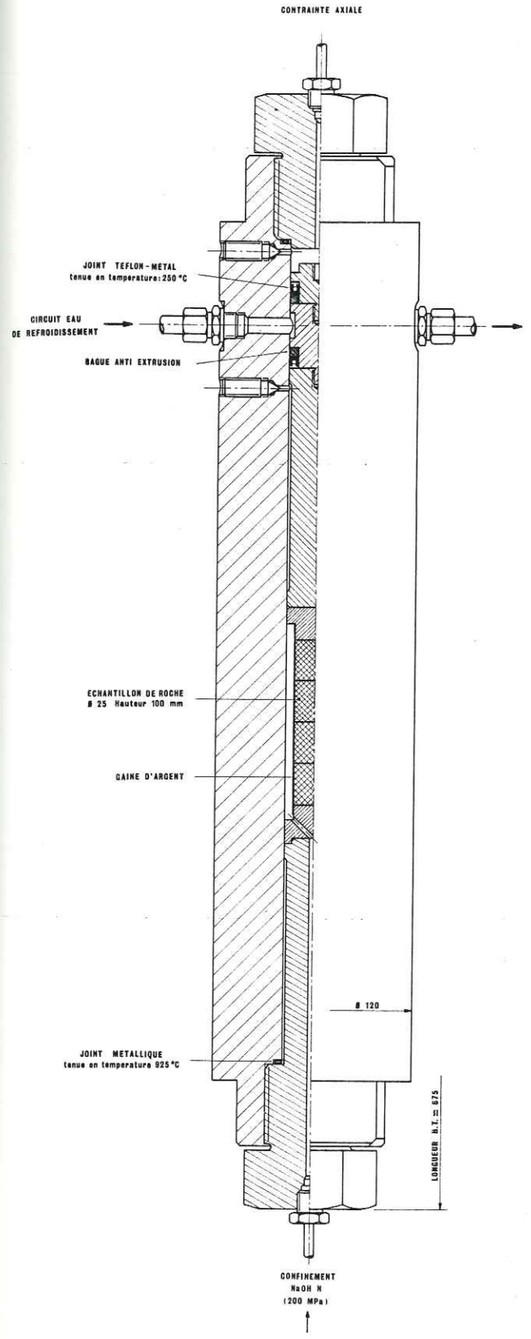


Figure 111 - Schéma de l'autoclave conçu pour le maintien sous contrainte d'un échantillon en présence de fluide durant de longues périodes (quelques mois). L'échantillon sous contrainte uniaxiale, est constitué d'un empilement de blocs cylindriques rigides qui compriment une nappe de grains minéraux dont on souhaite étudier la déformation. La température et la pression des fluides peuvent atteindre 400°C et 200 MPa.

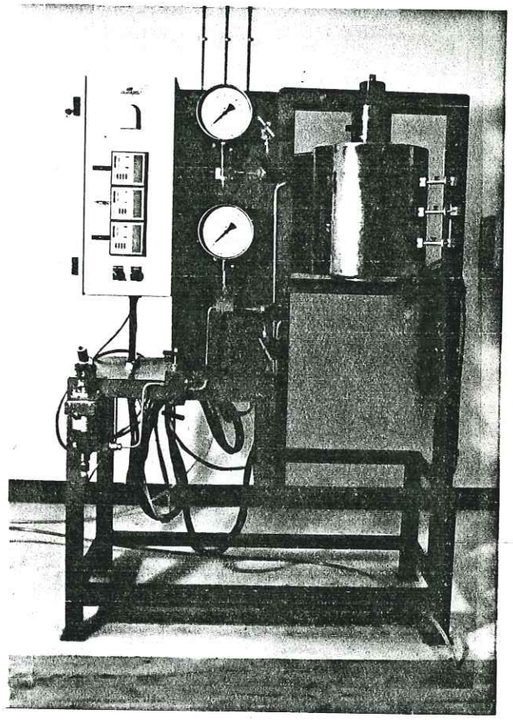


Figure 112 - Photographie du dispositif comprenant un autoclave avec mise sous contrainte et ses accessoires : manomètre, pompe, four, réservoir de fluide, etc.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Numéro du dispositif utilisé	Numéro de la nappe de grains	Nature des grains	Taille des grains (µm)	Nature du fluide	Contrainte (σ_1) Compression maximale sur le bloc (MPa)	Pression des fluides (MPa)	Température (°C)	Durée des essais (jours)	Incidents en cours d'essais
A	A2(32)	calcite (C)	100-125	eau	25	0.1	20	90	
A	A2(21)	calcite (B)	100-125	eau	25	0.1	20	90	
A	A3(32)	calcite (C)	80-100	eau	25	0.1	20	90	
A	A3(21)	calcite (B)	80-100	eau	25	0.1	20	90	
A	A4(32)	calcite (C)	80-100	eau	40	0.1	20	1150	
A	A4(21)	calcite (B)	80-100	eau	40	0.1	20	1150	
A	A5(32)	calcite (R)	80-100	eau	25	0.1	20	1150	
A	A5(21)	quartz (O)	80-100	eau	25	0.1	20	1150	
A	A6(32)	calcite (C) + quartz (O)	80-100	eau	25	0.1	20	1150	
A	A6(21)	calcite (R) + quartz (O)	80-100	eau	25	0.1	20	1150	
B	C3(32)	calcite (C)	100-125	NH_4Cl (5%) + $LiCl_2$ (7%)	122	97	100	42	IH
B	C3(21)	calcite (R)	100-125	NH_4Cl (5%) + $LiCl_2$ (7%)	122	97	100	42	IH
B	C4(32)	calcite (B) + dolomite	100-125	NH_4Cl (5%) + $LiCl_2$ (7%)	21	1	200	170	
B	C4(21)	calcite (R)	100-125	NH_4Cl (5%) + $LiCl_2$ (7%)	21	1	200	170	
B	C5(32)	calcite (B) + dolomite	100-125	NH_4Cl (5%) + $LiCl_2$ (7%)	21	1	200	74	IH
B	C5(21)	calcite (R)	100-125	NH_4Cl (5%) + $LiCl_2$ (7%)	21	1	200	74	IH
B	C6(32)	calcite (B) + dolomite	100-125	NH_4Cl (5%) + $LiCl_2$ (7%)	41	1	200	51	
B	C6(21)	calcite (R)	100-125	NH_4Cl (5%) + $LiCl_2$ (7%)	41	1	200	51	
B	C7(32)	calcite (B) + dolomite	100-125	eau	41	1	200	50	IH
B	C7(21)	calcite (R)	100-125	eau	41	1	200	50	IH
B	C8(32)	calcite (B) + dolomite	100-125	air	41	1	200	46	
B	C8(21)	calcite (R)	100-125	air	41	1	200	46	
C	Q2(43)	quartz (synth.)	100-125	NaOH N	71	50	360	49	
C	Q2(32)	quartz (O)	100-125	NaOH N	71	50	360	49	
C	Q2(21)	quartz (O)	100-125	NaOH N	71	50	360	49	
C	Q3(43)	silice	100-120	NaOH N	187	150	360	44	
C	Q3(32)	quartz (O)	100-125	NaOH N	187	150	360	44	
C	Q3(21)	quartz (O)	100-125	NaOH N	187	150	360	44	
C	Q4(43)	diamant	75-105	NaOH N	200	150	360	51	
C	Q4(32)	silice	100-120	NaOH N	200	150	360	51	
C	Q4(21)	quartz (O)	100-125	NaOH N	200	150	360	51	
C	Q5(43)	quartz (O)	80-100	eau	200	150	360	51	CT
C	Q5(32)	silice	100-120	eau	200	150	360	51	CT
C	Q5(21)	quartz (O)	100-125	eau	200	150	360	51	CT
C	Q6(43)	quartz (O)	80-100	air	50	0.1	360	46	
C	Q6(32)	silice	100-120	air	50	0.1	360	46	
C	Q6(21)	quartz (O)	100-125	air	50	0.1	360	46	
C	Q7(43)	quartz (O)	80-100	NaOH 0.5N	200	150	360	50	
C	Q7(32)	silice	100-120	NaOH 0.5N	200	150	360	50	
C	Q7(21)	quartz (O)	100-125	NaOH 0.5N	200	150	360	50	
C	Q8(43)	quartz (O)	80-100	NaOH 0.1N	200	150	360	43	
C	Q8(32)	silice	100-120	NaOH 0.1N	200	150	360	43	
C	Q8(21)	quartz (O)	100-125	NaOH 0.1N	200	150	360	43	

Figure 113 : Tableau des conditions des essais exploités. Les blocs rigides sont en quartzite (sur les grains de quartz, verre et diamant), ou en marbre (sur les grains de calcite et dolomite). La provenance des grains de quartz ou calcite est la suivante : C = Carrare, B = Côte Basque, O = Oisans (fentes de la Fig. 10a). Les incidents en cours d'essais ont été des infiltrations d'huile autour des blocs (I.F.) ; et une chute de température en cours d'essai (longue coupure de courant nocturne), CT.

III.7/ RESULTATS DE L'ETUDE DE LA DEFORMATION DES GRAINS

Nous décrirons successivement l'aspect de l'ensemble de l'échantillon (l'empilement des blocs cylindriques) puis l'aspect des nappes de grains compressés entre les blocs.

III.7.A/ Aspect des échantillons après déformation

a) L'observation des blocs de quartzite, ou de marbre, qui compressent les grains, va nous renseigner sur certaines conditions des essais notamment sur la répartition de température dans l'enceinte. On observe en effet une différence importante entre les échantillons issus de deux des dispositifs utilisés (cellule triaxiale et autoclave).

Dans le premier cas, les échantillons présentent une très nette inhomogénéité de comportement entre les blocs du haut et du bas (photos Fig. 114). Les blocs du haut montrent des traces de dissolution alors que ceux du bas présentent des croissances cristallines relativement importantes lorsque ces blocs ont été immergés dans NH_4Cl (5 %) à haute température (200°C). Cela signifie qu'il s'établit, au cours de l'essai, un gradient de température dans l'enceinte et un transfert de matière (probablement par convection) qui s'apparente au processus d'obtention des cristaux synthétiques de calcite. L'étude de ce processus n'est évidemment pas notre problème, mais il révèle un défaut de notre appareillage qui est cette inhomogénéité de répartition de la température dans l'enceinte. C'est, entre autre, pour remédier à ce défaut que nous avons construit le troisième dispositif expérimental (autoclave avec mise sous contrainte de l'échantillon).

Avec ce dernier dispositif, en effet (où il y a trois zones de chauffage indépendantes, voir description Fig. 111), l'observation des blocs après déformation ne révèle aucune trace de transfert de matière entre ces blocs (voir Fig. 114). Il faut cependant préciser que cela n'a pas été le cas pour notre premier essai dans cet autoclave. Dans ce premier essai, des zones de dissolution, très localisées mais traduisant un départ de matière important, s'observaient près des têtes de l'échantillon sur les blocs au contact du piston et de l'embase. Cette dissolution apparaissait parce que la quantité de silice dissoute par de la soude NaOH (N) à 360°C est importante et que les quartzites des blocs étaient dissoutes en priorité dans les zones les plus "perburbées" en haut et en bas de l'échantillon (zones de concentration de contrainte, voir Jaeger & Cook, 1969). Pour éviter cela, nous avons, dans les sept essais suivants, effectués dans cet autoclave, entouré l'échantillon de poudre de silice qui constituait ainsi un "anneau" autour de l'échantillon entre celui-ci et le tube métallique de maintien de l'empilement, (Fig. 114b). Avec cet arrangement, cette poudre de silice est partiellement dissoute pour saturer la solution lors de la montée en température, mais les blocs eux-mêmes ne sont pas altérés en aucun point de l'empilement. Aucune trace de recristallisation n'apparaît non plus sur la surface de ces blocs. On s'assure ainsi indirectement de la bonne homogénéité de répartition des températures dans cet autoclave.

Une autre façon de s'assurer que le système est clos, du point de vue des transferts à l'échelle de chaque nappe de grain est de voir si les nappes supérieures et les nappes inférieures ont bien le même comportement. Ceci est vrai dans tous les essais sur le quartz sauf celui avec de l'eau où l'on observe une différence entre les nappes du haut et du bas. Dans ce cas particulier, une coupure de courant nocturne de longue durée est intervenue pendant l'essai. La chute de température a entraîné une chute de pression des fluides différente dans le réservoir au-dessus du piston (σ_1) et dans l'enceinte proprement dite (P). Cela s'est traduit par une augmentation du déviateur (σ_1-P) qui a entraîné

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

la fracture (et même la ruine) de certains blocs, dont un, du milieu, qui en s'écrasant s'est coincé dans le manchon métallique. Nous pensons que c'est probablement ce qui explique la différence de comportement des grains dans les nappes du haut et du bas, dans la mesure où la nappe du bas a pu être maintenue sous un déviateur de contrainte plus élevée que celle du haut dans la suite de l'essai après rétablissement d'une température homogène.

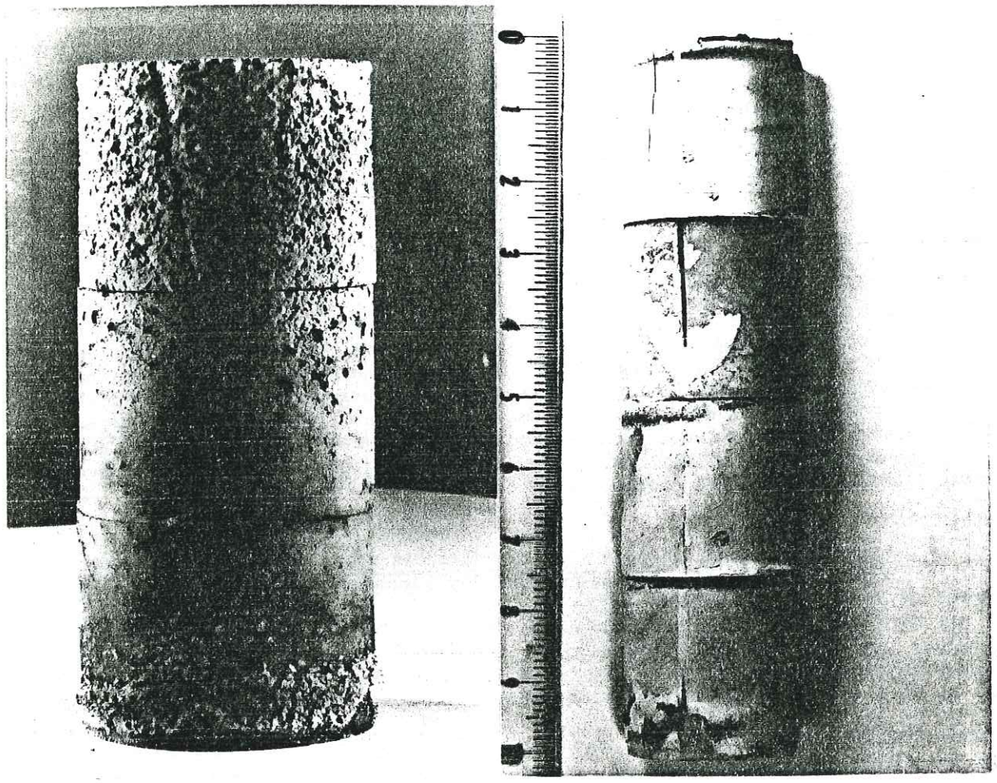


Figure 114 - Aspect des blocs de marbre (a) et de quartzite (b) après maintien sous contrainte prolongée dans un fluide corrosif (respectivement NH_4Cl (5 %) et NaOH (N)). (a) : Dissolution (en haut), cristallisation (en bas) de l'empilement témoignant d'un gradient de température dans l'enceinte de la cellule triaxiale. (b) : Aucun transfert de matière entre les blocs dans l'autoclave : température homogène à ± 1°C près. La pellicule de poudre collée autour des blocs protège ceux-ci de la dissolution. On remarquera aussi la fracturation du bloc supérieur (fracture radiale : mode 1).

b) Une autre remarque intéressante sur l'aspect des blocs après une mise sous contrainte de longue durée, en présence d'un fluide très corrosif (avec NaOH pour les quartzites et NH_4Cl pour les marbres), est que certains de ces blocs apparaissent fracturés, avec des fractures diamétrales, particulièrement dans les deux blocs du haut et du bas qui sont au contact du piston et de l'embase. C'est une observation très intéressante parce qu'elle montre que même avec un déviateur de contrainte faible (50 MPa au maximum, voir Fig. 113) des fractures peuvent apparaître bien en-dessous du seuil de rupture

classiquement admis pour ces roches (150-200 MPa, Jaeger & Cook 1976). Comme ce processus de fracturation n'a pas été observé en absence de liquide, ou avec des liquides très peu corrosifs comme l'eau, (sauf cas particulier cité ci-dessus), on peut en conclure que c'est la présence d'une solution corrosive qui fragilise un échantillon et qui abaisse son seuil de rupture. Nous n'avons pas cherché à étudier plus avant ce problème mais il mériterait sûrement une étude plus détaillée. Le type de fracture qui apparaît (fracture fragile de mode 1) ne conduit cependant pas à la ruine de l'échantillon (contrairement au cas particulier de l'essai avec chute de σ_1-P ou les fractures étaient plutôt des plans de cisaillement obliques à σ_1). Les essais se sont poursuivis sans problème après l'apparition de ces fractures "fragiles". On peut ajouter aussi que, dans le 1er essai effectué dans l'autoclave (quartzites dans NaOH sans poudre de quartz autour des blocs), tous les blocs ont été fracturés. Ceci souligne encore l'effet protecteur de la poudre autour de ces blocs mais cela montre aussi que c'est bien une action corrosive de surface sur l'échantillon par la solution corrosive qui induit la fracturation des blocs. L'implication dans les déformations naturelles est la suivante : si ce processus de fragilisation (de "corrosion") est, comme c'est probable, dépendant du temps, il est très rapide (et donc observable au laboratoire) avec des fluides corrosifs, mais il pourrait aussi apparaître dans la nature entre des fluides moins corrosifs (comme de l'eau plus ou moins salée ou des gaz volcaniques) après des durées de contacts plus importantes, mais qui, à l'échelle des temps géologiques, pourraient être assez faibles. Nous ne reviendrons pas en détail sur ce problème dans la discussion des résultats. Nous retiendrons simplement la nécessité de poursuivre des recherches dans ce domaine.

III.7.B/ Aspect des grains minéraux après déformation

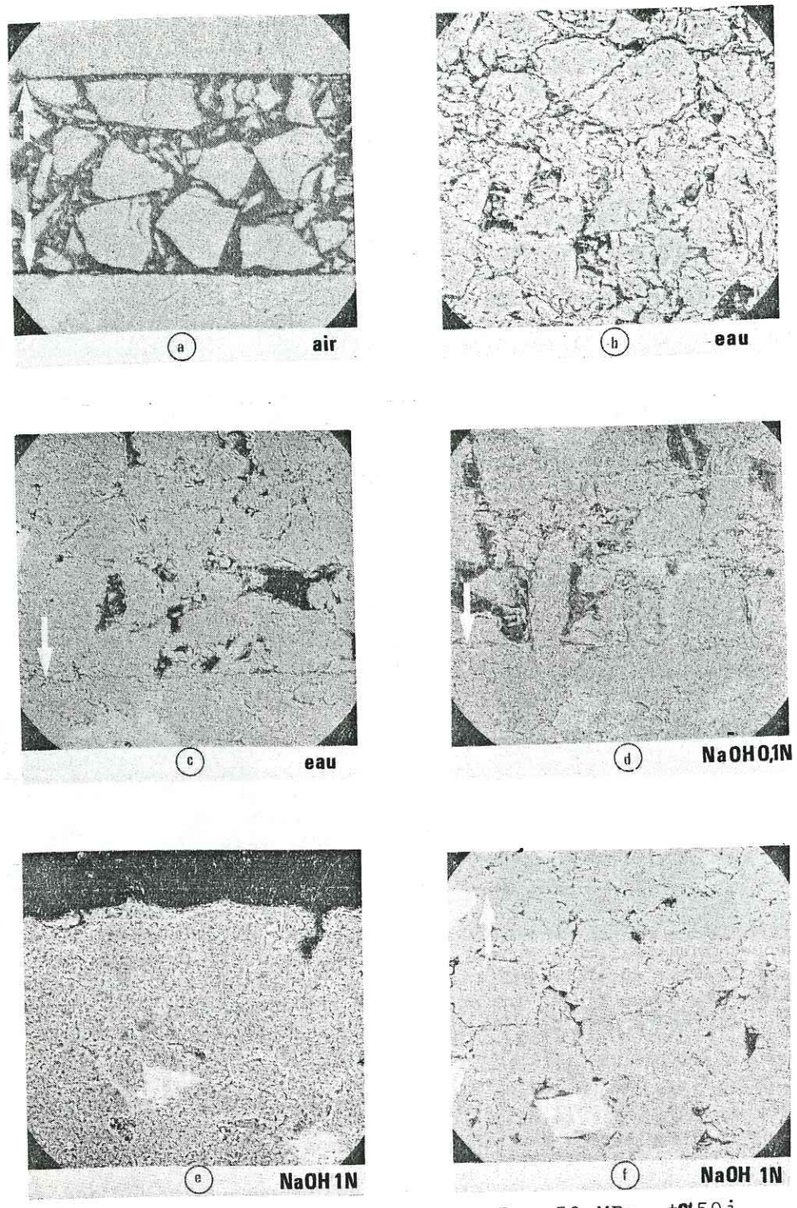
a) Méthodes de traitement des échantillons

L'aspect des grains minéraux après leur maintien sous contrainte durant de longues périodes est d'abord présenté sur des photographies de lames minces observées au microscope optique (Fig. 116 à 123 et 125-126), ou bien au microscope électronique à balayage (Fig. 115 et 124). Pour cela les échantillons ont été préparés de la manière suivante : à la fin de chaque essai, les échantillons (blocs séparés ou collés entre eux selon les essais) ont été d'abord fendus en deux par la méthode de fracturation dite "brésilienne" (Jaeger & Cook 1969), ceci pour obtenir, par une fracturation diamétrale très propre, deux demi-cylindres sans modification des nappes de grains qui étaient toujours plus ou moins bien collées à l'un ou l'autre des blocs (un sciage des blocs n'aurait pas permis de récupérer ces nappes intactes). Une moitié de chaque bloc a été conservée pour des analyses ultérieures. L'autre moitié a été incluse dans une résine spéciale (ne se vaporisant pas sous vide). Des lames minces ont ensuite été effectuées qui n'ont pas été couvertes, mais polies, pour rendre possible des examens au M.E.B. ou en cathodoluminescence.

Sur certaines de ces lames minces (pour les grains de quartz), une approche plus quantitative a été esquissée par la mesure d'une part, de changements de forme des grains et d'autre part, de la distribution de leurs axes optiques.

- Pour estimer les changements de formes des grains nous avons utilisé une méthode très simple qui consiste à compter sur les lames minces, suivant deux lignes, l'une perpendiculaire et l'autre parallèle à la nappe, le nombre d'intersections entre ces lignes et les joints de grains sur des longueurs unités évidemment égales dans les deux directions, puis à faire le rapport (R) entre les deux valeurs, Nicolas & Poirier (1976), voir Fig. 127-129c.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011



T = 360°C, P = 150 MPa, σ_1 - P = 50 MPa, t≈50j

Figure 115 : Déformation expérimentale de nappes de grains de quartz maintenus sous contrainte uniaxiale en présence de fluides variés. Observation de lames minces (consolidées après les essais par une résine) : images des électrons retrodiffusé obtenues au M.E.B., en blanc-gris = quartz, en noir = résine. On note le développement de dissolution-cristallisation, marqué par des indentations et des colmatages entre les grains (et avec les blocs), lorsque le fluide est un bon solvant du quartz (d, e, f). Par contre, avec de l'eau, ces processus sont très peu développés (ils ne changent pratiquement pas la forme des grains). Cette forme initiale des grains (non broyés) est encore mieux conservée avec de l'air (a). L'essai (c) est un peu particulier, une chute de température a probablement accru la valeur du déviateur de contrainte en cours d'essai, voir texte. Les flèches blanches sont dans la nappe de grain et indiquent (éventuellement) la limite avec les blocs rigides.

σ_1
vertical

Fig.115 à 126

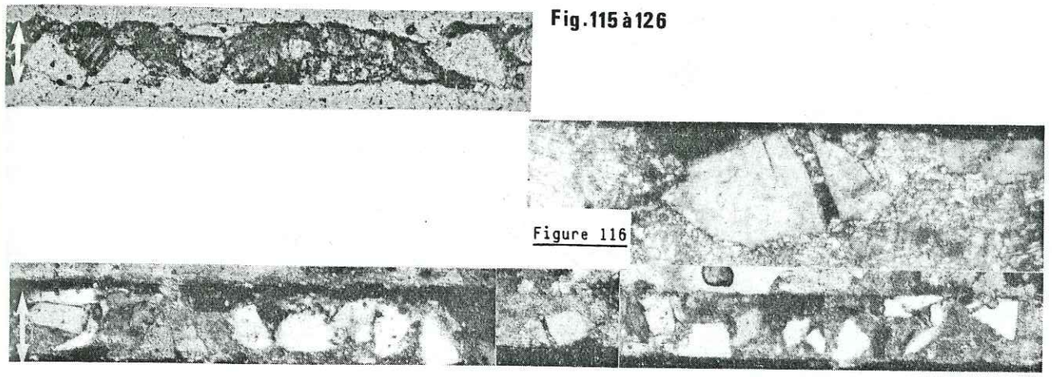


Figure 116

eau, T = 20°C, P = 0.1 MPa, σ_1 - P = 25 MPa, t=1150j, ϕ = 100-125 µm

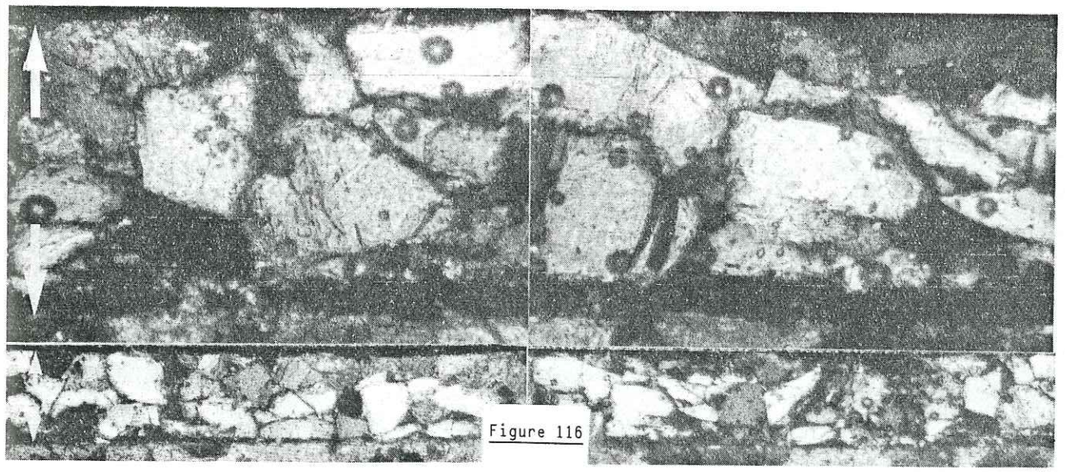
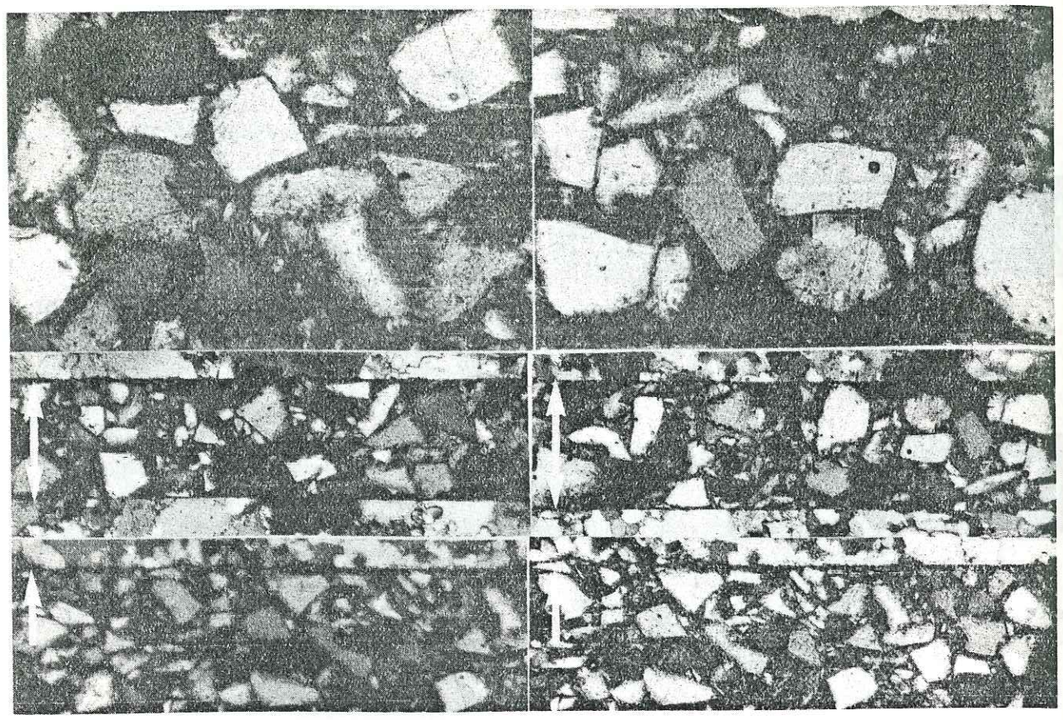


Figure 116

Figure 116-122 : Déformation expérimentale de nappes de grains de quartz, même type de lames minces que la Fig. 115 mais observées au microscope optique (lumière polarisée). On note le développement d'indentation et de colmatage entre les grains (marqueurs de dissolution-cristallisation) lorsque le fluide est un bon solvant du quartz (Fig. 119-120-121-122). Ces processus apparaissent peu développés avec de l'eau (sauf peut être pour de très longues durées d'essai, Fig. 116) ; on notera l'unique zone de colmatage, entre trois grains, trouvée sur une lame de la Fig. 118 (grains de 80-100µm). L'autre lame de la même Figure est un cas particulier (voir Fig. 115c). Aucune déformation par transfert n'apparait avec de l'air autour des grains (Fig. 117). Les flèches blanches sont dans la nappe de grains et indiquent (éventuellement) la limite avec les blocs rigides).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011



air, T = 360°C, P =0.1 MPa, σ_1 - P = 50 MPa, t = 46j, ϕ = 80-100 µm
ϕ = 100-125 µm

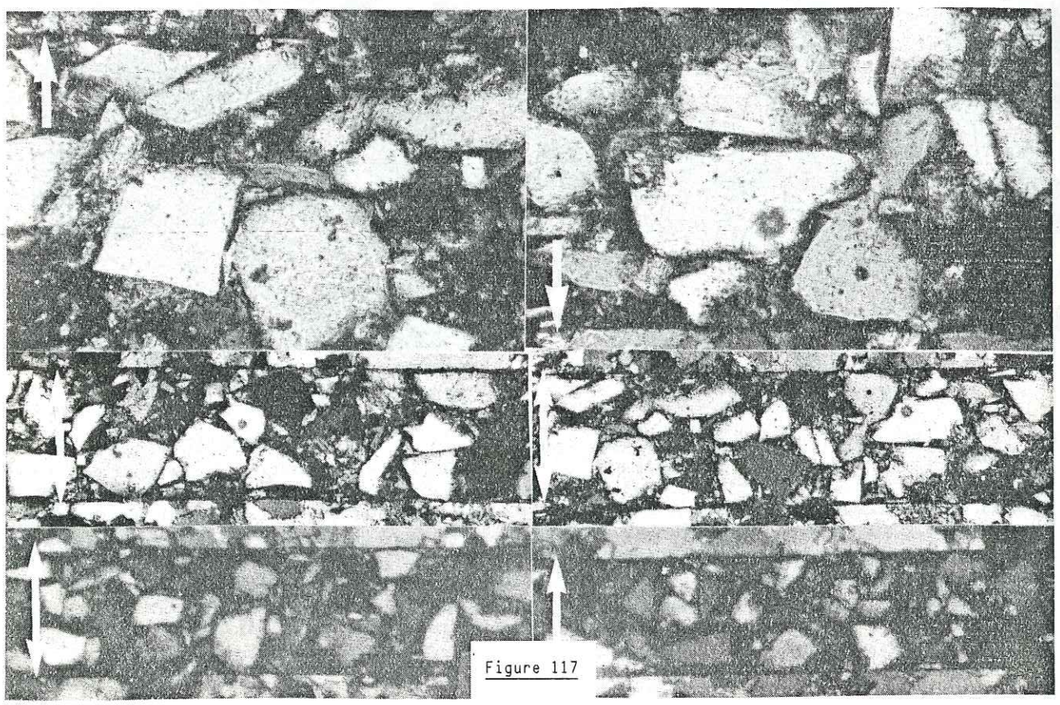
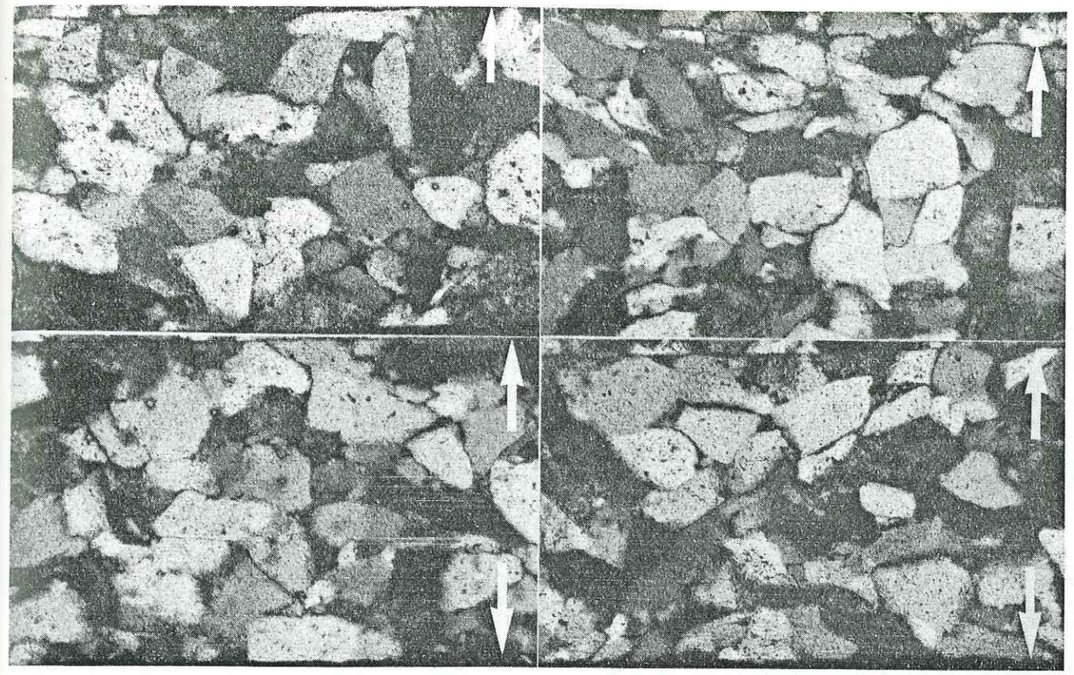


Figure 117



H_2O, T = 360°C, P = 150 MPa, σ_1 - P = 50 MPa, t = 51j, ϕ = 100-125 µm

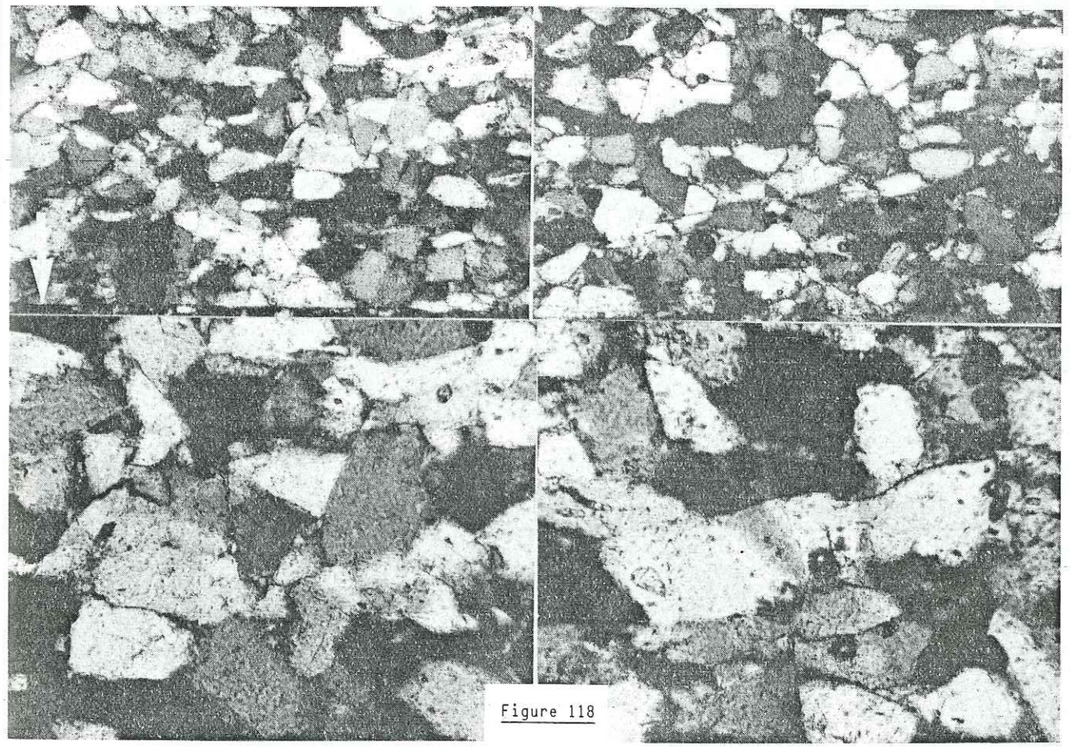
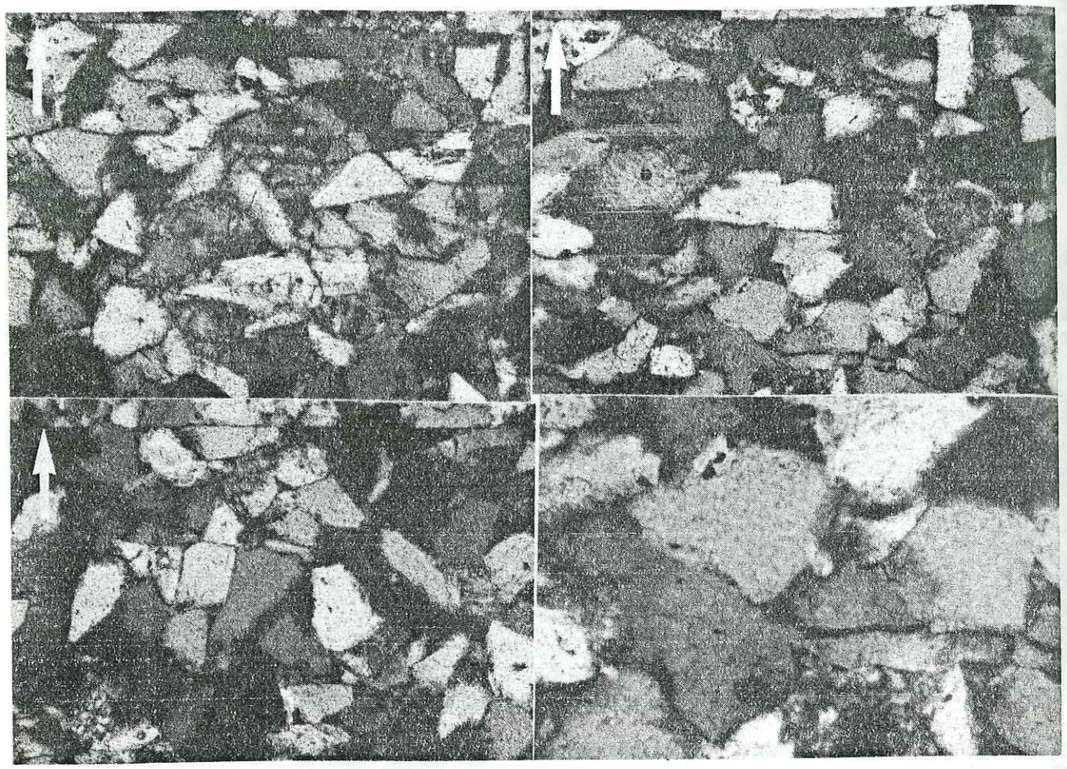


Figure 118

H_2O, T = 360°C, P = 150 MPa, σ_1 - P = 50 MPa, t = 51j, ϕ = 80-100 µm

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011



NaOH 0.1N, T = 360°C, P = 150 MPa, σ_1 - P = 50 MPa, t=43j, ϕ = 100-125 µm ↑ 80-100 µm ↓

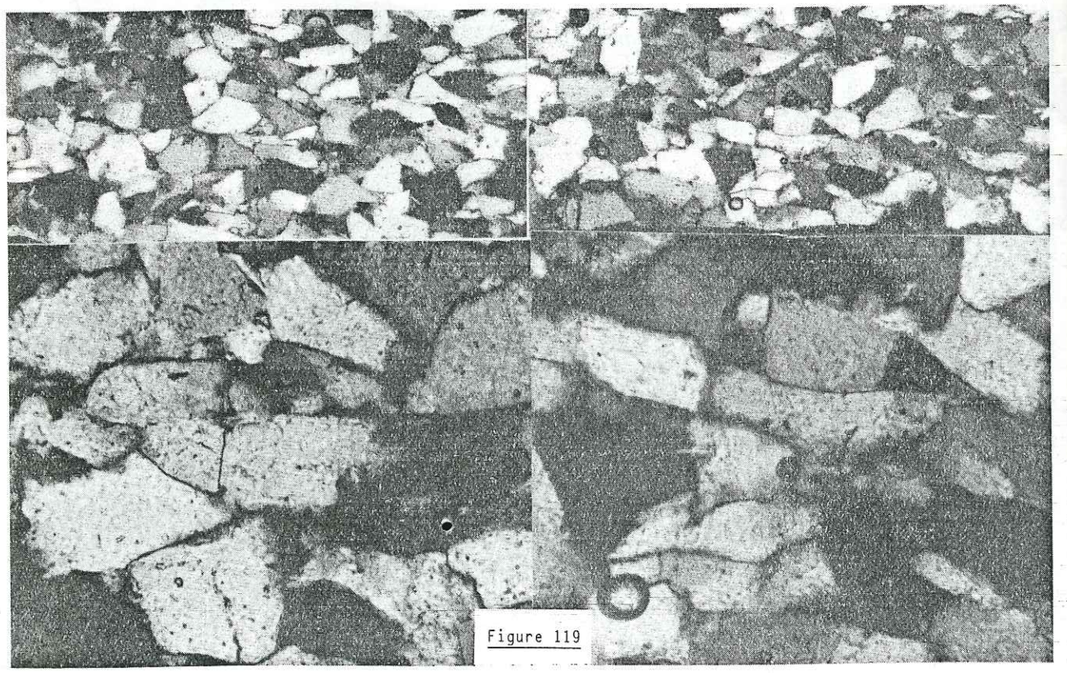


Figure 119

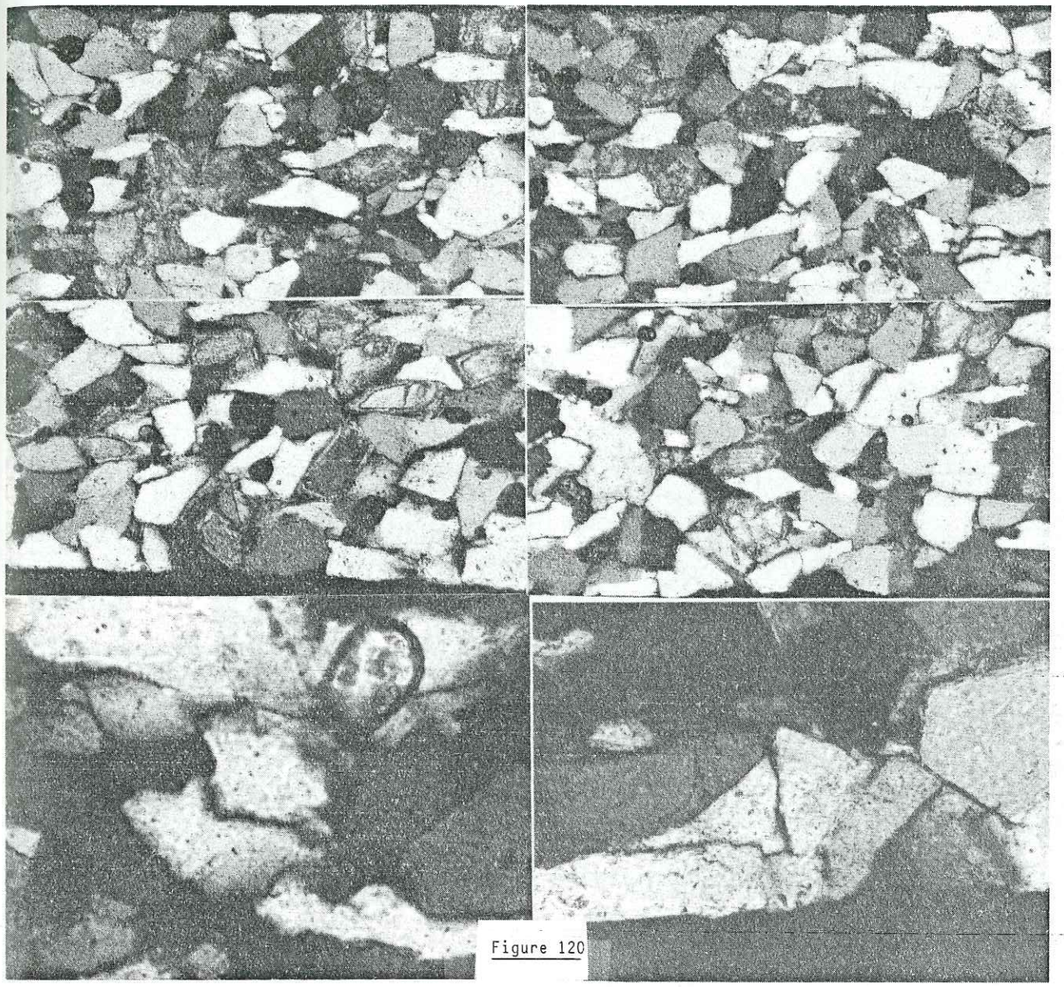


Figure 120

NaOH 0.5N, T = 360°C, P = 150 MPa, σ_1 - P = 50 MPa, t=50j, ϕ = 80-100 µm

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

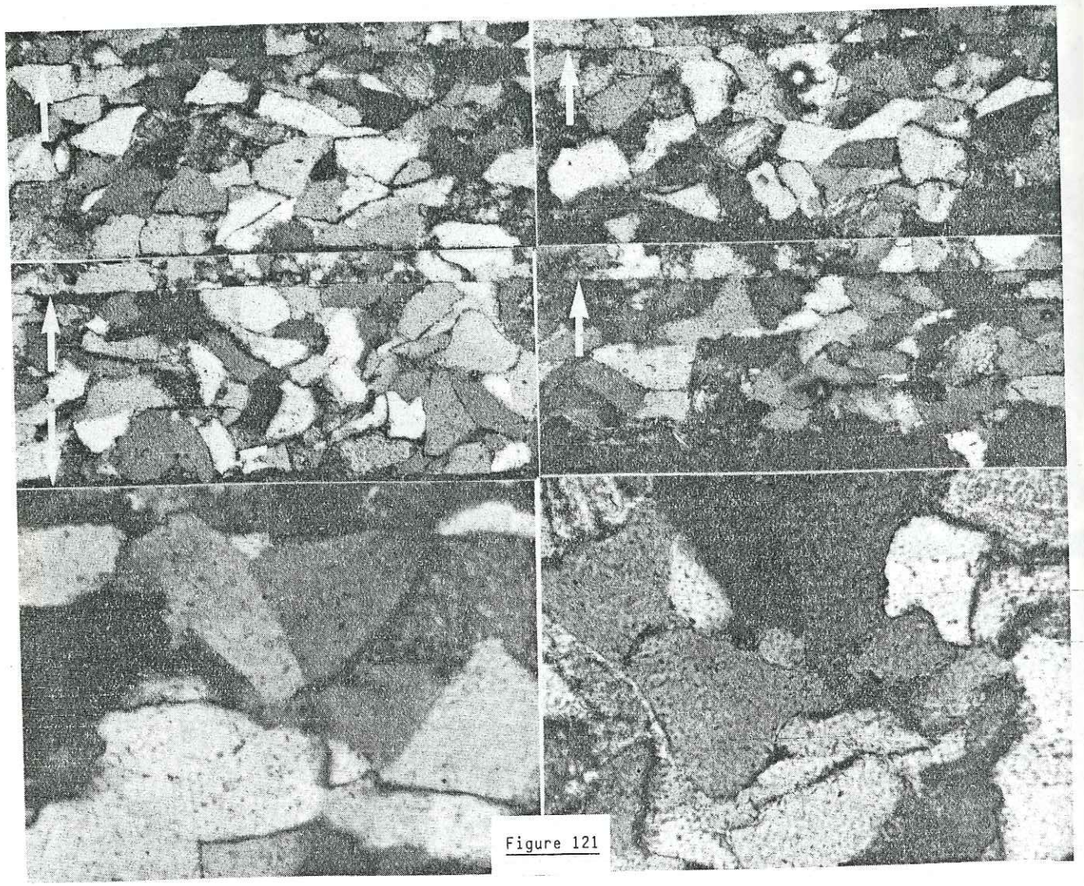
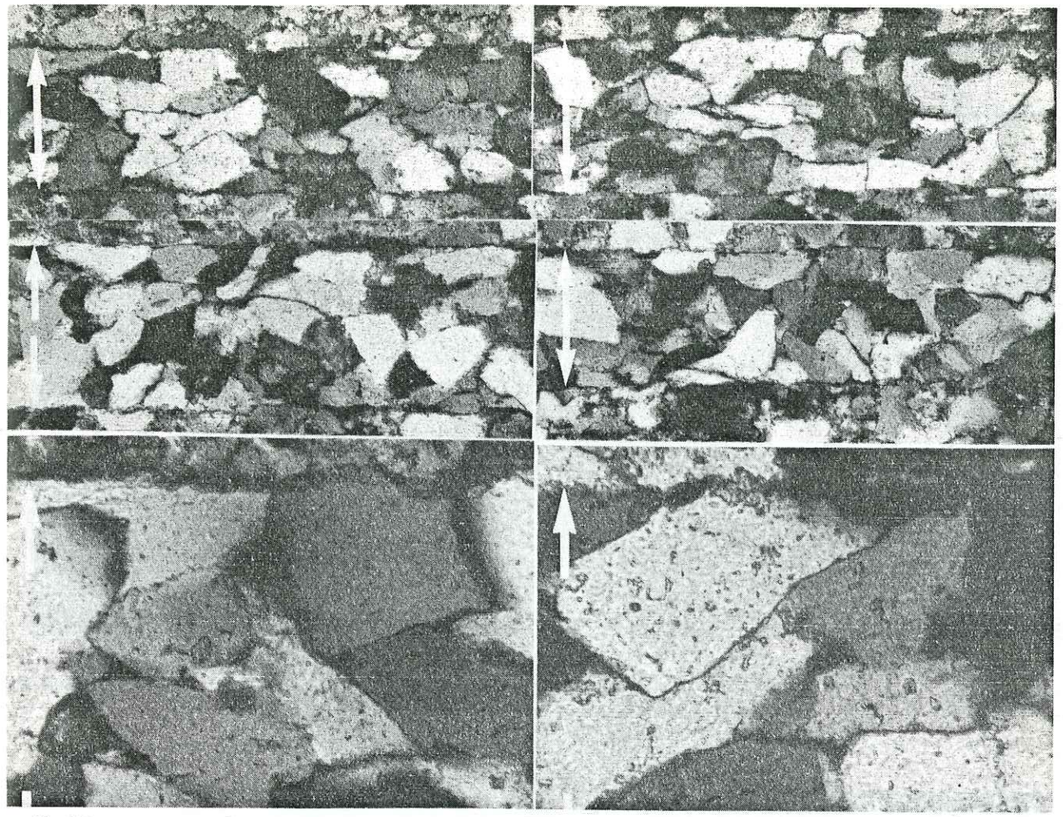


Figure 121

NaOH N, T = 360°C, P = 150 MPa, σ_1 - P = 50 MPa, t=51j, ϕ = 100-125 µm



NaOH N, T = 360°C, P = 150 MPa, σ_1 - P = 31 MPa, t=44j, ϕ = 100-125 µm

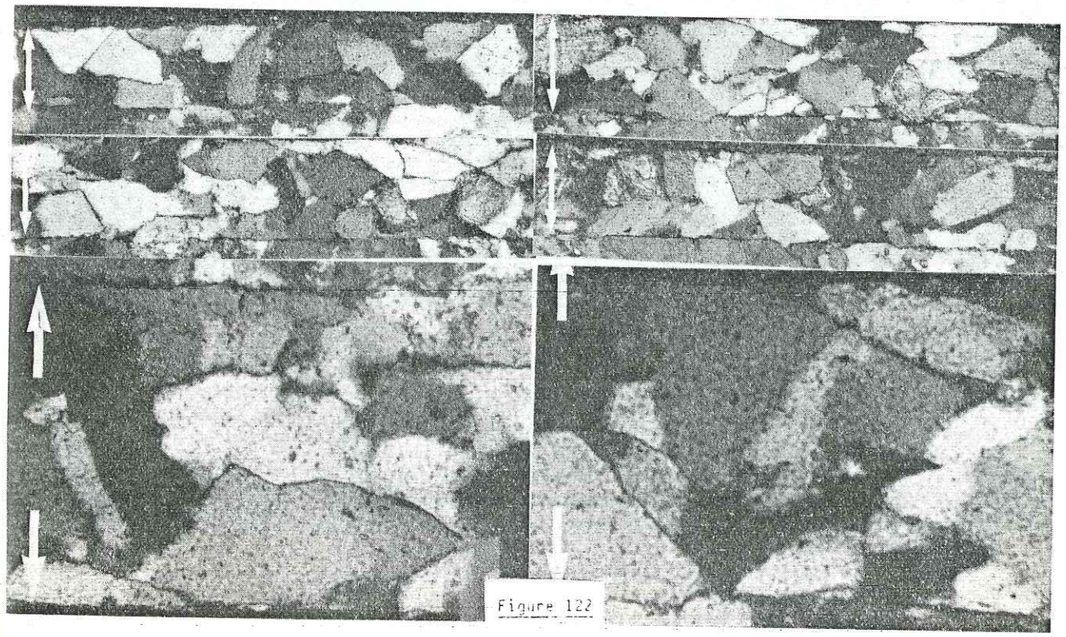


Figure 122

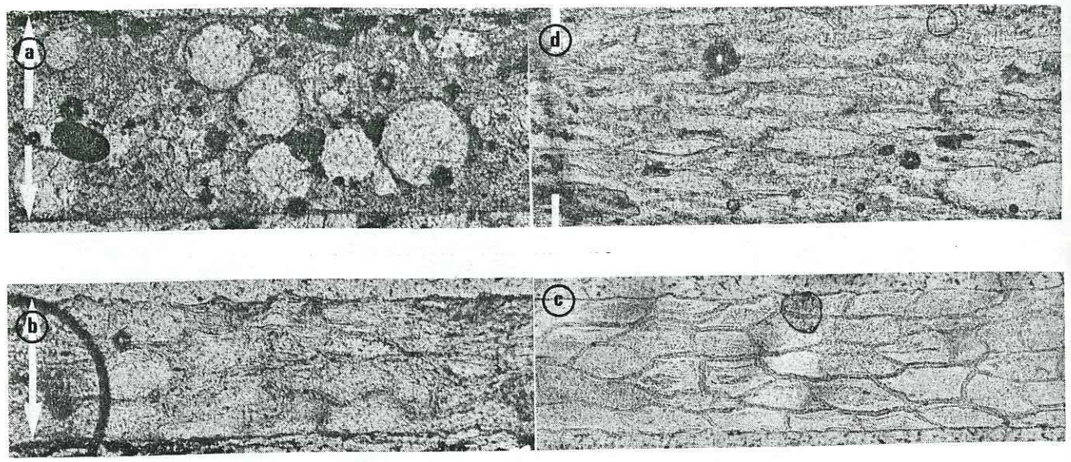
tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

verre, air, T = 360°C, P = 0.1 MPa,

σ_1 - P = 50 MPa, t=46j, ϕ = 100 µm

verre, NaOH 0.5N, T = 360°C, P = 150 MPa,

σ_1 - P = 50 MPa, t=50j, ϕ = 100 µm

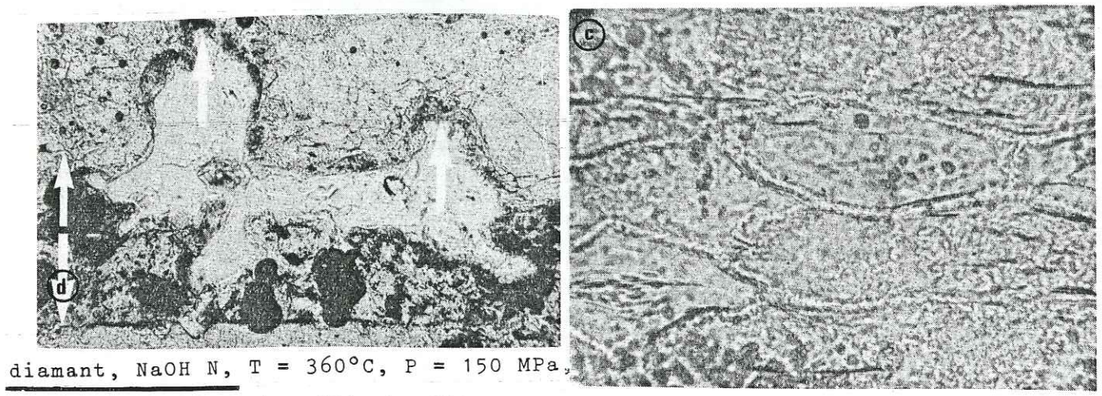


verre, H_2O, T = 360°C, P = 150 MPa,

σ_1 - P = 50 MPa, t=51j, ϕ = 100 µm

verre, NaOH 0.1N, T = 360°C, P = 150 MPa,

σ_1 - P = 50 MPa, t=43j, ϕ = 100 µm



diamant, NaOH N, T = 360°C, P = 150 MPa,

σ_1 - P = 50 MPa, t = 51j, ϕ = 100 µm

Figure 123 : Déformation expérimentale de nappes de billes de verre et de diamant. Lames minces de ces nappes (inclues dans une résine après les essais), observées au microscope optique. On note l'accroissement des processus de dissolution-cristallisation avec l'augmentation de la solubilité de la silice dans le fluide de confinement. On observe un poinçonnement des quartzites par les grains de diamant.

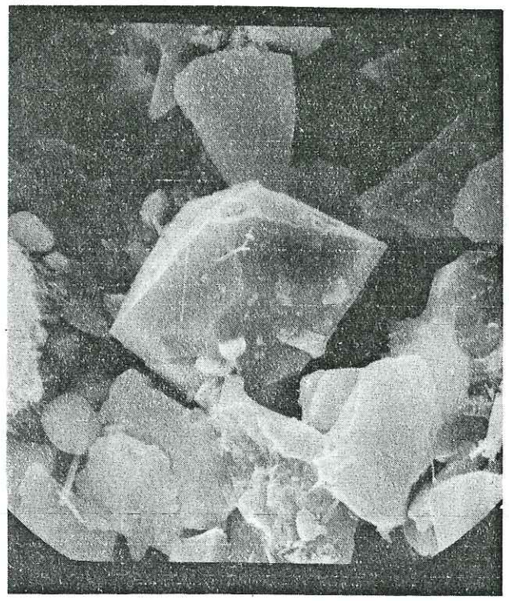
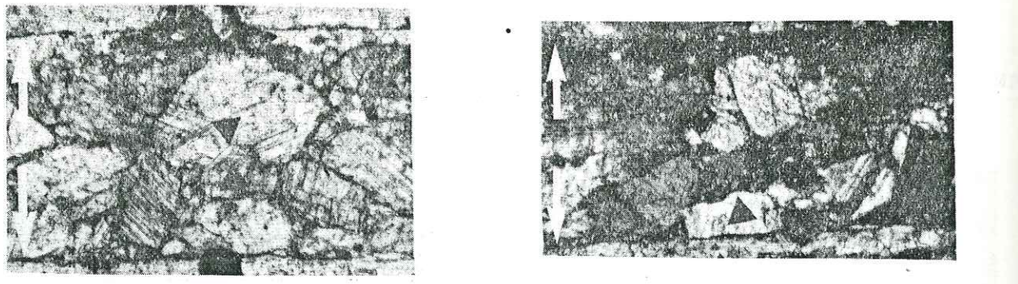


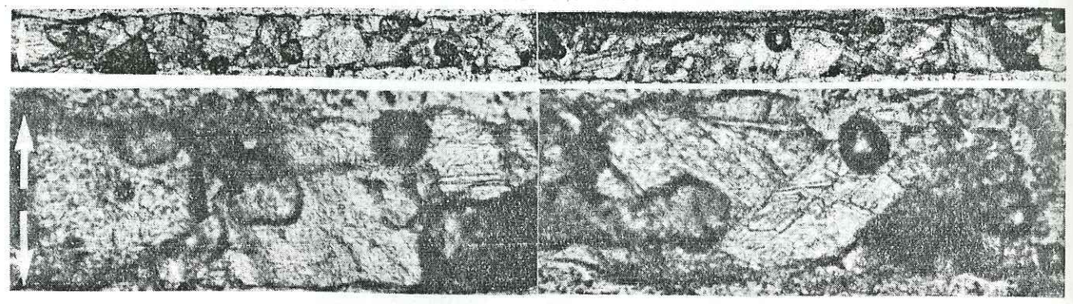
Figure 124 : Croissance d'un petit cristal de quartz dans un micropore de l'agrégat de la Fig. 122 (avec NaOH N).

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

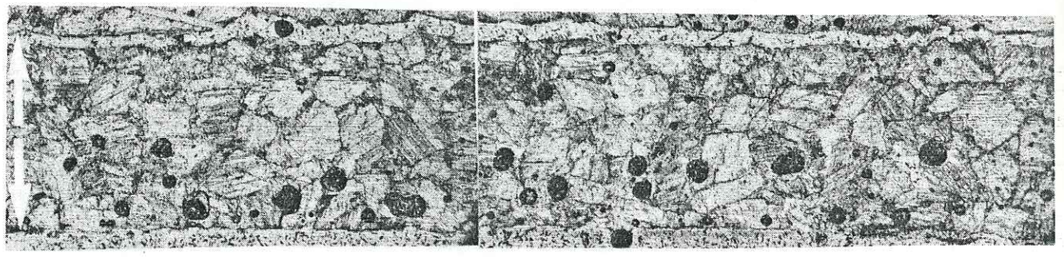
tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011



$NH_4Cl(5\%)+LiCl_2(7\%)$, T = 100°C, P = 97 MPa, σ_1-P=25 MPa, t=42j, ϕ = 100-125 µm



$NH_4Cl(5\%)+LiCl_2(7\%)$, T = 200°C, P = 1 MPa, σ_1-P=20 MPa, t=170j, ϕ = 100-125 µm



$NH_4Cl(5\%)+LiCl_2(7\%)$, T = 200°C, P = 1 MPa, σ_1-P=20 MPa, t=74j, ϕ = 100-125 µm

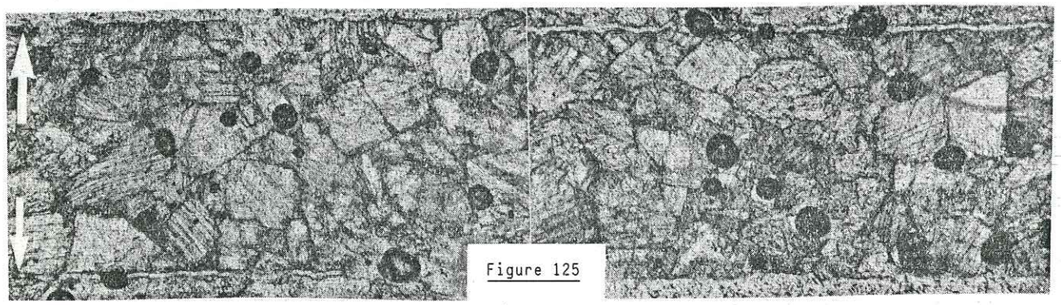
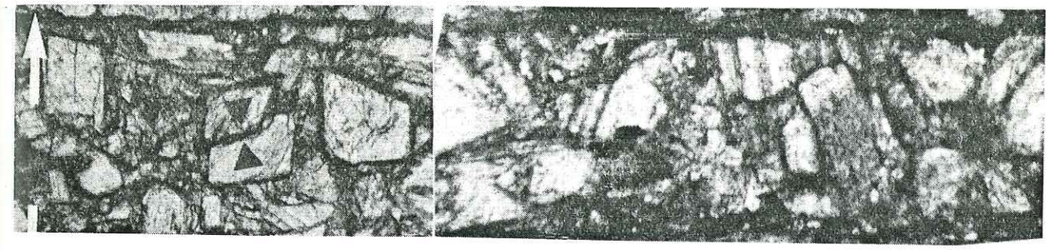
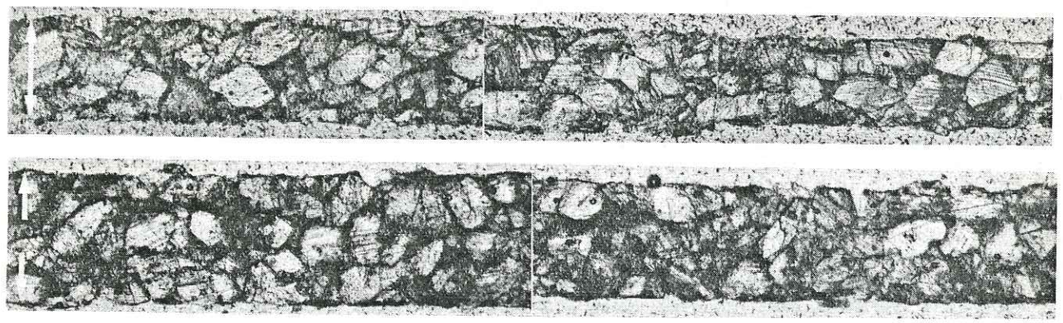


Figure 125

$NH_4Cl(5\%)+LiCl_2(7\%)$, T = 200°C, P = 1 MPa, σ_1-P=40 MPa, t=51j, ϕ =100-125 µm



eau, T = 20°C, P = 0.1 MPa, σ_1 - P = 25 MPa, t=90j, ϕ= 80-100 µm



eau, T = 20°C, P = 0.1 MPa, σ_1 - P = 40 MPa, t=1150j, ϕ= 80-100 µm

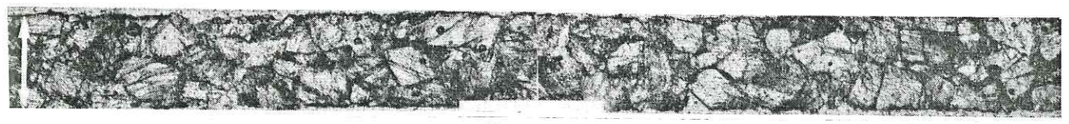


Figure 126

eau, T = 20°C, P = 0.1 MPa, σ_1 - P = 25 MPa, t=1150j, ϕ= 80-100 µm

Figure 125-126 : Déformation expérimentale de nappes de grains de calcite. Lames minces des grains (inclues après les essais dans une résine), observées au microscope optique. On note le développement des processus d'indentation des grains les uns dans les autres (et aussi dans les blocs de marbre) lorsque le fluide est un bon solvant de la calcite (avec NH_4Cl à haute température). Les flèches blanches sont dans la nappe de grains et indiquent éventuellement la limite avec les blocs rigides.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

- Pour révéler d'éventuelles déformations plastiques des grains, nous avons mesuré les orientations du plan de glissement basal (0001) des grains de quartz grâce à la mesure de l'orientation des axes optiques de ces grains. S'il y a déformation plastique, il doit apparaître une orientation privilégiée de ces plans de glissement (Bouchez 1977). La distribution angulaire de la trace des plans (0001) par rapport au plan de la nappe (plan perpendiculaire à σ_1) est donnée dans la Fig. 128.

b) Description des nappes de grains de quartz

Deux types d'essais ont été effectués avec ce minéral : les uns dans l'autoclave, d'une durée moyenne de 50 jours, à 360°C, avec des fluides variés (air, eau, NaOH 0,1 N, 0,5 N, N), et avec d'autres différences (contrainte, diamètre des grains, etc... voir Fig. 113 pour les conditions de ces essais) ; les autres de longue durée (plus de 3 ans) à température ambiante, dans l'eau (sous les bancs de fluage; voir Fig. 108).

Les résultats les plus spectaculaires s'obtiennent avec les essais à haute température. On note une première différence dans l'aspect des grains selon la nature du fluide.

i) Avec de l'air autour des grains, beaucoup conservent leur forme initiale et quelques uns sont broyés (Fig. 115a et 117). Mais il n'y a aucune trace, ni d'indentation des grains les uns dans les autres, ni de croissance sur ces grains, donc pas de trace de dissolution-cristallisation (la nappe après l'essai n'a d'ailleurs aucune cohésion).

ii) Avec de l'eau (Fig. 115b et 118), la compaction de la nappe est bien meilleure. La nappe acquiert une cohésion telle que l'on peut la détacher en plaque des blocs de quartzite. On note aux microscopes un certain engrenage des grains les uns dans les autres, avec localement indentation de ces grains qui simulent ainsi des galets impressionnés. A priori il faut être prudent dans l'interprétation de ces indentations qui pourraient aussi être liées à des processus mécaniques de broyage localisé. Mais on observe aussi, sur les mêmes lames, que plusieurs grains peuvent être soudés par colmatage (croissance cristalline) ce qui se traduit par l'apparition de longs domaines (allongés perpendiculairement à σ_1) constitués par la coalescence de deux ou trois grains initiaux (Fig. 118). L'association indentation-colmatage marque alors clairement l'apparition et le développement de processus de dissolution-cristallisation. Avec de l'eau, les zones de croissance cristalline restent cependant limitées à quelques points dans chaque lame mince.

iii) Avec de la soude (Fig. 115d,e,f et 119 à 122) des témoins de dissolutions-cristallisations apparaissent par contre dans l'ensemble de la nappe, avec généralisation des indentations et des colmatages qui s'observent entre tous les grains. On peut voir sur la Fig. 115 (images des électrons rétro diffusés obtenues au M.E.B.) la différence entre un essai avec de l'eau (Fig. 115b) et un essai avec NaOH (N), (Fig. 115e ou f). Dans le premier cas on distingue encore nettement les contours initiaux des grains, avec une fine couche de résine (en noir) entre ces grains (blancs), alors que dans le second cas, il n'y a apparemment plus de vide entre les grains dont les contours sont très difficiles à reconnaître.

On note la même évolution sur les photographies au microscope optique où l'engrenage des grains les uns dans les autres augmente avec la concentration en soude de la solution, donc en fait, avec la concentration de silice dans le fluide pendant l'essai (c = 0,05 % avec de l'eau, puis 0,5 % avec NaOH 0,1 N, 1 % avec NaOH 0,5 N et 2,9 % avec NaOH N). Dans

les essais avec NaOH (N) (Fig. 121-122) les grains de la nappe sont si bien engrenés les uns dans les autres que l'on a de la peine à les distinguer de la roche des blocs adjacents qui sont en quartzite !...). Sur ces mêmes essais, comme sur tous les essais avec NaOH, on observe aussi que la surface de contact entre nappe et bloc n'est plus plane. Des grains de la nappe pénètrent la quartzite, avec dissolution préférentielle le long des joints de grains de cette roche (Fig. 122).

Enfin, dans la nappe de grains déformés avec NaOH (N), on observe, au M.E.B. à plus fort grossissement (x 2000), qu'il subsiste entre les grains de petits vides (micropores). Au coeur de ces vides on peut voir des petits cristaux de quartz automorphes d'une taille non négligeable (de l'ordre de 25 µm sur la Fig. 124), qui ressemblent exactement aux petits cristaux de quartz synthétiques issus des synthèses hydrothermales.

Le report des mesures de changements de forme des grains (voir méthode § III.7.B.a) en fonction de la solubilité (c) du quartz dans les solutions des différents essais confirme l'impression précédente. La forme des grains devient de plus en plus allongée (perpendiculairement à σ_1) au fur et à mesure que (c) augmente (Fig. 127). Sur ce diagramme on a aussi reporté des mesures faites sur des nappes ayant des tailles de grains différentes. Tout cela sera discuté au § III.8.

Le report de la distribution angulaire de la trace des plans (0001) pour un grand nombre de grains (210-250) dans différentes nappes ne révèle par contre pas d'orientation privilégiée bien nette de ces plans, ceci quel que soit le fluide de confinement (air : Fig. 128a, ou NaOH (N) : Fig. 128b & c). Le report de l'ensemble des mesures effectuées sur trois nappes différentes, dans le même diagramme (Fig. 128d) ne révèle pas non plus d'orientation privilégiée, avec un nombre élevé de grains mesurés (680). A l'observation de détail un certain nombre de grains paraissent néanmoins avoir subi à leurs limites, une certaine déformation qui apparaît par des extinctions onduleuses localisées. On l'observe en particulier sur un grain de la Fig. 122 qui en poinçonne un autre. Une zone d'extinction particulière apparaît dans la partie du grain indenteur qui a été soumise au maximum de contraintes (près de la pointe du poinçon). Mais ces déformations "mécaniques" sont limitées aux bordures de certains grains, le changement de forme des grains n'est donc pas lié à des déformations plastiques internes de ces grains mais bien à des déformations par transfert de matière.

ii) Lorsqu'on examine les essais de très longues durées, effectués à température ambiante (Fig. 116), on trouve aussi des marques d'indentation des grains les uns dans les autres. Les traces de croissance entre les grains sont moins évidentes mais dans certains de ces grains des fractures verticales (parallèles à σ_1 semblent colmatées par du quartz redéposé. Dans d'autres de ces essais nous avions volontairement mélangé des grains de quartz et de calcite. L'interprétation des structures sur lames minces n'en est pas facilitée. On ne peut pas savoir par exemple si le remplissage de calcite entre les deux morceaux d'un même grain de quartz fracturé est une zone de dépôt de calcite (par cristallisation), ou bien si c'est une injection de poudre (issue d'un broyage mécanique) de cette même calcite (Fig. 116). On a d'ailleurs pu aussi remarquer sur certains des essais conduits dans l'autoclave (Fig. 119-121) que lorsque la nappe de grains contenait (involontairement !) quelques grains de calcite, des auréoles de ce minéral entourent systématiquement les grains initiaux mais leur interprétation (origine mécanique ou chimique) est aussi délicate que précédemment.

Pour résumer les observations effectuées sur les grains de quartz déformés expérimentalement, nous avons schématiquement représenté l'évolution de la forme des grains en fonction de la nature de la solution. D'une certaine manière il s'agit aussi d'une évolution schématique dans le temps de la déformation de ces grains par dissolution-cristallisation, voir discussion § III.8.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

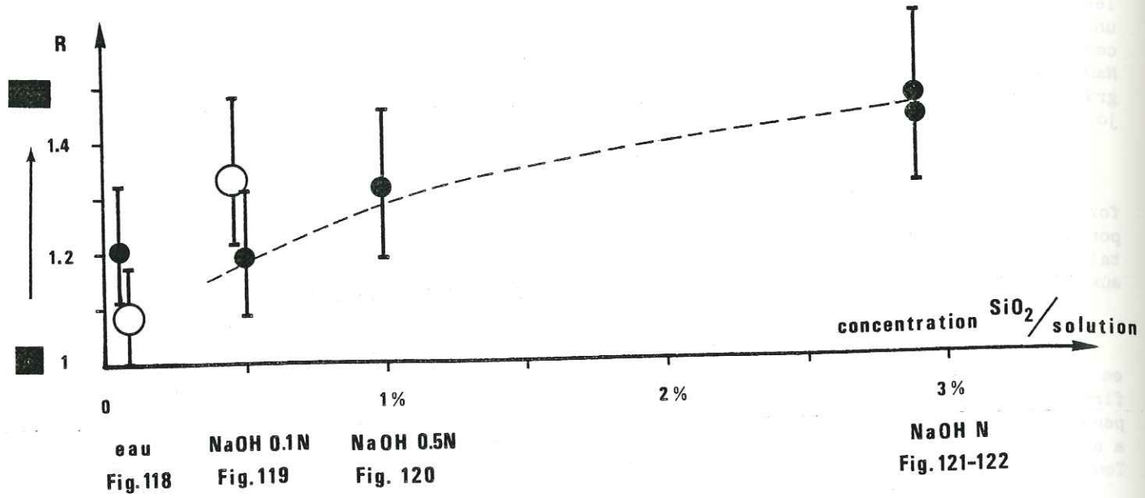


Figure 127 - Evolution de la forme des grains de quartz (R) en fonction de la concentration de ce quartz en solution au cours des essais (c). R est le rapport du nombre d'intersections entre les joints de grains et deux lignes orthogonales de même longueur parallèle et perpendiculaire à σ_1. c évolue avec la teneur en NaOH de la solution ; même conditions d'essai que celles données dans la Fig. 129, mais avec deux diamètres de grains initiaux : ronds = 80-100 µm, points = 100-125 µm.

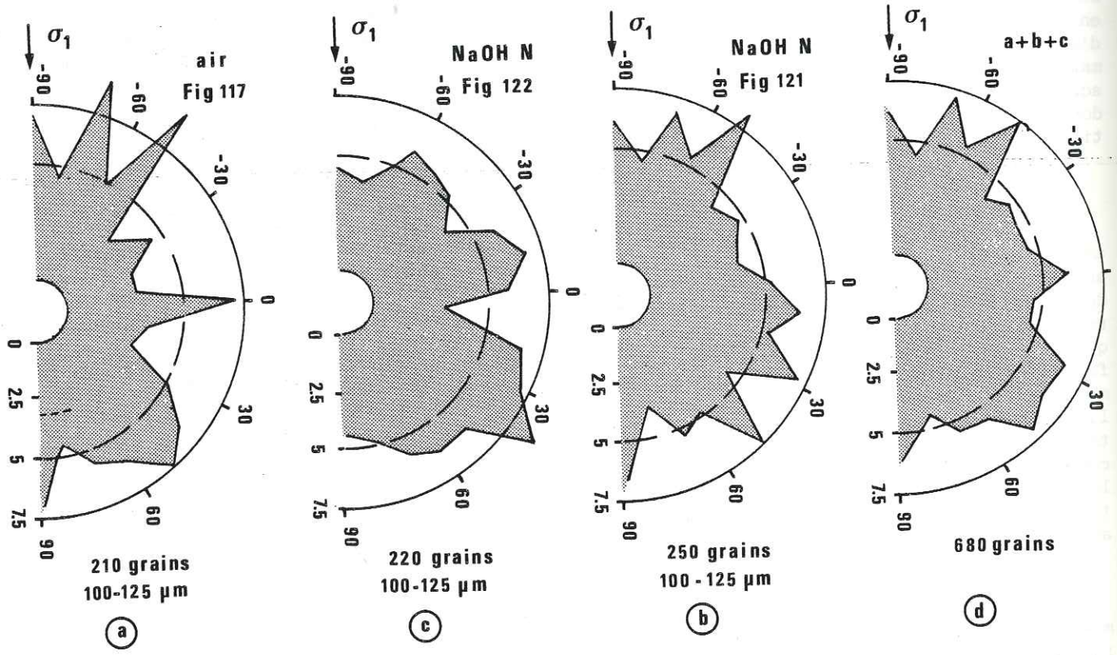


Figure 128 - Distribution de la trace des plans (0001) des grains de quartz dans plusieurs nappes avec des fluides différents : (a) : avec de l'air ; (b) et (c) : avec de la soude (NaOH, N) ; (d) : somme des mesures dans les trois cas. Voir les figures citées pour les conditions d'essais

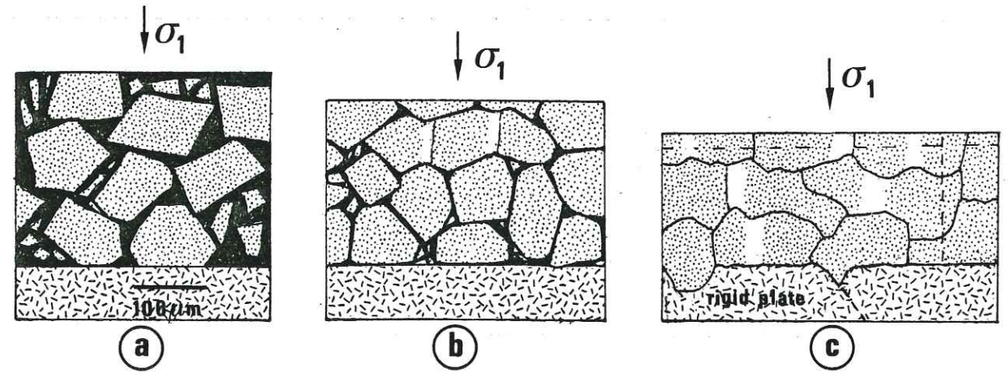


Figure 129 - Représentation schématique de l'évolution de la forme des grains de quartz, déformés par dissolution-cristallisation expérimentale, en fonction de la nature du fluide autour des grains ; (a) : avec de l'air ; (b) : avec de l'eau ; (c) : avec de la soude (NaOH, N) ; ceci dans les mêmes conditions de température (360°C), durée de l'essai (50 jours), valeur de σ_1-P (50 MPa), taille des grains initiaux (100 à 125 µm). Le quartz est en blanc, la résine (injectée à la fin de l'essai), ou les joints de grains (Fig. 129c) sont en noir. Le bloc de quartzite est en tirets avec la trace dans cette roche d'un joint de grain (traits). En pointillé sur la Fig. 129c est donné un exemple de comptage des intersections de joints de grains avec deux lignes orthogonales perpendiculaires et parallèles à σ_1 (voir Fig. 127).

c) Description des nappes de billes de verre ou de diamant

L'utilisation de ces deux types de matériaux avait des buts distincts. Pour le verre dont la solubilité dans les solutions utilisées est plus élevée que celle du quartz, nous souhaitions simplement obtenir de belles images de dissolution-cristallisation. Par contre avec les billes (ou plutôt les "débris") de diamant, nous pensions que ce minéral pourrait poinçonner les blocs de quartzites de manière différente selon les fluides utilisés, ceci constituant une étude préliminaire d'un autre type d'arrangement pour des mesures plus quantitatives des processus de dissolution-cristallisation (voir discussion § III.8).

L'effet de la nature du fluide apparaît particulièrement bien par l'observation des billes de verre qui conservent leurs formes initiales (ou sont broyées mécaniquement) dans l'air (Fig. 123a) et qui sont, au contraire, déjà complètement transformées en présence d'eau (Fig. 123b). La recristallisation de la nappe est complète avec de la soude même peu concentrée (Fig. 123c & d respectivement NaOH 0,1 et 0,5 N).

Avec les grains de diamant on observe sur la Fig. 123e que ceux-ci pénètrent profondément dans les blocs de quartzite. Comme pour beaucoup d'autres essais, (voir Fig. 113), nous n'avons malheureusement pas encore pu obtenir de lames minces correctes pour toutes les nappes déformées dans les différentes conditions !...

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

d) Description des nappes de grains de calcite

Deux types d'essais ont été effectués avec des grains de calcite, les uns, aussi de très longue durée (3 ans) dans l'eau à température ambiante (sous bancs de fluage), les autres, dans NH_4Cl (5 %) à 100 ou 200°C dans la cellule triaxiale avec des durées de 40 à 170 jours.

Les observations au microscope sont beaucoup moins faciles qu'avec les grains de quartz, cependant, on note une compaction assez importante et de nombreuses indentations avec engrenage des grains les uns dans les autres, lorsque le fluide de confinement est NH_4Cl et la température élevée (Fig. 125). Sur cette même figure, on note que la surface des blocs est localement creusée par le poinçonnement de grains de calcite de la nappe. Par contre avec de l'eau, on observe quelques indentations mais l'engrenage des grains est moins net et ils ne pénètrent pas dans la roche des blocs (marbre de Carrare). On ne note pas de différence sensible de comportement entre calcite et dolomite. Comme pour les exemples précédents des processus de dissolution-cristallisation n'apparaissent donc que lorsque le fluide est un bon solvant des grains minéraux.

e) Conclusions sur les résultats obtenus

Les résultats obtenus montrent clairement qu'il est possible de réaliser expérimentalement des déformations de grains minéraux tels que le quartz ou la calcite par dissolution-cristallisation. Un changement de forme significatif des grains (voir aussi § III.8) n'apparaît cependant que dans les conditions particulières d'essai que nous avions prévu dans l'introduction, c'est-à-dire pour des essais de longue durée, à haute température, avec des fluides autour des grains minéraux qui sont de bons solvants de ces minéraux (solution avec NaOH pour le quartz et avec NH_4Cl pour la calcite), ceci avec un déviateur de contrainte modéré. Le fait d'observer une augmentation relativement continue de l'intensité de la déformation avec la concentration des solides en solution, montre aussi que le choix qui a été fait d'utiliser des fluides agressifs, ne modifie pas fondamentalement les mécanismes de la dissolution-cristallisation. Le principal résultat de cette étude est de montrer qu'il est indispensable d'utiliser de tels fluides, qui soient de bons solvants des solides, si on veut pouvoir obtenir des déformations par dissolution-cristallisation bien mesurables, ceci pour des durées d'essais qui restent importantes (de l'ordre de plusieurs mois).

Pour les deux types de minéraux naturels utilisés, l'observation des lames minces, si elle révèle clairement les processus de dissolution-cristallisation expérimentaux, ne permet cependant pas d'estimer très précisément la vitesse de déformation. C'est pourquoi il faut se poser les questions suivantes :

i) Est-il possible, sur les essais déjà effectués, d'estimer plus précisément l'intensité des processus de transfert ?

ii) Est-ce que l'arrangement des grains en nappe est une bonne solution pour obtenir des relations quantitatives entre la vitesse de déformation et les différents paramètres des essais ?

Nous ne répondrons ici qu'à la première question, qui nous semble encore concerner les "résultats des essais effectués", la deuxième sera discutée au paragraphe suivant (§ III.8).

Un certain nombre de méthodes d'étude des grains déformés n'ont pas pu être totalement exploitées et le seront ultérieurement. Il s'agit d'abord de l'examen en cathodoluminescence qui pourraît nous permettre de faire la différence entre grains initiaux et zone de croissance s'il s'avère que la teneur en certains éléments trace (comme le fer)

est différente entre ces zones. Le fer étant un inhibiteur de la luminescence de la calcite, nous avons par exemple pris soin de choisir des calcites initiales très luminescentes, en pensant que le fer (issu de l'enceinte) s'intègrerait un peu dans le réseau des calcites redéposées pour permettre leur individualisation. Le problème est qu'il n'y a qu'une seule installation de cathodoluminescence, sous microscope optique, susceptible d'être utilisée en France. C'est celle de la S.N.E.A(P) et son accès n'est pas très aisé. Nous avons néanmoins pu faire quelques essais préliminaires mais seulement sur des échantillons de calcite déformée à température ambiante dans l'eau. Aucune croissance n'est définissable par ce procédé, mais il faudrait reprendre cette analyse sur les échantillons déformés en présence de NH_4Cl à haute température.

Une autre façon de distinguer les zones de croissance des zones de grains initiaux, pourraît être l'analyse comparative d'éléments trace présents dans l'une ou l'autre des deux zones. Nous avons pour cela dopé la solution de NH_4Cl avec du $LiCl_2$ (7 %) en espérant que cet élément (Li) de petite taille s'intégrerait bien au réseau des calcites redéposées (c'est le cas par exemple pour les calcites synthétiques, voir Lefaucheux, 1974). Pour le quartz, le sodium pourrait jouer le même rôle. Le problème est que le dosage de Li (et aussi, à un degré moindre, de Na) est délicat parce qu'il ne peut se faire (en non destructif) qu'avec des microsondes ioniques qui sont encore très peu répandues en France. Dans un premier temps nous avions essayé de faire doser cet élément par spectroscopie de flamme (analyse destructive) pour l'ensemble des grains de deux nappes : l'une déformée, l'autre pas. Malheureusement malgré des délais assez importants (plus d'un an), ces analyses n'ont pas encore été effectuées !...

III.8/ DISCUSSION SUR LA DISSOLUTION-CRISTALLISATION EXPERIMENTALE DES MINERAUX

Nous rappellerons, en commençant cette discussion, que pour cette déformation des grains, nous avons d'abord choisi d'essayer de "voir" des processus de dissolution-cristallisation, avant de les "mesurer" (voir introduction du § III). Avec ce choix, et contrairement à l'étude des transformations des inclusions fluides, nous n'avons pas la possibilité de discuter précisément de l'effet "quantitatif" des différents paramètres. Nous essaierons donc simplement de dégager "qualitativement" ces effets sur des essais qui, dans le cadre de ce travail, n'étaient pas prévus pour permettre des mesures précises de déformation, mais d'abord pour s'assurer qu'il était possible de faire de la dissolution-cristallisation expérimentale sur le quartz et la calcite. Avec les mesures du changement de forme des grains, nous avons néanmoins pu calculer les paramètres non connus de l'essai (la vitesse de diffusion ou la vitesse de réaction) en utilisant les relations théoriques établies au chapitre II. Nous verrons qu'il est possible (en utilisant des données acquises par l'étude des inclusions fluides) de déterminer qu'elle est la relation qui s'applique le mieux aux résultats obtenus. Il est même possible de savoir, sans trop d'ambiguité, quel est le processus qui limite la vitesse de déformation des grains par dissolution cristallisation lorsqu'il s'agit d'un agrégat déjà bien compacté. Nous conclurons enfin sur les perspectives d'avenir en discutant d'autres arrangements possibles pour une étude plus quantitative de la dissolution-cristallisation autour de domaines solides.

La compaction de la nappe de grain n'est sûrement pas liée à la seule dissolution-cristallisation. On a observé des broyages mécaniques et des extinctions onduleuses aux limites des grains sur les différentes photographies mais, une fois ces grains bien tassés les uns contre les autres sans qu'une orientation privilégiée des axes optiques soit apparue (Fig. 128), les processus de transfert ... apparaissent clairement. On peut donc considérer que la photographie de l'agrégat déformé en présence d'eau (Fig. 115b) représente le stade ultime de compaction "mécanique" de la nappe. Les processus de dissolution-cristallisation apparaissent ensuite généralisés sur les photographies des grains déformés en présence de soude. D'une certaine manière les schémas de la Fig. 129 représentent donc aussi des images de l'évolution dans le temps de la déformation d'une nappe de grains. On peut discuter plus en détail de l'effet des différents paramètres sur la dissolution-cristallisation.

tel-00636054, version 1 - 28 Oct 2011

L'effet de la taille de grains apparaît différent pour les essais avec de l'eau et avec NaOH 0,1 N sur la figure 127. Avec NaOH 0,1 N, le résultat est conforme à la théorie, c'est-à-dire que les grains les plus fins sont les plus déformés. Il n'en est pas de même avec l'eau où l'on observe l'inverse (les grains les plus gros sont les plus déformés). Mais il faut rappeler l'incident qui s'est produit au cours de cet essai (coupure de courant nocturne, chute de température et surtout chute de pression de confinement et accroissement du déviateur de contrainte). En conséquence, l'empilement a été fracturé, un bloc central s'est écrasé et coincé contre le manchon métallique. Nous pensons que, dans la suite de cet essai, ce bloc coincé a maintenu sur celui du dessous un déviateur de contrainte élevé hérité du déviateur acquis la nuit de l'incident. La nappe de grains de 100-125 µm qui se trouvait justement à l'étage le plus bas de l'empilement a ainsi pu subir des conditions de déformation différentes de celles de la nappe du haut (constituée des grains de 80-100 µm. Nous retiendrons donc de préférence le résultat de l'essai avec NaOH 0,1 N (qui s'est déroulé sans incident), la vitesse de déformation semble donc bien inversement proportionnelle à la taille des grains. Il reste à confirmer ces résultats en exploitant les résultats des autres essais et en recommençant bien sûr l'essai avec l'eau, puisque c'est la relation $\dot{\varepsilon} = f(1/d^n)$ qui permet de déterminer, sans ambiguité, quel est le processus limitant la vitesse de déformation (voir § III.4).

L'effet du déviateur de contrainte n'a pas encore été vraiment testé sinon, involontairement, avec l'essai dans l'eau, et par une petite différence de σ_1-P de 31 à 50 MPa entre les deux essais avec NaOH (N). Mais on n'observe aucune différence significative dans ce dernier cas. L'effet de la température, de la pression des fluides et de la durée des essais n'a pas non plus été encore testé au moins pour le quartz. Ces paramètres ont, par contre, été modifiés dans certains des essais sur la calcite mais comme cela a déjà été dit (voir § III.7) des mesures quantitatives ne sont pas encore disponibles avec ce minéral. L'effet de la durée de l'essai sera notamment très important à tester parce qu'il faut s'assurer que les structures que l'on observe se développent bien de manière continue au cours de l'essai et qu'elles ne sont pas dues, en partie, pour les dissolutions à la montée en température (au début de l'essai), et pour les cristallisation à la chute de température (en fin d'essai), (on rappellera que le déviateur de contrainte n'a été imposé qu'après stabilisation à la température désirée et maintenu jusqu'à la fin du refroidissement).

C'est l'effet de la nature de la solution que nous avions choisi de tester en priorité puisque nous pensions (à juste titre semble-t-il) que l'eau n'était pas un assez bon solvant des minéraux utilisés pour permettre des dissolutions-cristallisations expérimentales importantes. Compte tenu des problèmes d'interprétation de l'essai avec de l'eau (voir précédemment), nous ne discuterons que des essais avec NaOH à différentes concentrations. Il apparaît clairement sur la Figure 127 que l'augmentation de concentration en soude accroît la vitesse de déformation. La relation entre la valeur de déformation des grains (R) et la valeur de la concentration de silice en solution (c) n'est peut être pas exactement une relation linéaire, mais ce n'est pas étonnant dans la mesure ou l'accroîssement de la valeur de R s'accompagne d'un réarrangement des grains et donc d'une modification de la géométrie de l'arrangement. A l'échelle de chaque grain on ne peut par exemple pas considérer que la valeur du déviateur de contrainte est le même pour les trois essais à concentrations différentes puisque la surface des grains en contact avec les blocs rigides évolue avec la compaction de la nappe. On retiendra donc simplement ici que la vitesse de déformation est proportionnelle à la valeur de la concentration du solide en solution ce qui est tout à fait compatible avec les modèles théoriques (voir § II.4).

On peut ensuite utiliser les valeurs de déformation déduites des mesures de R pour estimer les paramètres non connus de la relation de fluage. En admettant que ce rapport R était, avant déformation, égal à 1 et que le transfert de matière s'effectue en système clos autour des grains, on peut calculer les valeurs X, Y, Z ($R = X/Z = Y/Z$ et $X.Y.Z = (\lambda_1 \lambda_2 \lambda_3)^{1/2} = 1$). Pour les quatre essais effectués dans les mêmes conditions (points, Fig. 127), avec seulement des concentrations différentes en soude, on calcule les valeurs de

déformation suivantes, à partir des différents rapports R mesurés : NaOH 0,1 N : R = 1,19, X=Y=1,06, Z=0,89 ; NaOH 0,5 N : R=1,31, X=Y=1,09, Z = 0,84 ; NaOH N : R=1,45, X=Y=1,13, Z=0,78. En utilisant une valeur de la déformation par dissolution-cristallisation de l'ordre de 10 % qui serait intervenue sur un agrégat déjà bien compacté en présence de NaOH (N) cela correspond à une vitesse de déformation $\dot{\varepsilon} = 2{,}3\ 10^{-8}\ s^{-1}$ (que l'on prenne des valeurs de déformation de 5 ou de 20 %, cela ne change d'ailleurs pas l'ordre de grandeur de $\dot{\varepsilon}$ dans ce cas). On peut alors calculer soit le coefficient de diffusion le long des limites de grains (D_m), en utilisant le modèle théorique D, soit le coefficient de vitesse de réaction ($k'\bar{c}$), en utilisant le modèle théorique R. Ceci pour voir si les valeurs obtenues sont plausibles et pour $k'\bar{c}$ si elles correspondent à celles que l'on a trouvées avec le changement de forme des inclusions fluides. Ce calcul n'est évidemment correct que si les transferts (ou les réactions) se sont bien étalés dans le temps sur toute la durée de l'essai.

- Dans le cas du modèle D, avec $\dot{\varepsilon} = 44\ D_m \bar{c}\ \Delta\sigma_n\ V_s\ w/R\ T\ d^3$ (voir § II.4.C) avec $\dot{\varepsilon} = 2{,}3\ 10^{-8}\ s^{-1}$, $\Delta\sigma_n = 50$ MPa, $V_s = 22\ 10^{-6}\ m^3$, $w = 0{,}1$ µm et $\bar{c} = 0{,}01$ (NaOH,N), on trouve une valeur de $D_m = 2{,}5\ 10^{-12}\ m^2/s$ qui paraît une valeur élevée mais encore plausible de la diffusion le long des limites de grains à 360°C, en présence d'une phase fluide piégée dans les joints de ces grains (Fisher & Elliott 1974).

- Dans le cas du modèle R, avec $\dot{\varepsilon} = 2\ k'\bar{c}\ \Delta\sigma_n\ V_s/R\ T\ d$ (voir § II.4.E), avec les mêmes valeurs que précédemment pour $\dot{\varepsilon}, \Delta\sigma_n, V_s$, T et d, on trouve une valeur $k'.\bar{c} = 5\ 10^{-12}$ m/s. On peut comparer cette valeur avec la valeur calculée avec les expériences de changement de forme des inclusions. Dans ces expériences (voir Fig. 105) à 360°C, 150 MPa, avec NaOH 0,5 N, si on prend une valeur $\gamma = 0{,}3\ J/m^2$ (Kingery et al, 1976), la valeur de $k'.\bar{c}$ est de 2.10^{-8} m/s. En tenant compte de la différence de solubilité ($\bar{c}$), liée à la différence de concentration en NaOH, on obtient une valeur de la vitesse de croissance ($k'\bar{c}$) du quartz dans NaOH (N) de l'ordre de $6\ 10^{-8}$ m/s qui est assez nettement supérieure à la valeur trouvée en appliquant la relation du modèle R. On peut en conclure que si la vitesse de déformation était limitée par la vitesse de réaction, cette vitesse de déformation serait beaucoup plus rapide (de l'ordre de $3\ 10^{-4}\ s^{-1}$) que ce que l'on a observé ($2{,}3\ 10^{-8}\ s^{-1}$). Ceci dans l'hypothèse ou le fluide intergranulaire conserve les mêmes propriétés pour les réactions, qu'un fluide libre.

La vitesse de déformation d'un agrégat déjà bien compacté semble donc plutôt limitée par la vitesse de diffusion aux joints des grains. La valeur du coefficient de diffusion calculée paraît assez rapide ($2{,}5\ 10^{-12}\ m^2/s$ à 360°C) mais c'est probablement parce qu'une quantité de fluide importante se trouve piégée dans les joints entre les grains.

On ne peut, par contre, rien dire pour ce qui concerne le début de la compaction des agrégats (quand il y a encore beaucoup de pores, donc de fluide, entre les grains). Dans ce cas en effet, il est possible, parce que la vitesse de diffusion est très rapide dans un fluide libre, (ici probablement de l'ordre de $10^{-8}\ m^2/s$, Ildefonse, 1980), que l'on soit ramené au problème du changement de forme des cavités (ici colmatage des pores) avec une vitesse de déformation limitée par les vitesses de réaction.

Pour clore cette discussion on peut rapidement discuter du principe d'autres arrangements expérimentaux susceptibles de donner des résultats plus quantitatifs. Dans ce but, on peut définir deux types d'expériences.

- On pourrait faire une série d'essais en mesurant l'évolution de porosité d'un agrégat au cours de sa déformation progressive. On devrait ainsi pouvoir distinguer les compactions "mécaniques" qui semblent apparaître dès le début de l'essai, des compactions chimiques qui devraient s'étaler assez régulièrement tout au long d'un essai de longue durée.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

- On pourraît aussi étudier la vitesse d'enfoncement d'un poinçon rigide dans une plaque (préalablement polie) du minéral à étudier. On a noté, par exemple, que les grains de diamant poinçonnent très facilement les quartzites mais que les grains de quartz eux-mêmes peuvent jouer ce rôle de poinçon avec déformation par dissolution-cristallisation des quartzites. Comme précédemment, il faudrait pouvoir enregistrer en permanence ce déplacement pour distinguer entre les mécanismes de déformation. Un problème supplémentaire dans ce dernier cas est qu'il faut aussi que le système reste clos à l'échelle de la zone déformée autour du poinçon, et ceci avec un poinçon d'un diamètre très faible (quelques centaines de microns).

- Nous essaierons de développer l'un ou l'autre de ces systèmes dans l'avenir en gardant en mémoire que le système utilisé des grains en nappes pourrait, lui aussi, nous donner des résultats quantitatifs si on pouvait estimer les quantités recristallisées. Cela reste aussi un objectif de recherche d'autant plus important que, comme nous le verrons dans le chapitre suivant, le problème de l'estimation des quantités recristallisées est aussi un problème majeur dans les calculs de transferts de matière pour les déformations naturelles. Ce qui est frappant, en effet, dans l'aspect des nappes de grains après déformation expérimentale, c'est leur ressemblance avec les roches naturelles compactées. Si on pouvait mettre au point un procédé pour distinguer les zones recristallisées des zones de grains initiaux, on pourraît peut être mettre en évidence de tels processus de dissolution-cristallisation naturels à l'échelle des grains minéraux (100µ m), ce qui n'a pas été fait dans le cadre de ce travail. En effet, les transferts naturels n'ont pu être mis en évidence que sur des volumes plus importants (supérieurs au mm), parce que nous avons utilisé les concentrations passives des résidus insolubles comme marqueurs de ces transferts et que ces résidus sont eux-mêmes des minéraux d'une taille de plusieurs dizaines de microns (voir discussion § IV.2).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

CHAPITRE IV

CALCUL DES TRANSFERTS DE MATIERE DANS LES DEFORMATIONS NATURELLES PAR DISSOLUTION-CRISTALLISATION

IV.1/ BUTS ET PRINCIPES D'UNE APPROCHE QUANTITATIVE

Après la présentation des marqueurs naturels de déformation par dissolution-cristallisation au chapitre I, une approche plus quantitative des processus de transfert s'avère indispensable, si l'on veut pouvoir comparer les processus naturels avec les différents modèles théoriques établis au chapitre II. Bien sûr il est rarement possible de reconstituer les vitesses des déformations naturelles, nous devrons donc nous contenter de comparer les valeurs de déformation mesurées dans des secteurs soumis à des conditions différentes mais avec les mêmes durées présumées de déformation.

Un premier problème est de savoir comment des valeurs de déformation par dissolution-cristallisation naturelle peuvent être estimées. Un autre problème est ensuite de choisir des paramètres mesurables, caractéristiques des conditions de déformation, qui permettront des comparaisons avec les modèles théoriques et les résultats expérimentaux. Le but est en fait de savoir quels sont les modèles qui s'appliquent le mieux aux déformations naturelles et éventuellement si plusieurs modèles sont vérifiés, quels sont leurs domaines d'applications. L'idéal serait d'obtenir sur un diagramme avec quelques paramètres-clés en abscisses et ordonnés une sorte de carte de déformation (Ashby 1972, Elliot 1973) qui représenterait les différents mécanismes possibles de déformation par dissolution-cristallisation avec leurs domaines de validité.

Dans cette introduction, nous verrons d'abord ce qui doit constituer la base d'une telle étude, c'est-à-dire la méthodologie des mesures des déformations, puis nous évoquerons les paramètres significatifs à mesurer avec ces déformations.

IV.1.A/ Mesure des déformations par dissolution-cristallisation

L'estimation des quantités de matière transférées lors des processus de déformation naturelle est à priori limitée par le fait qu'une telle détermination implique une comparaison entre un état des roches déformées (l'état actuel) et l'état des roches initiales (avant la période de déformation considérée). On ne connaît évidemment jamais avec certitude l'état initial. C'est un peu le problème de toutes les études quantitatives de la déformation naturelle des roches (Ramsay 1967). La différence est que dans le cas d'une analyse géométrique, on peut quand même utiliser des marqueurs dont on connaît (ou dont on postule) assez précisément la forme ou la disposition initiale. C'est le cas par exemple lorsqu'on utilise des fossiles déformés (Ramsay 1967) ou bien lorsqu'on considère que les strates sédimentaires ont toutes une disposition initiale horizontale.

Des pratiques analogues ne sont pas possibles en ce qui concerne la composition chimique initiale des roches. Pour résoudre ce problème, nous avons choisi de substituer à la notion de déformation progressive dans le temps, la notion de déformation progressive dans l'espace. Un matériau qui subit une déformation homogène ne présente plus de trace de son état initial, par contre si ce même matériau subit une déformation hétérogène, on peut observer (et analyser) différentes zones à déformation contrastée. La comparaison de ces zones peut alors permettre d'étudier la déformation progressive de la roche en admettant que certaines de ces zones (dites zones protégées) peuvent être représentatives de l'état initial de la roche, alors que d'autres zones sont à des "stades" de déformation plus ou moins avancés. Cette démarche repose sur un certain nombre d'hypothèses qui seront discutées dans la partie consacrée aux méthodes de mesure de la déformation. On peut les énoncer très brièvement comme suit :

- La composition chimique de tout le secteur à déformation hétérogène doit pouvoir être considérée comme initialement homogène (par exemple en analysant une même couche à déformation contrastée).

- On doit pouvoir s'assurer, par des tests simples, que les zones considérées comme représentatives de l'état initial n'ont subi ni apport ni départ de matière. Sinon si on ne trouve pas de zones représentatives de l'état initial, on ne peut qu'avoir une idée des échanges relatifs de matière entre les différentes zones.

- Enfin on doit pouvoir s'assurer, aussi, par des tests simples, que les transferts que l'on mesure ne sont liés qu'à la déformation par dissolution-cristallisation de la roche (et non pas à d'autres processus tels que, par exemple, des réactions métamorphiques). Certains auteurs comme Beach (1979) ont en effet sugéré que de simples réactions métamorphiques, comme les transformations argiles-micas qui produisent de la silice (Fig. 35) peuvent être invoquées pour expliquer les dépôts de cette silice dans les pores ou les fentes des roches. L'effet de ces réactions qui s'accompagnent d'une diminution de volume, et la présence de micas cristallisés dans les zones de départ de silice, pourraient alors simuler une accumulation de résidus insolubles sans qu'il y ait eu véritablement dissolution d'espèces mobiles. Il est probable que ce mécanisme est très important et que de telles réactions sont quelquefois associées à la dissolution-cristallisation. Mais dans le cadre de cette étude, nous chercherons surtout des critères simples pour essayer de le distinguer de la dissolution-cristallisation.

L'estimation des transferts de matière entre deux zones situées le long d'une même couche initialement homogène et ayant subi des déformations contrastées, peut se faire de trois façons selon que l'on veut privilégier l'étude des transferts de fluide ou de solide (Fig. 130).

- Lorsque la composition chimique entre les deux zones reste constante, on peut avoir une différence de densité entre ces zones qui traduit alors une différence de compaction de la roche (et donc des transferts de fluides).

- Lorsque la composition chimique entre les deux zones varie (par exemple par le départ, dans une des zones, d'espèces solides dites "mobiles" qui s'accompagne de la concentration passive d'espèces dites "fixes"), on peut mettre en évidence cette différence de composition par des analyses chimiques comparatives qui permettent de calculer les transferts de matière solides. Il est alors à noter que si la densité des minéraux "mobiles" et "fixes" est très différente, cette différence de composition se traduit aussi par l'apparition d'une différence de densité de la roche qui s'ajoute éventuellement à celle due à une compaction différentielle. Mais cette différence de densité due à des changements de composition de la roche reste généralement très faible dans les cas étudiés.

- Enfin dans certains cas particuliers, des marqueurs géométriques permettent de calculer le changement de volume d'un matériau mais il faut pour cela disposer, par exemple, de trois valeurs indépendantes de déformation suivant les trois directions principales de déformation, et l'on trouve rarement des conditions aussi favorables.

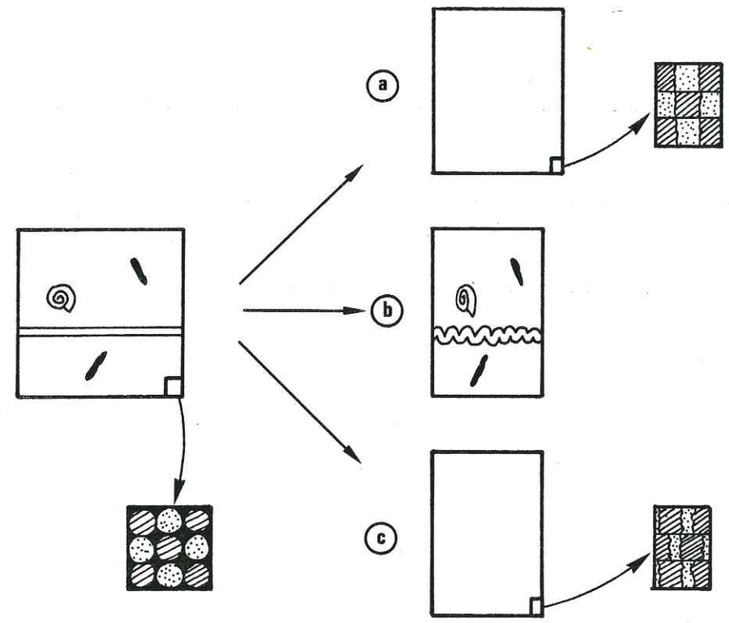


Figure 130 - Représentation schématique des différentes possibilités de mise en évidence des transferts de matière dans la déformation naturelle des roches ; (a) : changement de densité à composition constante ; (b) : changement de volume calculé par l'analyse géométrique des marqueurs de déformation ; (c) : changement de composition chimique estimée par des analyses chimiques comparatives (auquel peut s'ajouter un changement de densité de la roche si les espèces mobiles et fixes ont des densités différentes).

Un autre problème est ensuite de trouver des structures simples qui présentent des différenciations chimiques en relation avec une répartition hétérogène des contraintes. La description des marqueurs de dissolution-cristallisation (Chap. I), nous a montré qu'un certain nombre d'exemples pourraient être utilisés, que l'on peut schématiquement regrouper en quatre grands types : plissement, cisaillement, poinçonnement, boudinage.

- Dans le cas d'association de stylolites et de fentes, nous avons déjà souligné la difficulté d'une approche quantitative parce que la taille des hétérogénéités initiales de la roche (grains) est du même ordre de grandeur que les structures (pics des stylolites). Mais lorsqu'une différenciation chimique importante peut être observée, avec de larges zones de dissolution, le système est alors comparable au boudinage d'une série stratifiée, avec le développement d'une ségrégation chimique des minéraux basée sur leur différence de mobilité. Il en découle l'apparition de litages tectoniques (Fig. 131 & 165).

- Dans le cas d'objets durs, inclus dans une matrice plus ductile ("schisteuse"), le système est par contre bien plus favorable à une étude quantitative parce que la taille des grains est le plus souvent très inférieure à celle des objets durs. La roche peut alors être considérée comme initialement homogène. Le cas le plus simple est celui de fossiles ou minéraux qui poinçonnent une matrice schisteuse. La répartition théorique des contraintes a même été calculée par quelques auteurs (Fig. 173 , Stromgard 1973) pour certains comportements simples (corps visqueux). On pourra la comparer à la distribution des espèces minérales autour des objets durs, dans diverses conditions de déformation (Fig. 131c & 156).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

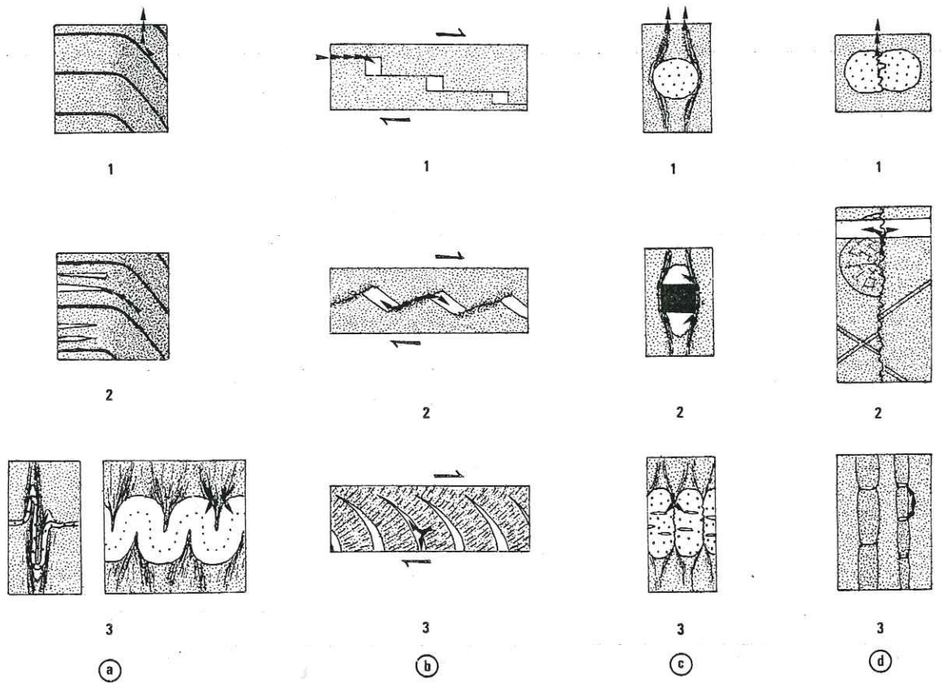


Figure 131 - Quelques exemples de secteurs à déformation contrastée (déformation hétérogène) affectant un matériau initialement homogène (même strate), permettant d'étudier les transferts de matière en relation avec la déformation naturelle des roches : plissement (a), cisaillement (b), poinçonnement (c), boudinage (d). En noir zones de départ de matière, en blanc zones de dépôt. Les exemples avec les n° 1 sont des systèmes ouverts du point de vue des transferts, avec départ de matière (a,c,d) ou apport de l'extérieur (b). Les exemples avec les n° 2 & 3 sont eux plutôt des systèmes fermés avec des dissolutions et des cristallisations apparentes à l'échelle considérée.

- Le cas des plis dans des matériaux "schisteux" est aussi intéressant pour les mêmes raisons d'homogénéité initiale des couches. Lorsque la forme de ces plis est simple (pli à flanc et charnière rectiligne, Fig. 131a & 135), des modèles de transferts simples ont été établis qui permettent de tester l'effet de divers paramètres sur les valeurs de déformation. Lorsque ces plis sont de type ptygmatique, des différenciations chimiques apparaissent le plus souvent dans la matrice schisteuse (Fig. 131a3). La déformation progressive est cependant complexe, intermédiaire entre un poinçonnement et un plissement.La répartition des contraintes a néanmoins aussi été calculée dans certains cas simples (Fig. 173) notamment par Stephanson (1974).

- Enfin des transferts de matière peuvent être observés à toute échelle dans des zones de cisaillement avec des aspects géométriques variés (Fig. 131b & 152), mais il faut évidemment que ces cisaillements interviennent sur des matériaux initialement homogènes pour que l'on puisse calculer des transferts.

Dans tous les cas, bien sûr, le système peut être ouvert ou clos (du point de vue des bilans de matière) à l'échelle des structures considérées.

IV.1.B/ Paramètres à mesurer avec la déformation

A l'examen des modèles théoriques (fig. 63) on remarquera qu'un seul paramètre intervient de la même manière dans les quatre principaux modèles de déformation étudiés, c'est la valeur de la concentration du solide en solution ($\bar{c}$ dans les modèles D, D' et R et $\Delta\bar{c}$ dans le modèle I). Il est possible de tester l'effet de ce paramètre sur les valeurs de déformation en utilisant le fait que des minéraux comme le quartz et la calcite ne présentent pas la même évolution de leur solubilité avec la température. Si on constate, par exemple, que le quartz est plus mobile que la calcite à haute température et que c'est l'inverse à basse température, on démontrera ainsi l'effet du paramètre "concentration des solides en solution" sur les vitesses de transfert, donc de déformation.

Pour distinguer ensuite entre les quatre modèles de déformations continues, on dispose théoriquement de plusieurs possibilités, mais il faut voir celles qui sont techniquement possible.

Pour un minéral donné, on rappellera que l'énergie d'activation est différente selon le processus limitant la vitesse de déformation. Cependant pour mettre en évidence cet effet, il faudrait observer des déformations à températures variées, en connaissant avec précision ces dernières. Ce ne sera possible qu'après la mise au point de géothermomètres plus précis que ceux dont on dispose actuellement.

Toujours pour un même minéral, une autre différence entre les modèles est dans les relations entre vitesse de déformation (ou ici simplement les valeurs de déformation) et la géométrie du chemin de transfert. Par exemple, pour un même cube de coté d, $\dot{\varepsilon}$ est proportionnel à $1/d^3$ (modèle D), $1/d^2$ (modèle D' et I) ou 1/d (modèle R et I') Fig. 63. Dans la nature la mesure de d implique la connaissance du volume de roche pour lequel on peut considérer que le système est clos. Ce sera donc notre première préoccupation d'autant qu'ensuite les valeurs des distances de transfert nous permettront de distinguer entre les modèles D-D' et I parce que ces distances de transfert sont généralement d'ordre de grandeur différent avec diffusion ou infiltration (voir applications numériques de ces modèles § II. 4).

L'effet des autres paramètres a déjà été discuté dans la partie consacrée aux déformations expérimentales et leur action ne doit pas être différente dans les déformations naturelles. Une originalité quand même de ces dernières pourrait être le rôle particulier joué par la présence de certains minéraux, apparemment catalyseurs (ou au moins activateurs) de la dissolution-cristallisation. Il s'agit de la présence de minéraux hydratés (type phyllites) qui semble accroître les vitesses de déformation selon Heald (1956) et Weyl (1959). Nous essaierons de distinguer cet effet.

Une autre particularité des déformations naturelles par transfert de matière, qui n'a pratiquement jamais été discutée, est que ces déformations peuvent être associées à des valeurs de déformations internes importantes de la roche (éventuellement associées à d'autres mécanismes de déformation). Il sera donc intéressant d'essayer de mettre en parallèle l'évolution des valeurs de changement de volume (Δ) avec celle des valeurs de déformation interne de la roche (X.Y.Z). On débouchera ainsi sur les relations entre les processus de différenciation chimique et les processus de différenciation structurale.

Un dernier problème est celui du moteur des transferts dans ces déformations naturelles. L'effet de la différence de contrainte normale entre différents interfaces solide/fluide a été jugé prépondérant dans l'analyse théorique des processus de dissolution-cristallisation mais dans certains modèles (D' et I), c'est plutôt une différence de contrain-

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

tes normales moyennes qui intervient. Une comparaison entre répartition des contraintes et situations des espèces pourra, dans certains cas, nous renseigner sur ce point. D'autre part, l'effet de différence d'énergie plastique, élastique ou de surface pourrait aussi être envisagé et recherché.

Nous nous sommes attachés dans cette introduction à faire l'inventaire des problèmes à résoudre, mais dans le cadre de l'étude, nous avons surtout développé l'aspect méthodologique et bon nombre des effets des différents paramètres restent encore à analyser. Dans la logique de cette démarche, nous avons choisi de présenter les résultats des calculs de changements de volume et de les discuter d'abord en relation avec le type de structure considérée (plissement, cisaillement, poinçonnement, boudinage). Puis nous discuterons du rôle des différents paramètres en regroupant certains de ces exemples.

VI.2/ METHODES

IV.2.A/ Analyses géométriques

a) Mesures des déformations continues

Une mesure de déformation d'un matériau peut s'exprimer simplement par la mesure des changements de longueur au sein de ce matériau. (Ramsay 1967). On définit ainsi l'extension e :

$$e_1 = (l_1 - l_0)/l_0$$

avec l_1 = longueur après déformation, l_0 = longueur avant déformation.

Un autre terme est utilisé couramment, c'est l'extension quadratique λ tel que :

$$\lambda_1 = (l_1/l_0)^2$$

On appellera, pour simplifier, X, Y et Z les valeurs $\lambda_1^{1/2}$, $\lambda_2^{1/2}$, $\lambda_3^{1/2}$ suivant les trois directions principales de déformation finie. Si la déformation interne d'un matériau est assimilée à la transformation d'une sphère en ellipsoïde, le changement de volume qui accompagne cette déformation peut alors être calculé :

$$\Delta = (V_1 - V_0)/V_0$$

avec V_1 = volume après déformation, V_0 = volume avant déformation.

$$\Delta = (\lambda_1 \lambda_2 \lambda_3)^{1/2} - 1$$

les valeurs $\lambda_1^{1/2}$, $\lambda_2^{1/2}$, $\lambda_3^{1/2}$, représentent les longueurs des axes principaux de l'ellipsoïde lorsque la sphère initiale avait un rayon unité.

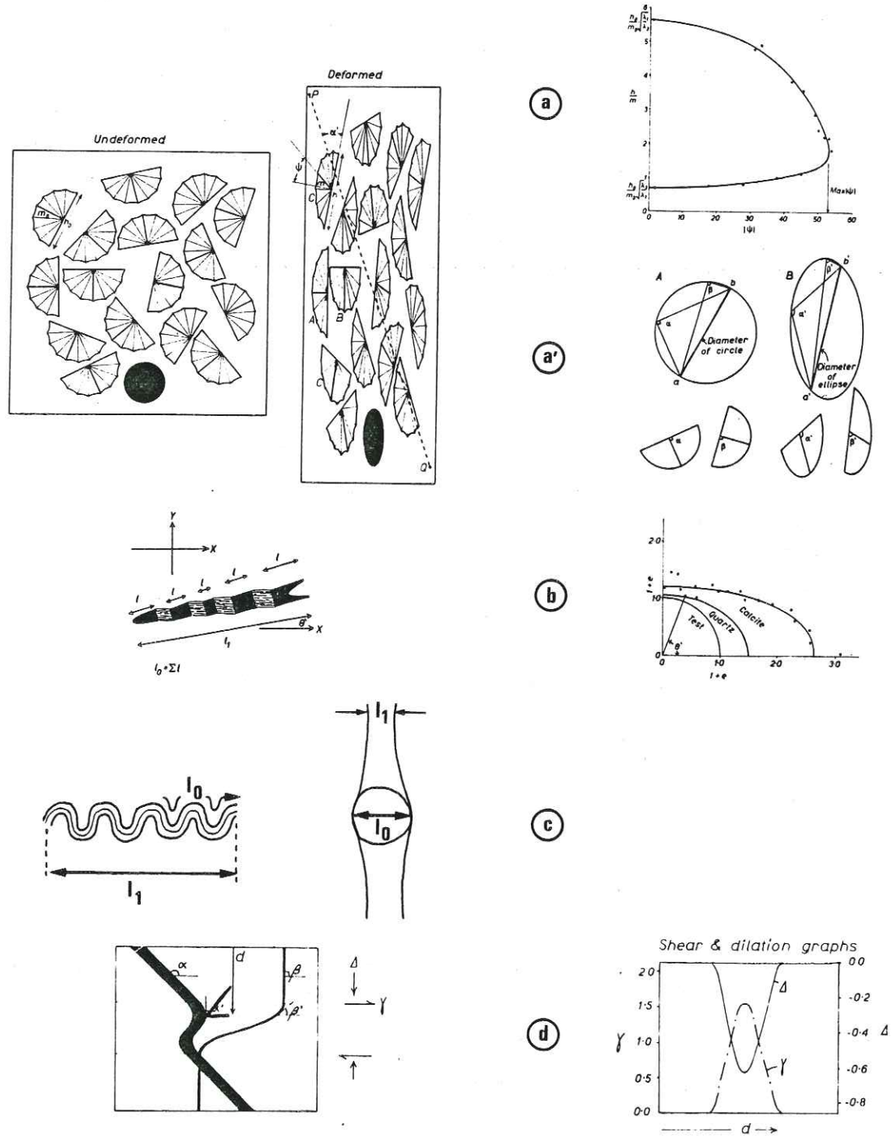


Figure 132 - Différentes méthodes de mesures des déformations continues. Mesure des changements de valeurs des rapports longueur sur largeur d'objets ellipsoïdaux (a) ou mesure des changements de valeurs de l'angle entre deux lignes initialement orthogonales (a'). Mesure des changements de longueur d'objets étirés (bélemmites tronçonnées, voir Fig. 188. (b). Mesure des raccourcissements par dépliage (voir Fig. 143) ou par l'utilisation de la torsion des plans de schistosité (voir Fig. 162) (c). Mesure du changement de valeur des angles entre deux lignes et une direction fixe, direction de cisaillement (d), d'après Ramsay 1967 & 1980 (voir Fig. 152).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

La possibilité de calculer Δ est donc liée à la possibilité d'estimer indépendemment les valeurs λ_1, λ_2, λ_3. Un certain nombre de méthodes de mesures ont été utilisées. Elles sont schématisées dans la Figure 132. Les détails concernant ces méthodes sont donnés par Ramsay (1967 & 1980). Si l'on mesure le changement de forme d'objets ellipsoïdaux par la mesure des changements de valeurs des rapports longueur sur largeur, ou la mesure des changements de valeurs d'un angle entre deux lignes initialement orthogonales, on n'obtient que les rapports des valeurs de déformations principales (λ_1/λ_2, λ_2/λ_3, λ_1/λ_3). A moins d'être dans le cas particulier d'une déformation plane ce n'est pas suffisant pour calculer Δ; par contre si on dispose des changements de longueur dans trois directions (par exemple suivant X et Y avec des bélemmites tronçonnées, Fig. 132b et suivant Z avec des plis, Fig. 132c), ou bien si on peut mesurer les changements de valeurs de plusieurs angles (Fig. 152), on peut calculer Δ. La plupart du temps cependant, la précision des mesures est insuffisante. Ceci soit parce que la compétence des marqueurs diffère de celle de la roche (si les fossiles sont plus compétents les valeurs de déformation sont sous-estimées), soit parce que la déformation est hétérogène (et les valeurs obtenues très dispersées, voir Fig. 187-188).

b) Evolution des changements de volume au cours de déformation progressive

Dans la plupart des cas, on ne peut calculer aisément Δ que si l'on se trouve dans le cas de déformations planes ($\lambda_2=1$). Dans ce cas on peut alors étudier en détail l'évolution de Δ au cours d'une déformation progressive. Pour cela Ramsay (1967) montre qu'il est utile de définir un autre terme pour caractériser la déformation c'est la déformation naturelle (ou logarithmique). Cette valeur ε représente la valeur de déformation finie de la roche, qui est la somme de toutes les déformations infinitésimales successives :

$$\varepsilon = \int_{l_o}^{l_1} dl/l = \ln (l_1/l_o) = \ln (1+e)$$

On peut calculer les valeurs ε_1, ε_2, ε_3 suivant les trois directions principales de déformation finie. La valeur de Δ est alors :

$$\ln(1+\Delta) = \varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3$$

Pour mieux suivre l'évolution de Δ au cours d'une déformation progressive coaxiale, Ramsay (1967) a suggéré une modification du diagramme de Flinn (1962). Suivant Ramsay & Wood 1974, on exprime la relation précédente sous la forme

$$(\varepsilon_1 - \varepsilon_2) = (\varepsilon_2 - \varepsilon_3) - 3\varepsilon_2 + \ln (1+\Delta)$$

Les valeurs $\varepsilon_1-\varepsilon_2$ et $\varepsilon_2-\varepsilon_3$ sont reportées respectivement en abscisses et en ordonnées (Fig. 133). Le domaine des ellipsoïdes de forme aplatie ($\varepsilon_1 > 0$, $\varepsilon_2 > 0$) est séparé du domaine des ellipsoïdes de forme allongée ($\varepsilon_2 < 0$, $\varepsilon_3 < 0$) par une droite représentant les ellipsoïdes de déformation plane ($\varepsilon_2=0$). Cette droite a pour coordonnées :

$$(\varepsilon_1-\varepsilon_2) = (\varepsilon_2-\varepsilon_3) + \ln(1+\Delta)$$

Si Δ est nul, cette droite passe par l'origine (Fig. 133), si Δ est négatif la droite est déplacée vers la gauche, si Δ est positif elle est déplacée vers la droite mais sa pente reste constante et égale à 45°.

Si maintenant on envisage le cas particulier des déformations planes, pour une somme de déformations infinitésimales ε_{i1}, ε_{i2}, ε_{i3} et de changements de volume infinitésimaux Δi on a toujours :

$$\ln(1+\Delta i) = \varepsilon_{i1} + \varepsilon_{i2} + \varepsilon_{i3}$$

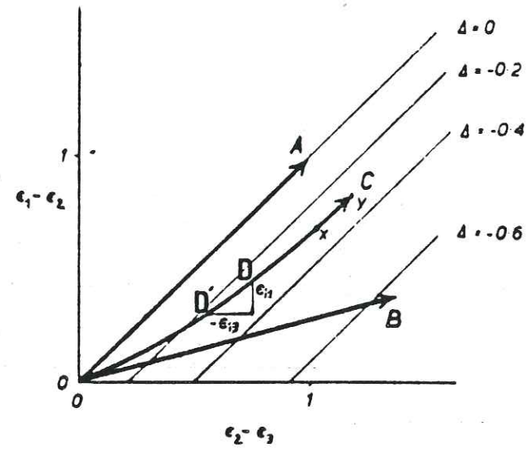


Figure 133 - Diagramme de Flinn modifié par Ramsay pour permettre de suivre l'évolution de Δ dans une déformation progressive (d'après Ramsay & Wood 1974).

Si on ajoute une déformation infinitésimale à une déformation préexistante représentée par les valeurs ε'_1, ε'_2, ε'_3 on obtient de nouvelles valeurs de déformations finies ε_1, ε_2 ε_3, telles que si la déformation est coaxiale

$$\varepsilon_1 = \varepsilon'_1 + \varepsilon_{i1}$$

$$\varepsilon_2 = \varepsilon'_2 + \varepsilon_{i2} = 0 \text{ (déformation plane)}$$

$$\varepsilon_3 = \varepsilon'_3 + \varepsilon_{i3}$$

Sur le diagramme de la Fig. 133, le point représentant la déformation préexistante (D') a pour coordonnées $-\varepsilon'_3$, ε'_1, le point représentant la déformation finie (D) a pour coordonnées ($-\varepsilon'_3$, $-\varepsilon_{i3}$), ($\varepsilon'_1 + \varepsilon_{i1}$). La pente de la droite entre ces joints D et D' est alors donnée par le rapport $\varepsilon_{i1} / \varepsilon_{i3}$. Cette pente peut aussi s'exprimer en fonction du changement de volume Δi. Elle est alors égale à $1-(\ln (1+\Delta i)/\varepsilon_{i3})$.

S'il n'y a pas de changement de volume, la pente de la droite est égale à 45° (chemin A sur la Fig. 133). S'il y a des changements de volume infinitésimaux de valeur constante pour chaque raccourcissement successif infinitésimal, le chemin de déformation est une ligne droite partant de l'origine avec une pente inférieure à 45° (chemin B, Fig. 133).
Enfin, si les valeurs des changements de volume infinitésimaux, changent au cours de la déformation progressive, le chemin de déformation est une ligne courbe (chemin C, Fig. 133), qui représente une déformation progressive avec, au début un changement de volume, puis Δ qui devient nul entre les points X et Y.

Ce type de diagramme a l'avantage de la simplicité mais d'autres types de représentation sont possibles notamment dérivés des diagrammes de Nadai (1963). Une revue détaillée des différents types de projection est donnée par Flinn (1978). Un autre avantage du diagramme de la Fig. 133 est qu'il permet de discuter des relations contrainte/déformation même dans le cas de déformation finie (Ramsay 1967). En effet chaque incrément de cette déformation logarithmique peut être relié directement à l'état de contrainte (si le milieu est homogène et isotrope bien sûr), voir Fig. 4.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

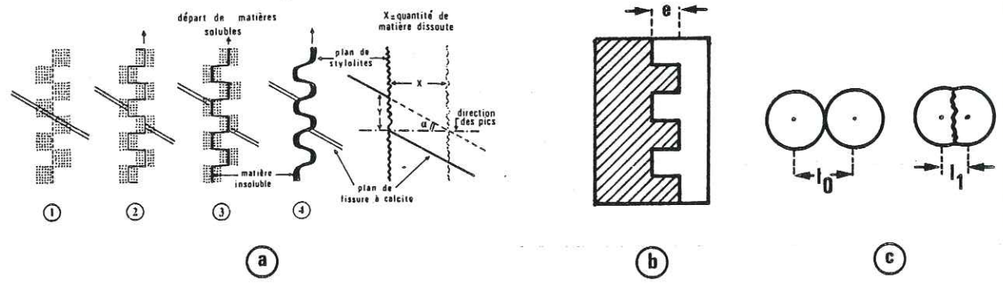


Figure 134 - Diverses méthodes de mesures des déformations discontinues par dissolution-cristallisation. (a) : Différents stades de l'évolution d'un plan de stylolite. Pour chaque stade, il a été figuré une zone en pointillés qui sera solubilisée au stade suivant. On peut utiliser le décalage de plan initialement continu pour calculer les quantités dissoutes. (b) : La mesure de la hauteur des pics ne donne qu'un minimum de la largeur dissoute. (c) : On peut aussi reconstituer certains objets partiellement dissous et retrouver ainsi aussi un minimum de la quantité dissoute.

c) Mesure des déformations discontinues

Nous avons souligné dans la discussion des caractères particuliers de la déformation par dissolution-cristallisation qu'il s'agissait d'une déformation discontinue (puisqu'elle implique l'existence de deux phases). Dans de nombreux cas, heureusement, la taille des discontinuités est celle des grains de la roche (10-100 µm) et à l'échelle des marqueurs de déformation classiques (fossiles, plis, etc...), la déformation peut être considérée comme continue. Cependant dans d'autres cas (association stylolites-fentes) la déformation est discontinue à l'échelle du cm ou du dm (Fig. 165b) et des marqueurs particuliers doivent être utilisés qui sont présentés dans la Fig. 134.

On peut mesurer le décalage de plans préexistants (Fig. 134a) ou bien reconstituer la forme d'objets initiaux (Fig. 134c). On rappellera également qu'il est aussi possible de considérer que la hauteur des pics des stylolites représente la largeur minimale de la zone dissoute (Fig. 134b) mais en utilisant en parallèle les méthodes du décalage des filons et de la forme des pics, on constate le plus souvent qu'au cours d'un processus progressif de dissolution, la hauteur des pics décroît plutôt lorsque les quantités dissoutes augmentent (Gratier 1976).

IV.2.B/ Mesure de densité

Nous avons déjà vu que les changements de densité des roches au cours des déformations traduisent surtout des changements de porosité de la roche (donc des transferts de fluide : air, eau, etc...). Une application dans ce sens a été faite par Trémolière & Reulet 1978, le long d'une strate plissée. Si, par contre, les roches changent de composition chimique, à porosité constante, la différence de densité entre minéraux mobiles et minéraux fixes n'est généralement pas suffisante pour que, sur une série d'échantillons soumis à des déformations hétérogènes, la mesure des densités traduise clairement les différences de composition chimique (voir § IV.2.C.f). Des analyses chimiques comparatives sont toujours nécessaires pour estimer les transferts de matières solides. Nous avons cependant assez systématiquement mesuré les densités des divers échantillons analysés et nous les avons comparés aux densités théoriques calculées à partir des compositions minéralogiques de ces échantillons. On vérifie ainsi si la porosité des roches est ou non constante au cours de la déformation et si on peut assimiler des changements de masse à des changements de volume.

La méthode utilisée pour mesurer ces densités a été de peser les échantillons suspendus sous le plateau d'une balance et immergés successivement dans l'air puis dans l'eau. Des tests effectués le long d'une strate déformée de manière homogène montrent que les valeurs de densité varient de 0,1 à 0,4 % dans les matériaux considérés.

IV.2.C/ Analyses chimiques comparatives

a) Principes et limites de la méthode

Nous avons vu dans l'introduction que la première condition pour pouvoir comparer les processus de déformation naturelle avec les modèles théoriques et les résultats expérimentaux est de pouvoir calculer le bilan des matières solides transférées lors de la déformation. Pour cela, on va chercher à comparer les compositions chimiques de zones diversement déformées, situées dans un secteur de composition chimique initiale homogène (on comparera par exemple le flanc et la charnière d'un pli). On admettra que chacune des zones est composée de deux parts :

- Une part est constituée par les minéraux mobiles (solubles). Dans la plupart des cas ces minéraux quittent les zones dites exposées, soumises aux valeurs maximales de contrainte (les compressions sont comptées positivement). Ils vont se redéposer dans les zones dites protégées, soumises aux plus faibles valeurs de contrainte (éventuellement négatives). Il peut s'agir selon les conditions du quartz, de la calcite, de la dolomite, du gypse, etc...

- Une autre part est constituée par les minéraux fixes (insolubles). Ceux-ci sont concentrés passivement dans les zones soumises aux valeurs maximales de contrainte par le départ des minéraux mobiles, (Barrouquère et al, 1969, Williams 1972, Durney 1972, Gray 1977). Cette concentration de ce que l'on peut appeler des "résidus insolubles" est responsable de la couleur noire qui révèle généralement les joints de dissolution, puisque de manière assez simple, les minéraux plutôt insolubles apparaissent de couleur foncée (illite, chlorite, oxydes de fer ou de titane, etc...), alors que les minéraux plutôt mobiles apparaissent plutôt de couleur claire. En plus, même si les minéraux mobiles contiennent au départ des impuretés, ils sont le plus souvent "blanchis" par le transfert.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

La différence de couleur entre zone sous forte contrainte et zone sous plus faible contrainte est ainsi un critère simple qui permet de choisir a priori d'analyser des secteurs où il semble y avoir des transferts de matière (mais nous avons déjà vu aussi que ce n'est pas un critère suffisant pour être sûr des transferts, une zone avec des grains fins apparaît par exemple plutôt foncée).

Une remarque importante est que la mobilité d'un minéral est toujours relative par rapport à un autre minéral que l'on considère comme fixe. La distinction entre minéraux mobiles et fixes est donc une simplification,qui facilite les calculs de transferts,mais qui n'exprime pas toute la complexité du problème. Le but de ce travail est d'abord de mettre au point une méthode simple de calcul de ces transferts. Ce n'est pas de faire une étude détaillée du comportement de tous les minéraux sous contrainte. Ainsi les chlorites sont souvent relativement mobiles par rapport aux illites mais ces deux minéraux peuvent aussi le plus souvent être considérés comme fixes par rapport aux minéraux les plus mobiles qui seuls nous intéressent ici (quartz, calcite, dolomite), parce qu'ils sont associés à de fortes valeurs de changement de volume.

On pourrait aussi distinguer le comportement des minéraux de celui de leurs éléments constitutifs. Si une calcite (ou une dolomite), contenant beaucoup de Fe est dissoute, l'élément Fe va le plus souvent se concentrer sur place et la calcite (ou la dolomite) qui se déposera plus loin aura légèrement changé de composition. De même, si certains minéraux comme les micas se décomposent en une part mobile (SiO_2) et une part qui se recombine sur place, il peut y avoir quelques problèmes (voir § IV.2.C.e).

Si on cherche simplement à calculer le transfert de matière global entre deux zones (sans distinguer entre les divers minéraux mobiles), on peut très bien se contenter de comparer les compositions en oxydes de ces deux zones. Il faut cependant s'assurer que la concentration de certains éléments est bien une concentration passive due au départ des espèces mobiles et non pas une concentration due par exemple à des réactions métamorphiques. Pour cela, nous avons admis qu'il suffisait de s'assurer qu'entre deux zones diversement déformées le rapport de concentration des éléments (ou des minéraux) considérés comme fixes, était le même pour tous ces éléments (ou ces minéraux), voir § IV.2.C.e). On peut alors calculer les transferts de masse entre les zones diversement déformées.

En première approximation, et schématiquement, si on considère deux échantillons (la charnière et le flanc d'un pli, Fig. 135) en admettant que l'un d'eux représente l'état initial de la roche (charnière), et que l'autre présente des traces de dissolution (schistosité de dissolution), la diminution de masse du flanc par rapport à l'état initial se calcule ainsi sur l'exemple de la Fig. 135 :

$$\Delta M/M_o = (I_p/I_e) - 1 = -0{,}17 = -17\ \%$$

I_p et I_e représentent la somme des pourcentages de minéraux (ou des éléments) fixes (insolubles) respectivement dans les zones protégées (I_p) et dans les zones exposées (I_e).

On peut aussi calculer la diminution relative de masse pour chacun des minéraux mobiles si on dispose de la composition minérale des deux zones :

$$\Delta M'/M'_o = (I_p/I_e)\ (M_e/M_p) - 1$$

M_p et M_e représentent le pourcentage de chacun des minéraux mobiles respectivement dans les zones protégées (M_p) et dans les zones exposées (M_e). Une décroissance de -40 % pour la calcite et de -19 % pour le quartz est ainsi calculée dans le flanc du pli de la Fig. 135 par rapport à l'état initial représenté par la charnière.

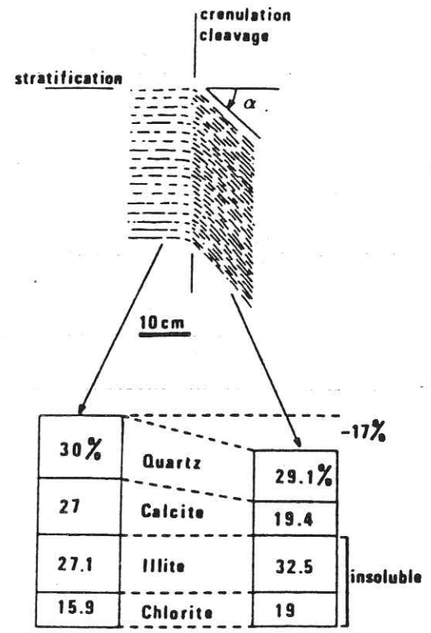


Figure 135 - Détermination des transferts de masse le long d'une couche plissée entre flanc et charnière. Après qu'une série de tests simples ait été effectuée (voir § IV.2.C), l'illite et la chlorite sont considérées comme des minéraux insolubles concentrés passivement dans le flanc du pli par le départ de matières solubles qui ont quitté le domaine étudié. La paire flanc/charnière est considérée comme un système ouvert, la charnière représente l'état initial. La diminution de masse globale dans le flanc par rapport à l'état initial est de -17 %, les diminutions relatives du quartz et de la calcite sont respectivement de -19 % et de -40 %, voir les relations permettant ces calculs dans le texte.

L'utilisation de relations aussi simples est évidemment subordonnée au respect d'un certain nombre d'hypothèses qui permettent ces simplifications mais dont la validité doit être démontrée pour chaque calcul. Ces hypothèses portent sur cinq grands types de problèmes et seront discutées dans les paragraphes suivants. Il s'agit des problèmes suivants :

-l'homogénéité chimique initiale des couches et la reconnaissance de cet état initial,
- le calcul de la composition minérale des échantillons,
- l'influence des recristallisations métamorphiques,
- l'équivalence entre changement de masse et de volume,
- les modèles de transfert et de déformation.

Auparavant, il est utile de préciser quelles sont les méthodes d'analyses qui ont été utilisées pour mettre en évidence ces transferts de matière.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

b) Méthodes d'analyses

Deux méthodes ont été adoptées pour les analyses chimiques selon les tailles des secteurs à analyser.

Lorsque l'on a souhaité étudier des différenciations chimiques entre des zones de taille centimétrique à décimétrique, la méthode adoptée a été de prélever ces échantillons par carottage (voir par exemple les Fig. 143 & 147). Des petites sondeuses portables ont été utilisées capables de forer rapidement des trous de 25 ou de 50 mm de diamètre sur des profondeurs de plusieurs décimètres. Les échantillons ont ensuite été analysés par divers laboratoires et diverses méthodes (Fluo X, Institut Dolomieu, Quantomètre source I.C.P., CRPG, Nancy et Barringer, Canada).

Lorsque l'on a souhaité étudier des différenciations chimiques entre des zones de l'ordre de quelques microns à quelques millimètres, la méthode précédente de prélèvement individuel des zones est exclue et des analyses comparatives doivent être faites avec une microsonde. Compte tenu de la taille des zones chimiquement différenciées, nous avons le plus souvent adopté la procédure suivante : le faisceau de la microsonde (d'une largeur de l'ordre du µm), a été mis en balayage automatique sur une largeur de 100 à 300 µm suivant un axe Y et un très lent mouvement a été imposé à l'échantillon suivant un axe X perpendiculaire à Y. On obtient ainsi une intégration de la composition chimique de la roche suivant un profil de 100 à 300 µm de large, dont la longueur pourraît aller jusqu'à plusieurs centimètres mais qui, pour des raisons d'économie, a été le plus souvent de quelques millimètres. La plupart des analyses ont été faites à l'ENSEE (I.N.P. Grenoble) avec un microscope à balayage équipé d'un système d'analyse de l'émission X du type spectromètre dispersif en énergie. Quelques analyses ont été effectuées dans le même établissement avec une microsonde de Castaing (spectromètre dispersif en longueur d'onde). Dans les deux cas, les échantillons doivent être polis au préalable et comme ils ne sont pas conducteurs, recouverts d'une fine pellicule d'or ou de carbone.

Ces analyses permettent, nous l'avons vu, de calculer les transferts de matière dans certaines conditions. L'une de celles-ci est de pouvoir distinguer, dans les zones que l'on appelle protégées, s'il s'agit de zones représentatives de l'état initial ou de zones avec dépôt de matières mobiles. La mise en évidence de croissances syntectoniques à partir de certains cristaux dans une roche n'est pas toujours simple. Dans certains cas, on discerne clairement à l'oeil, ou sous un microscope optique, des croissances cristallines dans les zones abritées (voir § I.5), avec des cristaux en fibres très caractéristiques. Mais dans d'autres cas, on n'observe rien de tel dans ces zones protégées. Cela ne veut pas forcément dire qu'il n'y a pas de ces croissances, elles peuvent être trop petites ou pas assez différentes optiquement des cristaux initiaux.

Pour essayer de distinguer ces croissances, nous avons examiné les échantillons en cathodoluminescence. Le principe en est exposé dans Smith & Stenstrom (1965), Amieux (1982) et Jenatton (1981). Le dispositif est le même que celui d'une microsonde, avec bombardement de l'échantillon poli par un faisceau d'électrons, mais on analyse la lumière (visible) émise au lieu d'analyser les rayons X. Des différences de couleur apparaîssent pour un même minéral dues à de très faibles variations de teneur en certains éléments comme Mn, Fe, etc... Dans les cas favorables, où les croissances syntectoniques ne se sont pas faites exactement dans les mêmes conditions de teneur en ces éléments que les cristaux initiaux, on peut ainsi observer ces croissances syntectoniques par des différences de couleur. Jenatton (1981)a même pu distinguer des générations successives d'un même minéral (le quartz) dans les remplissages de cristaux entre des éléments de bélemmites tronçonnées (Fig. 15). Le seul appareillage de cette cathodoluminescence monté sur un microscope optique (donc permettant des observations compatibles avec la taille des échantillons étudiés) que nous avons pu utiliser se trouve à Pau (SNEA). Pour certains

étalonnages de couleurs, des spectres ont été effectués au CEN Grenoble, sur un microscope à balayage équipé d'un dispositif de cathodoluminescence, mais qui ne donne pas d'image des couleurs de l'objet.

Enfin, quand on dispose des images de la répartition des croissances syntectoniques (obtenues par cathodoluminescence ou directement par photographie en lumière naturelle), il faut souvent estimer les quantités de matière recristallisée et la méthode la plus rapide et la plus précise est d'utiliser un analyseur d'image (Chatagnon, 1981). Nous avons utilisé celui du CENG.

c) Homogénéité initiale des secteurs à déformation hétérogène et témoins de cette composition après déformation

On ne peut jamais considérer qu'une roche est chimiquement homogène à toute échelle Cette notion d'homogénéité est une notion relative. On doit simplement choisir la taille des zones dont on veut comparer la composition après déformation pour qu'elle soit très supérieure à la taille des hétérogénéités de la roche (le plus souvent à la taille des grains minéraux qui composent cette roche). Ainsi, si on cherche à estimer des transferts de matière autour d'un objet de quelques millimètres, la roche, pour être considérée comme initialement homogène, doit avoir des grains de quelques dizaines de microns. Mais, si on prélève des échantillons de 5 cm de diamètre le long d'une couche, la roche peut présenter des tailles de grains plus grosses sans gros inconvénient. On peut même encore augmenter la taille des prélèvements, la seule limite est alors l'homogénéité de sédimentation de la roche (ou de cristallisation s'il s'agit de roches endogènes).

Ces problèmes ne peuvent être discutés clairement que cas par cas. Nous verrons qu'il est quelquefois possible de tester l'homogénéité initiale de la roche. Par exemple, lorsqu'on analyse les transferts entre charnière et flanc (type kink-band) le long d'une même couche, on peut vérifier que les charnières (portions horizontales) sont de composition constante.

Un autre problème est de déterminer si les zones dites protégés sont, ou non, des témoins de l'état initial. Nous nous sommes simplement basés pour cela, sur l'observation de ces zones (examen optique ou examen en cathodoluminescence) pour rechercher des témoins de dissolution-cristallisation. Dans chaque zone considérée comme protégée, nous avons systématiquement recherché des petites structures à déformations hétérogènes telles que poinçonnement, plissement, cisaillement ou boudinage susceptibles de révéler des processus de différenciations chimiques. En l'absence de telles traces, nous avons considéré ces zones protégés comme des témoins de l'état initial.

Cependant, lorsqu'on examine simplement les transferts entre deux zones contiguës (par exemple le flanc et la charnière d'un pli du type kink-band), deux valeurs du changement de volume de ces zones par rapport à l'état initial, peuvent être rapidement calculées, l'une, en admettant un système ouvert avec zone protégée (charnière) témoin de l'état initial, et l'autre en admettant un système fermé, avec transferts des espèces du flanc vers la charnière (voir Fig. 139-140).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

d) Calcul de la composition minérale des roches

Pour pouvoir comparer le comportement des différents minéraux solubles (notamment le quartz et la calcite), on doit disposer des compositions minérales des différentes zones (voir § IV.2.C.a). En effet, en raisonnant sur le comportement des oxydes on ne peut, par exemple, pas comprendre le comportement de SiO_2 qui est présent dans des minéraux de mobilité très variables (quartz, illite, chlorite, etc...).

Des analyses modales effectuées par comptage sous microscope ne sont pas possibles à cause de la très faible taille des grains minéraux des roches analysées (type "schistes" gréso-argilo-calcaire). Il a donc été nécessaire de calculer ces normes à partir des compositions en oxydes. Cela a été fait en utilisant un programme de calcul automatique mis au point au C.R.P.G. de Nancy et adapté à Grenoble par Buffet (1981). Pour chaque échantillon, le programme calcule, par itérations successives, une composition minérale qui doit être compatible avec d'une part, la teneur en oxyde de l'échantillon et, d'autre part, avec une liste des minéraux que l'on trouve dans cet échantillon et avec la composition de ces minéraux.

Les incertitudes sur le calcul de cette norme théorique "plausible" peuvent donc provenir des approximations sur les paramètres imposés.

- Une première précaution élémentaire est de ne jamais chercher à comparer des échantillons qui n'ont pas été analysés par le même laboratoire. En effet, sur le même échantillon, des différences systématiques peuvent apparaître pour certains éléments majeurs qui atteignent 10 %.

- La détermination des minéraux présents dans chaque échantillon ne présente généralement pas de problème. Elle a été faite par analyse RX sur poudre à l'Institut Dolomieu. Si des minéraux ne sont pas repérés sur les diagrammes RX, c'est qu'ils sont en trop petite quantité et qu'ils peuvent être négligés.

- La principale incertitude tient à la composition des minéraux. N'ayant pas pu analyser individuellement toutes les phases solides présentes dans les échantillons, nous avons simplement utilisé des analyses faites par d'autres chercheurs sur des minéraux prélevés dans des secteurs proches du prélèvement de nos échantillons. Pour certains comme l'illite, il n'y a pas de problème parce que Al et K ne se trouvent pas dans les minéraux mobiles étudiés. Par contre pour les chlorites, Fe et Mg pourraient aussi être dans des calcites ou surtout des dolomites. Nous avons donc estimé approximativement la teneur en Fe de ces chlorites par une méthode de mesure des intensités de certains pics sur les diagrammes RX (pics des réflexions basales), (Petruk, 1964, Aumaitre & Buffet, 1974). Un autre problème a été celui du comportement de l'albite ou de la paragonite (Aprahamian, 1974). Ces minéraux contenant Na ont été quelquefois repérés sur les diagrammes RX (ils sont cependant toujours en faible quantité) mais la grande variabilité des analyses sur les teneurs en Na ne permet pas des discussions sérieuses de leurs comportements.

e) Influence des recristallisations métamorphiques

Comme cela a été décrit par plusieurs auteurs (Etheridge & Hobbs 1974, Boulter & Raheim 1974 , Stephens et al 1979), des recristallisations de certains minéraux (illites, chlorites, etc...) peuvent apparaître associées au processus de déformation des roches, particulièrement dans les zones soumises aux plus fortes valeurs de contraintes (en compression). Si ces recristallisations s'accompagnent d'un changement de composition des minéraux (Vernon 1977, Wilson & Bell 1979, Caron et al 1981), des transferts de matière entre les zones soumises à de fortes compressions et les autres zones moins exposées, pourraient alors être liées à ces recristallisations.

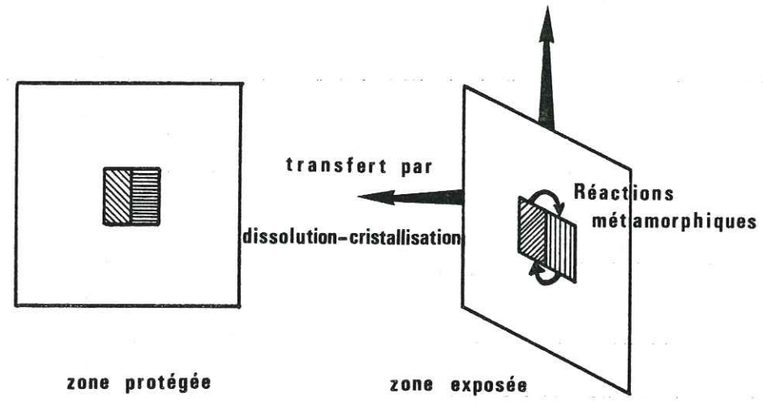


Figure 136 - Représentation schématique de transferts de matière à différentes échelles. Lorsqu'on a à la fois, des processus de dissolution-cristallisation et des réactions métamorphiques, le calcul des transferts par le premier processus ne peut être fait que si on peut s'assurer que les réactions métamorphiques se produisent en système clos d'une taille très inférieure à celle des domaines considérés pour la dissolution-cristallisation. Concrètement si les réactions métamorphiques se produisent à l'échelle des grains, la taille des domaines pour les calculs des transferts par dissolution-cristallisation doit être bien supérieure à celle de ces grains.

Selon Knipe (1981) qui a étudié à la microsonde les transformations des minéraux dans les plans de schistosité, deux réactions sont particulièrement importantes dans des matériaux schisteux (voir Fig. 35) :

- La recristallisation d'illite en phengite qui implique un apport de K, Fe, et un départ de Al et Na.

- La recristallisation des chlorites qui implique un apport d'Al et un départ de Fe.

Selon Beach (1979) le départ de la silice des zones en compression pourraît aussi être lié à ces réactions métamorphiques, telles que les transformations d'illites-montmorillonites en chlorites ou en muscovites qui produisent de la silice (et de l'eau), avec d'ailleurs aussi une diminution de volume (Fig. 35).

Ces réactions et les transferts d'éléments qui leurs sont associés pourraient fausser les calculs des transferts de matière entre zones diversement déformées s'il s'avère que les concentrations en résidus insolubles dans les zones en compression ne sont pas dues au départ de matières mobiles mais sont produites par des réactions métamorphiques.

En fait le problème est encore une fois un problème d'échelle des mesures. Ce que l'on cherche à estimer ce sont des transferts entre zones diversement déformées par dissolution- cristallisation. Si, à l'intérieur de chacune de ces zones, des réactions se produisent en remobilisant des éléments en système clos, les transferts dus aux réactions métamorphiques n'interfèrent pas sur les calculs des transferts de matière par dissolution-cristallisation entre les zones. Il n'est donc pas nécessaire de s'assurer qu'il n'y a pas du tout de recristallisation à l'intérieur de chacune des zones, mais il faut s'assurer qu'il n'y a pas de transfert de matière entre ces zones qui soit dû à ces recristallisations.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Si un ou des minéraux recristallisent avec des changements de composition, il doit y avoir une évolution des rapports de teneur entre les différents éléments constitutifs de ce ou ces minéraux. Une façon de tester l'importance des transferts par recristallisation entre diverses zones est donc de comparer l'évolution des teneurs des différents éléments entre ces zones diversement déformées. Dans le cas de concentrations passives par dissolution-cristallisation, tous les éléments considérés comme fixe doivent être concentrés de la même manière (Fig. 136). Si ce n'est pas le cas, on peut suspecter des transferts liés à d'autres processus (comme des réactions métamorphiques).

Pour s'assurer d'une concentration passive et identique de plusieurs éléments, nous avons systématiquement reporté l'évolution du rapport $R(X) = X_p/X_e$ en fonction d'un paramètre caractéristique des valeurs de déformation de chacune des zones : X_p est la teneur d'un élément X dans une zone considérée comme protégée (charnière, extrados de plis, zone abritée, témoins de l'état initial), X_e est la teneur du même élément X dans le (ou les) zones exposées. Le terme caractéristique des valeurs de déformation de chacune des zones peut être par exemple le long d'une même couche plissée, l'angle entre la charnière (zone protégée) et les flancs (zones exposées).

Pour une meilleure clarté de ces tests, nous les avons normalisés en reportant l'évolution des rapports R(X)/R(Al). L'élément Al a été choisi comme référence simplement parce que c'est le plus abondant des éléments généralement passifs (fixes).

Sur un exemple (Fig. 143), d'une série d'échantillons contenant quartz + calcite + dolomite + illite + chlorite + oxydes de Fe et Ti, on note clairement deux types de comportement des différents éléments sur la Fig. 137 :

- Certains éléments comme Fe, K, Ti, présentent une très bonne stabilité du rapport R(X)/R(Al) qui reste compris entre 0,9 et 1,1 sans évolution significative le long d'une même couche plissée lorsque l'angle flanc/charnière (ß) augmente.

- D'autres éléments comme Mg et surtout Ca et Si présentent au contraire une nette croissance des valeurs R(X)/R(Al) avec l'augmentation de ß. Ces trois éléments appartiennent à des minéraux dont les mobilités doivent d'ailleurs être différentes.

En se référant à la composition minérale de ces échantillons déterminée par ailleurs, on voit donc que les quatre éléments de base de l'illite, chlorite et des oxydes de Fe et Ti présentent la même concentration et on peut donc admettre que l'on a ici une concentration passive due au départ des minéraux mobiles (quartz, calcite, dolomite). Même s'il y a eu des recristallisations des minéraux fixes, elles ont dû se faire en système clos à l'intérieur de chaque zone, cela n'intervient pas dans nos calculs de transfert entre les zones diversement déformées (dont la taille est ici celle d'un cylindre de $\phi = 5$ cm, et L = 10-20 cm).

Un comportement aussi simple que celui de la Fig. 137 n'est cependant pas systématique même sur des roches contenant presque les mêmes minéraux. Sur un deuxième exemple (Fig. 138b) concernant toujours des zones diversement déformées le long d'une même couche plissée, on observe qu'un élément comme Fe peut aussi apparaître comme mobile. On remarque également que K semble, lui, légèrement plus concentré que la référence (Al) dans le même exemple (Fig. 138b). Sur le troisième exemple (Fig. 138c) on retrouve un comportement curieux de Na apparemment aussi relativement plus concentré que Al dans les zones exposées aux compressions, mais le dosage de cet élément étant très imprécis, nous ne l'avons pas considéré d'autant que sa teneur reste toujours très faible.

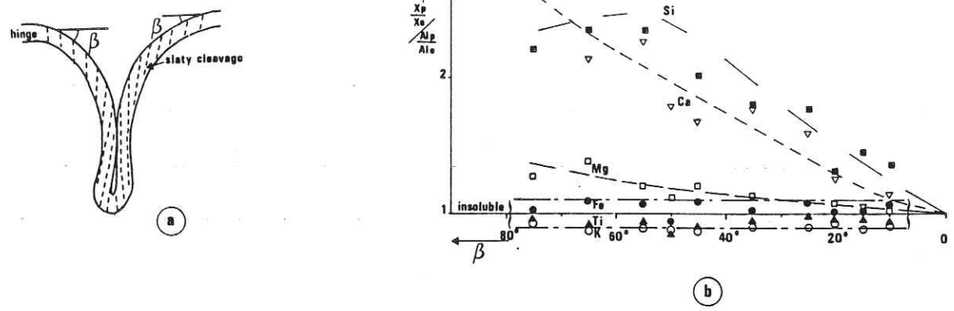


Figure 137 - Test de mobilité de différents éléments le long d'une strate plissée (exemple du pli de la Fig. 143). Evolution du rapport $R(X)/R(Al) = (X_p/X_e)/(Al_p/Al_e)$ en fonction de ß tels que X_p = teneur en élément X dans une zone protégée (ici la charnière) et X_e = teneur en élément X dans les zones exposées (ici les flancs) ; ß = angle entre charnière et flancs. Les éléments dont le rapport R(X)/R(Al) est indépendant de ß sont considérés comme des éléments appartenant à des minéraux concentrés passivement dans les zones exposées, à cause du départ des éléments (ou minéraux) mobiles.

Pour se fixer des règles simples avec ces tests, nous avons décidé au vu des différents exemples de considérer comme des minéraux passifs ceux dont les éléments constitutifs présentent des rapports R(X)/R(Al) compris entre 0,9 et 1,1. Cette marge de variation sera considérée comme une incertitude possible compte tenu des limites de la méthode. Ainsi, dans le deuxième exemple, seul l'illite et l'oxyde de Ti devraient être considérés comme fixes, les chlorites et les oxydes de fer appartenant aux minéraux mobiles. Le comportement de ces derniers ne sera cependant pas discuté dans le détail dans le cadre de ce travail, d'autant que leur teneur est faible dans cet exemple de la Fig. 138b. Pour l'exemple de la Fig. 138c, illite, chlorite, oxydes de Fer et de Ti sont des minéraux passifs comme dans l'exemple de la Fig. 137.

D'une manière générale, ce qui est important au vu d'une série d'analyses effectuées sur une même couche, ayant subi une déformation hétérogène, c'est d'abord de s'assurer de la constance des rapports X_p/X_e pour tous les éléments (oxydes) passifs (K, Fe, Al, Ti etc..). Ensuite on peut raisonner sur des minéraux passifs (illite, chlorite, oxydes de Fe et Ti) et s'assurer que l'on retrouve pour tous ces minéraux, la même valeur des rapports X_p/X_e que celles de leurs élements (oxydes) constitutifs.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

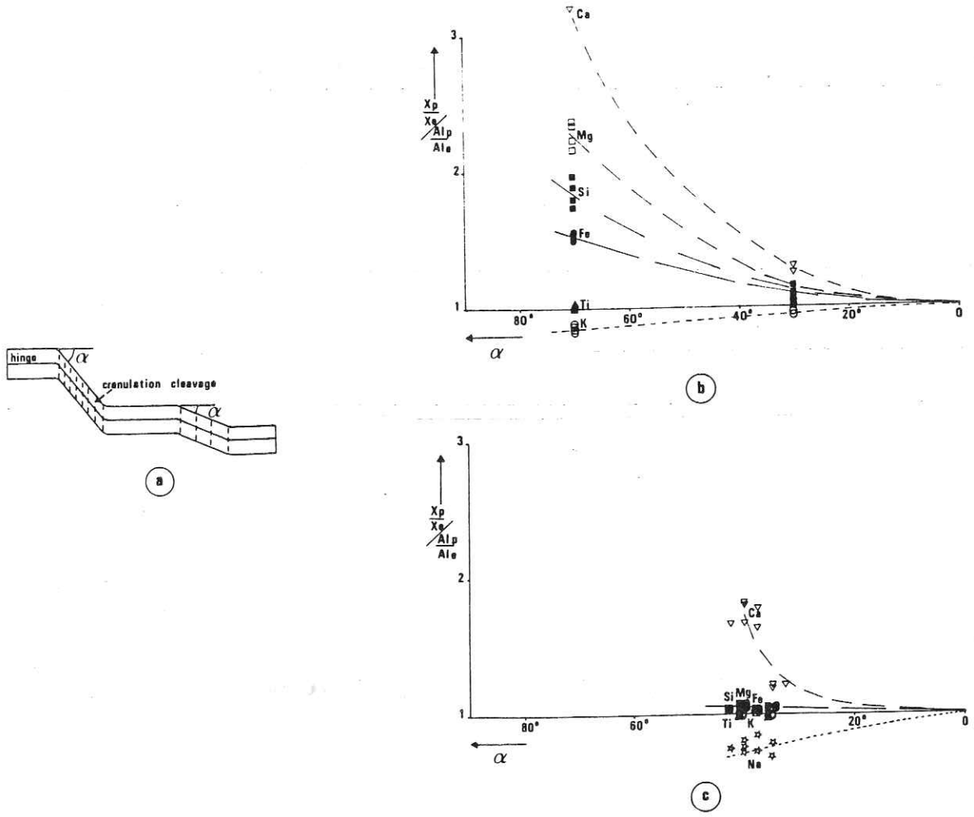


Figure 138 - Même test de mobilité des différents éléments que dans la Fig. 137, mais ici le long de strates plissées à flanc et charnières rectilignes (type kink-band). La taille des échantillons est ici de l'ordre du centimètre au décimètre. Les plis considérés sont ceux de la Fig. 147b et 147c respectivement pour les diagrammes b et c.

f) Equivalence entre changement de masse et de volume

Dans l'exemple du calcul des transferts de la Fig. 135, on obtient une valeur du changement de masse d'un échantillon (zone exposée) par rapport à un autre (zone protégée). Pour pouvoir mettre cette valeur en parallèle avec des valeurs de déformation interne de la roche, il faut calculer l'équivalence en changement de volume. Il est pour cela nécessaire de connaître le changement (éventuel) de densité entre les différentes zones.

On peut d'abord calculer la différence de densité théorique entre les différentes zones puisqu'on connaît leurs différentes compositions chimiques. On raisonne ainsi sur une porosité nulle. Les densités des zones exposées sont supérieures à celles de la zone protégée puisque ce sont des minéraux relativement légers qui sont mobiles, mais les différences ne sont jamais très élevées (quelques %).

Pour révéler des changements de porosité entre les différentes zones, il faut ensuite mesurer l'évolution des densités réelles d'un échantillon à l'autre (voir § II.2.B). Nous discuterons ici de l'exemple de la couche plissée de la Fig. 143a. Des prélèvements systématiques dans la matrice schisteuse près des extrados et près des intrados d'une strate compétente plissée (du type filon) avec plis ptygmatiques, donnent les résultats suivants : la densité des zones situées près des extrados (type de l'échantillon 9 de la Fig. 143a qu'on peut aussi appeler zones charnières ou zones protégées), est de 2,742 ± 004, celle des zones situées près des intrados (type échantillons 5, Fig. 143a) est de 2,762 ± 0,01. On compare ces valeurs avec les densités théoriques de ces différentes zones. Celles-ci devraient être respectivement de 2,75 ± 0,01 et de 2,82 ± 0,01 (l'incertitude tient aux résultats différents donnés par les différents laboratoires d'analyses pour les mêmes échantillons).

La porosité dans les différentes zones est fonction du rapport entre densité réelle et densité théorique. Elle est un peu différente entre zones protégées et zones exposées (de 0,3 à 2 %). Deux problèmes peuvent alors être discutés : l'effet de ce changement de porosité sur l'équivalence ΔM et ΔV et la signification de ce changement de porosité.

Pour ce qui concerne l'équivalence ΔM et ΔV on peut introduire entre ces deux termes un paramètre qui prend en compte le changement de densité réelle de l'échantillon.

$$\Delta V = \Delta M . F_d$$

Mais, compte tenu des limites de la méthode, dues aux autres problèmes, il est exclu d'obtenir des valeurs de ΔV avec une précision supérieure à quelques %. La correction de densité ne devrait donc pas être utile lorsque ces valeurs de densité ne changent que de 1 ou 2 % alors que les valeurs de ΔV sont de 10 à 60 % !...

Pour ce qui concerne la signification des changements de porosité, ce n'est pas un problème de méthode et elle sera discutée dans le § IV.5.

g) Modèles de transfert et de déformation

Nous n'avons envisagé qu'un modèle très simple de déformation avec transfert qui peut néanmoins être utilisable dans un grand nombre de cas de déformations naturelles : plissement, cisaillement, mais aussi poinçonnement et boudinage. Dans tous les cas, zones exposées et protégées appartiennent à la même couche initiale et ont la même composition initiale. On considère les transferts entre deux zones voisines contiguës (Fig. 139).

L'une de ces zones appelée exposée, présente un cisaillement de direction parallèle à la limite entre les deux zones, avec diminution du volume par diminution de l'épaisseur de la zone cisaillée.

L'autre zone dite protégée présente deux comportements différents dans deux modèles différents (Fig. 139a ou b).

- Soit c'est une zone témoin de l'état initial, sans déformation interne (hauteur et longueur constantes, Fig. 139a). La paire zone exposée/zone protégée peut alors être considérée comme un système ouvert du point de vue transfert.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

- Soit c'est une zone capable de recevoir toute la matière solide issue de la zone exposée, dans l'équivalent d'une fente perpendiculaire à la limite entre les deux zones. La paire zone exposée/zone protégée peut alors être considérée comme un système clos du point de vue transfert.

Pour des raisons de compatibilités géométriques, les hauteurs des zones exposées et protégées sont égales dans chacun des modèles (h_o dans le modèle a, et h_p dans le modèle b, Fig. 139).

Dans les cas favorables un examen des zones protégées permet de choisir entre ces deux modèles (voir § IV.2.C.c). On utilise ensuite le rapport I_p/I_e qui est le rapport des sommes des minéraux (ou des éléments) passifs (insolubles) dans les zones protégées (I_p) et exposées (I_e).

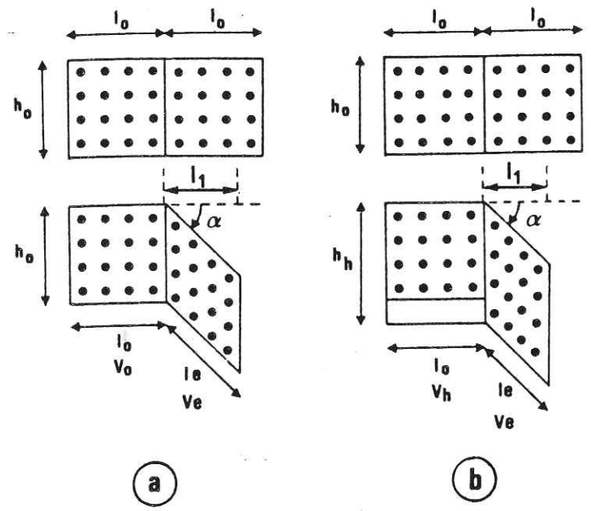


Figure 139 - Deux modèles de transfert de matière entre deux zones contiguës (zone "exposée" et zone "protégée" dans un pli ou un cisaillement. Ce peuvent être, par exemple, le flanc et la charnière d'un pli de type kink- band. Le volume du système clos est différent entre les deux modèles. (a) : Système ouvert, la zone exposée présente un cisaillement avec diminution de volume par diminution d'épaisseur de la zone cisaillée (flanc). La zone protégée témoin de l'état initial ne présente aucune déformation (charnière). (b) : Système clos, la zone exposée (flanc) présente aussi un cisaillement avec diminution de volume par diminution d'épaisseur de la zone cisaillée mais la zone protégée (charnière) reçoit toute la matière issue de la zone exposée qui se dépose dans l'équivalent d'une fente à cristaux (en blanc), avec allongement vertical des deux zones contiguës. Les relations entre I_p/I_e, Δ, $\Delta l/l_o$, α sont données dans le texte. La masse des minéraux insolubles (points noirs) est constante dans toutes les zones. Si $\alpha = 0$ le modèle peut être appliqué au cas du poinçonnement ou du boudinage.

Des relations entre d'une part ce rapport de teneur en minéraux passifs entre zone protégée et exposée (I_p/I_e) et, d'autre part les valeurs du changement de volume de la zone exposée $\Delta = \Delta V/V_o$, du changement de longueur parallèle à la couche $\Delta l/l_o$ et de l'angle α (par exemple angle flanc/charnière), peuvent être établies lorsque les hypothèses présentées dans le § IV.2.C.a sont plausibles.

On admettra aussi qu'entre zones exposée et protégée, le changement de masse (ΔM) est égal au changement de volume (ΔV) avec $F_d=1$, et est égal au changement de surface (ΔS) (déformation plane).

On a alors $\Delta l = l_e - l_o$ et $\Delta V = V_e - V_o$ avec l_e = longueur finie parallèle à la couche dans la zone exposée, V_e = volume fini de cette zone exposée, l_o et V_o = longueur et volume initiaux ; l_1 = largeur de la zone de cisaillement ($l_1 = l_e \cos\alpha$).

i) Dans le cas du système ouvert :

$$I_p/I_e = V_e/V_o = (\Delta V + V_o)/V_o = 1 + \Delta$$

$$I_p/I_e = l_e.\cos\alpha.h_o/l_o.h_o = l_1/l_o = ((\Delta l/l_o) + 1)\cos\alpha$$

Ce que l'on peut aussi écrire comme suit :

$$\Delta = (I_p/I_e) - 1$$

C'est bien sûr la relation qui a été déjà utilisée dans la Fig. 135. Δ est le changement de volume de la zone exposée par rapport au volume initial de la roche. On peut aussi calculer le changement de volume dans la zone exposée de chacun des minéraux mobiles par rapport à son volume initial :

$$\Delta V/V_m = (I_p/I_e)\,(M_e/M_p) - 1$$

ii) Dans le cas du système fermé : $\Delta = V_e - V_o = V_o - V_p$, avec V_e = volume de la zone exposée et V_p = volume de la zone protégée, V_o = volume initial des deux zones.

$$I_p/I_e = V_e/V_p = (\Delta V + V_o)/(V_o + \Delta V) = (1+\Delta)/(1-\Delta)$$

$$I_p/I_e = l_e.\cos\alpha.h_p/h_p.l_o = l_1/l_o = ((\Delta l + l_o)/l_o)\cos\alpha$$

Ce que l'on peut aussi écrire comme suit :

$$\Delta = (I_p - I_e)/(I_p + I_e) = ((I_p/I_e) - 1)\,/\,((I_p/I_e) + 1)$$

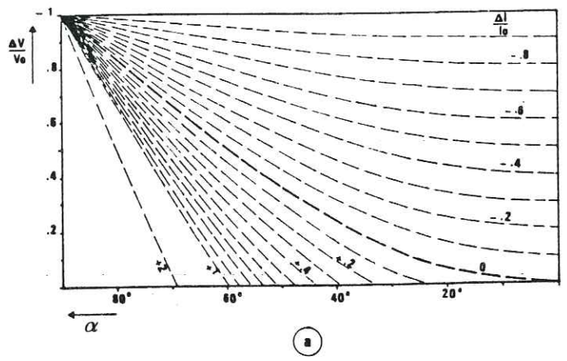
avec Δ qui est toujours le changement de volume de la zone exposée par rapport à son volume initial. Dans cette zone exposée, le changement de volume de chacun des minéraux mobiles par rapport à son volume initial est alors :

$$\Delta V/V_m = ((I_p M_e) - (I_e M_p))\,/\,(I_p M_e + I_e M_p) = ((I_p/I_e)(M_e/M_p) - 1)/((I_p/I_e)(M_e/M_p) + 1)$$

Les relations entre Δ, $\Delta l/l_o$ et α ont été tracées dans les deux abaques de la Fig. 140, pour le système ouvert (Fig. 140a) et pour le système fermé (Fig. 140b). Lorsqu'on connaît le rapport I_p/I_e pour une paire zone protégée/zone exposée, la valeur de Δ (pour cette dernière zone) peut être calculée si on peut choisir entre système ouvert ou fermé dans le bilan de matière à l'échelle de la structure considérée. Pour faire ce bilan, il faut pouvoir estimer les quantités déposées (ou non déposées) dans la zone protégée. On peut ensuite, en utilisant l'une ou l'autre des abaques, connaître les relations $\Delta = f(\alpha, \Delta l/l_o)$ c'est-à-dire les relations entre la déformation de la zone exposée et l'évolution (l'amplification) du pli (ou du cisaillement). On peut alors mettre en évidence différents chemins du plissement, voir des exemples Fig. 148.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Ces modèles sont évidemment utilisables dans le cas de déformation coaxiale (poinçonnement, boudinage). La seule différence est que $\alpha = 0$ donc $\cos \alpha = 1$.



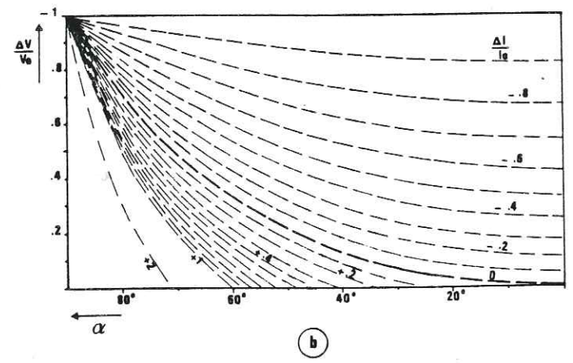


Figure 140 - Abaques des relations entre Δ, $\Delta l/l_o$ et α pour les deux modèles de transfert de la Fig. 139. Δ est le changement de volume dans le flanc du pli par rapport à l'état initial, $\Delta l/l_o$ est l'élongation parallèle à ce flanc et α est l'angle entre flanc et charnière. En (a) le modèle est un système ouvert, en (b) le modèle est en système fermé (à l'échelle d'une paire flanc/charnière). Pour choisir entre les deux abaques, il faut rechercher des traces de dépôt dans les zones protégées et faire un bilan des matières transférées à l'échelle du pli. Ensuite, lorsqu'on a calculé Δ, on en reporte la valeur sur l'abaque et on peut connaître la relation $\Delta = f(\alpha, \Delta l/l_o)$ et son évolution au cours du plissement (si on dispose de plusieurs paires avec Δ différents le long d'une même couche), voir des exemples de différents chemins de plissement Fig. 148.

IV.3/ RESULTATS ET DISCUSSION DES CALCULS DE CHANGEMENTS DE VOLUME DANS DES STRUCTURES A DEFORMATION HETEROGENE

IV.3.A/ Transferts de matière associés aux plissements

a) Différenciation chimique dans une matrice schisteuse autour de plis en boucle

Lorsqu'une strate très compétente, incluse dans une matrice relativement plus ductile, est plissée, une forme de pli en boucle (dit aussi pli ptygmatique, Ramsay, 1967) s'observe généralement (Fig. 141a, 143a). Ce plissement s'accompagne d'une répartition hétérogène des contraintes (et des déformations) dans la matrice. Nous avons pu mettre en évidence des différenciations chimiques importantes dans des roches schisteuses (gréso-argilo-calcaires) qui entourent des filons plissés composés essentiellement de quartz et calcite (Gratier, 1979, 1981).

Un premier exemple est donné dans la Fig. 141. La situation des zones prélevées est présentée dans la Fig. 141a. L'évolution de la composition chimique dans cette matrice schisteuse près du contact avec le filon plissé parallèle à la stratification est donnée dans la Fig. 141c. On notera la différence de comportement entre, d'une part Al, Mg, Fe, K, Na, Ti et Mn, qui sont relativement concentrés dans les zones dites exposées (soumises aux valeurs maximales de contraintes en compression, A et G) et d'autre part Si, Ca, PF qui, au contraire, ont un maximum de teneur dans la zone située près de l'extrados du pli ptygmatique, zone que l'on peut considérer comme "protégée" (D). (Voir aussi Fig. 173 pour la répartition des contraintes dans une telle structure.

On peut calculer les compositions minérales des deux échantillons extrêmes : le plus exposé (G) et le mieux protégé (D). Ces compositions sont données dans la Fig. 141b.

Le calcul des changements de volume implique, nous l'avons vu, un choix entre les deux modèles de transfert (en système ouvert ou fermé). L'observation des marqueurs de déformations associés peut permettre d'effectuer ce choix.

Le secteur analysé se trouve dans le Sinémurien (Jurassique) sur la route du Pont d'Oulles à Villard-Reymond, à la charnière d'un grand synclinal hectométrique. Celui-ci est un des grands plis qui s'observe dans le bassin-synclinorium de sédimentaire de Bourg-d'Oisans, pincé entre les grandes masses de socle du Taillefer et des Grandes-Rousses (voir Fig. 142 et description du contexte structural dans Gratier et al 1973, Gratier & Vialon 1975, Gratier & Vialon 1980). L'ensemble de la région est affecté d'une schistosité de flux qui est plan axial des plis de toutes tailles : plan axial de la pincée "synclinale" du sédimentaire dans le socle (Fig. 142a), des plis hectométriques (Fig. 142b), des plis décimétriques (Fig. 141a) et même des microplis (Fig. 146). Des marqueurs attestent d'une déformation interne importante sur laquelle nous reviendrons (Fig. 143 & 144). Certains de ces marqueurs sont des bélemmites tronçonnées, avec colmatage des intertronçons par des cristaux syntectoniques (Fig. 188). On trouve aussi des objets durs avec parenthèses de dissolution et/ou ombres de pression, ainsi que des joints de dissolution associés à des microplis (voir Fig. 146). Tous ces marqueurs témoignent de déformation par dissolution-cristallisation (voir Chap. I). Cependant, dans la zone la mieux protégée (D), la schistosité est très fruste ou absente, les ombres de pression sont très

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

petites ou inexistantes. Il n'y a pas non plus de trace de dissolution ou de cristallisation (type fentes à cristaux). Nous avons donc admis que la zone D située près de l'extrados du pli ptygmatique pouvait être considérée comme un témoin de la composition chimique initiale de la couche plissée analysée. La couche plissée analysée se comporte donc comme un système ouvert avec des diminutions de volume de valeurs variées, le long de cette couche.

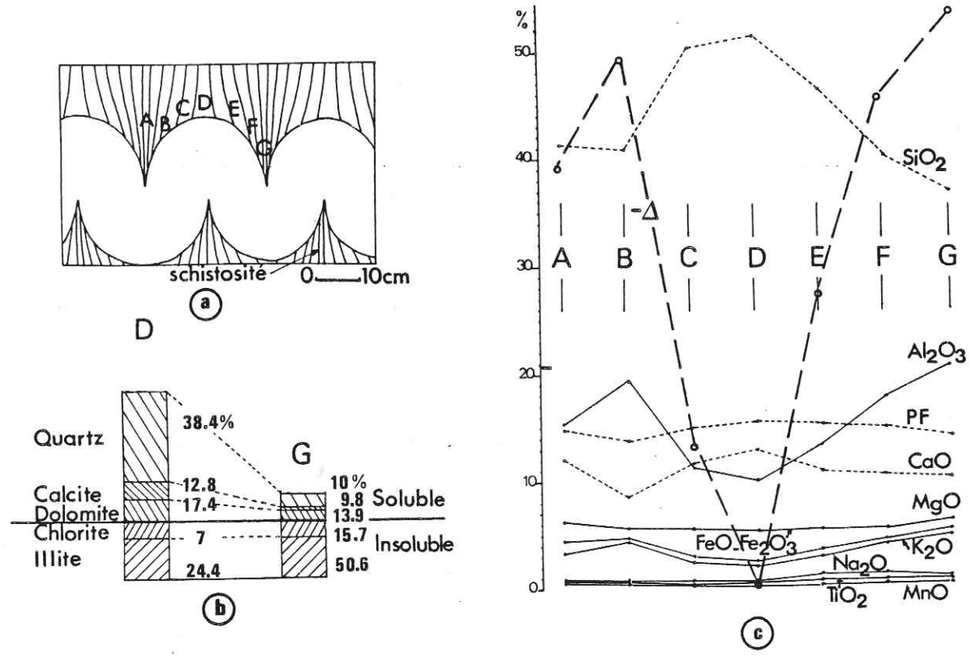


Figure 141 - Comparaison de la composition chimique de plusieurs échantillons prélevés le long d'une même couche voisine d'une strate plissée relativement plus rigide. (a) : Situation des échantillons et trace d'une schistosité de flux dans la matrice schisteuse. (b) : Composition minérale de l'échantillon le mieux protégé (D) et le plus exposé (G). (c) = Evolution des teneurs en différents éléments le long de la couche plissée. Entre D et G, Δ est de -53 %, la diminution de volume du quartz est de -88 %, celle de la calcite de -64 % et celle de la dolomite de -62 %, lorsqu'on considère que le transfert s'effectue en système ouvert (D représente l'état initial de la roche).

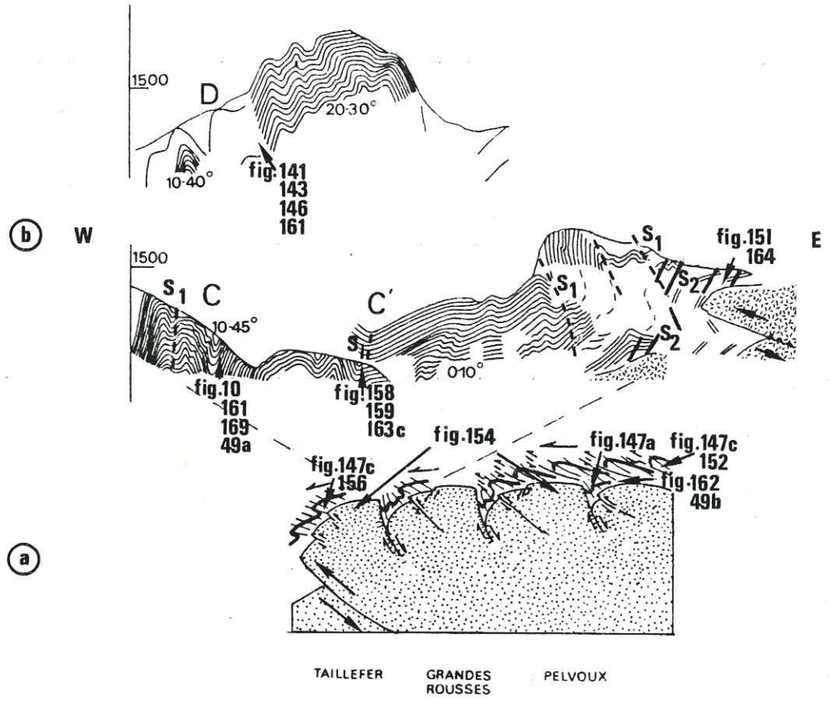


Figure 142 - Contexte structural général pour certains secteurs analysés dans la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes. En bas, coupe générale synthétique, en haut, coupes au niveau du bassin de Bourg-d'Oisans, voir Fig. 24 pour la situation régionale, d'après Gratier & Vialon, 1980.

Le calcul des valeurs de $\Delta = \Delta V/V_o$ peut alors être effectué en remarquant sur la Fig. 141b que les rapports I_D/I_e pour l'illite et la chlorite ont des valeurs proches (0,48 et 0,45). Ces deux minéraux sont donc considérés comme insolubles. Le changement de volume par rapport au volume initial $\Delta = \Delta V/V_o$ pour G est de -53 %. Le plus mobile des minéraux est le quartz ($\Delta V/V_Q$ = -88 %) suivi de la calcite ($\Delta V/V_C$ = -64 %) et de la dolomite ($\Delta V/V_D$ = -62 %. Ce classement par mobilité des minéraux sera discuté au § IV.4. Les calculs de Δ pour les autres échantillons sont donnés dans le diagramme 141c. Les compositions des différents échantillons sont données dans un tableau (Fig. 170-VR 110).

Ce qui paraît intéressant c'est d'essayer de mettre en parallèle l'évolution des valeurs de Δ en fonction des valeurs de déformation finie de la matrice schisteuse. Ce n'était pas possible sur l'exemple ci-dessus, parce que les échantillons ont été prélevés à la main et que leur situation n'est pas connue avec exactitude. Pour résoudre ce problème, nous avons effectué un nouveau prélèvement, mais par de multiples carottages, dans la même couche schisteuse près de la même strate compétente (à quelques mètres de distance), (Fig. 143a). Pour comparaison, nous avons également prélevé des échantillons dans une autre couche voisine située au-dessus de la précédente (voir Fig. 143) qui est elle horizontale, mais affectée des mêmes marqueurs (déformation interne et dissolution-cristallisation) que ceux décrits précédemment.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

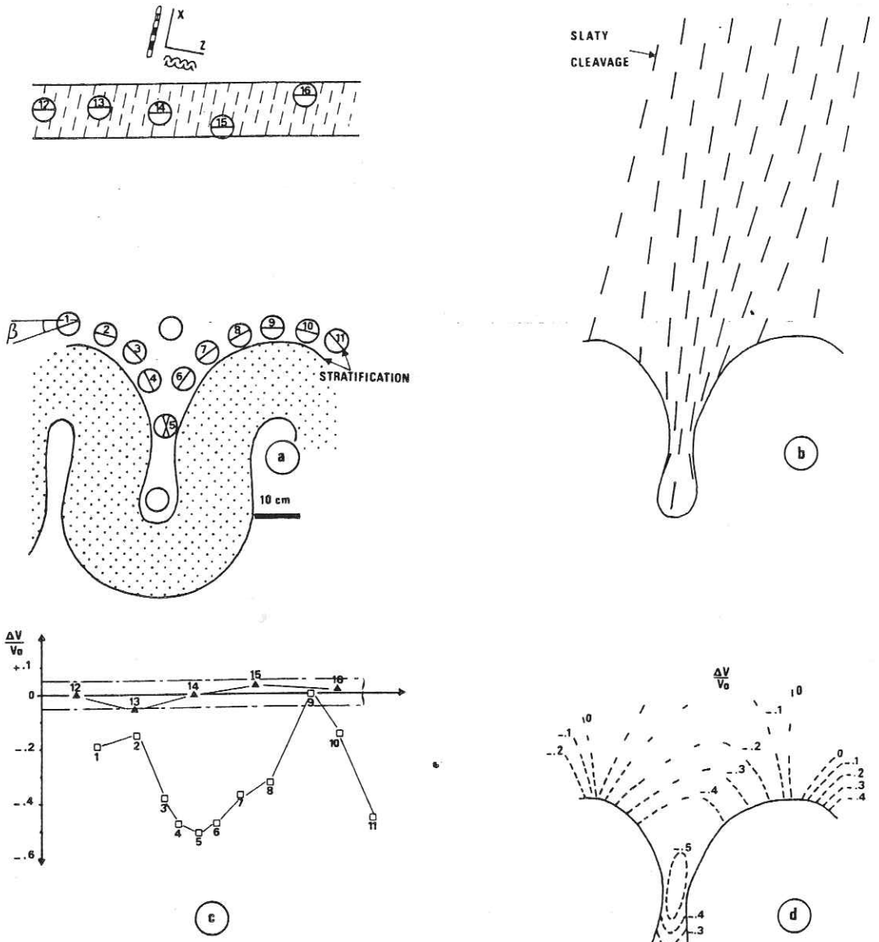


Figure 143 - Estimation des valeurs du changement de volume le long des couches plissées dans une matrice schisteuse autour d'une strate compétente (filon plissé), et relations avec les valeurs de déformation finie dans cette matrice. Le secteur étudié et la situation des zones analysées sont donnés en (a), avec dans chaque zone le pendage de la stratification, et en haut, l'orientation des directions principales de déformation finie X et Z. En (b) est donnée la disposition des plans de schistosité de flux (plan XY) à travers tout le secteur considéré. En (c) on a reporté les valeurs de Δ calculées en référence aux échantillons 9 (pour la couche inférieure) et 14 (pour la couche supérieure). En (d) distribution des valeurs de Δ dans la matrice schisteuse autour du filon plissé.

La situation des zones prélevées est donnée dans la Fig. 143a, avec l'indication de pendage de la couche (ß) dans chacune des zones. C'est cet exemple qui a été utilisé pour tracer le diagramme R(X)/R(Al) = f (ß) dans la Fig. 137. Cet exemple nous avait permis d'identifier des éléments passifs appartenant à des minéraux passifs : illite, chlorite et oxyde de fer et de titane (ces derniers peuvent ou non être individualisés, cela ne change pas le résultat puisque Fe et Ti sont de toute façon dans la chlorite et l'illite). Les mêmes observations que précédemment dans les secteurs les mieux protégés près de l'extrados du pli ptygmatique nous ont conduits à prendre ces zones comme témoins de l'état initial (ici l'éch. n°9 avec ß=0) pour la couche inférieure. Pour la couche supérieure, à déformation homogène, il n'y a pas de possibilité de connaître cet état initial. On a choisi un des échantillons (n°14) comme référence mais les valeurs de Δ calculées sont évidemment relatives à un état non représentatif de l'état initial, ce ne sont que des valeurs comparatives le long de cette couche supérieure.

Les résultats des calculs de Δ sont donnés dans la Fig. 143c. On remarque la différence de comportement très nette entre les deux couches. Celle du haut ne présente pas de différence de valeur de Δ importantes (composition homogène), alors que celle du bas montre un net processus de différenciation chimique avec des zones où la diminution de volume peut dépasser 50 %. On retrouve ainsi le même comportement que dans les couches analysées dans la Fig. 141. Une distribution des valeurs de Δ dans la matrice schisteuse autour d'un pli ptygmatique peut alors être tracée comme dans la Fig. 143d. Nous discuterons au § IV.4 des relations entre la distribution de Δ et celle des contraintes dans cette matrice. Les compositions des différentes zones, sont données dans un tableau (Fig. 170-VR)

Nous discuterons simplement ici des relations entre les valeurs de Δ et les valeurs de déformation interne dans la matrice schisteuse.

Dans le secteur strictement limité entre les deux couches analysées, on ne trouve pas de marqueurs de déformation de type fossiles déformés (ou autres). Pour estimer la distribution des valeurs de déformation interne, il faut donc extrapoler à l'intérieur de cette zone, les valeurs de déformation finie connues aux limites de ce secteur.

On admettra d'abord que l'état initial le plus probable pour les deux couches est qu'elles étaient parallèles et horizontales avant déformation. Si la strate compétente n'a pas subi de variation de longueur au cours de cette déformation (ce qui paraît le plus probable), on peut ainsi connaître la valeur du raccourcissement perpendiculaire aux plans de schistosité. On appellera Z la mesure $\lambda_3^{1/2} = l_3/l_o$ dans cette direction. Une valeur Z = 0,4 est obtenue en moyenne en déroulant tout le filon plissé visible (sur une dizaine de mètres). Les valeurs de déformation suivant les autres directions principales de déformation finie X et Y (qui sont contenues dans le plan de schistosité) ont été estimées par la mesure de bélemmites tronçonnées autour du secteur considéré. Avec quelques précautions quand à l'interprétation de ces mesures (voir Gratier & Vialon 1980) on peut trouver les valeurs suivantes de X et Y dans un domaine de plusieurs centaines de mètres autour du secteur (avec toujours les termes $X = \lambda_1^{1/2} = l_1/l_o$ et $Y = \lambda_2^{1/2} = l_2/l_o$) X = 2,5, Y = 1.

D'après photographies du secteur, on dessine ensuite la trace des plans de schistosité que l'on va considérer comme la trace des plans X.Y de déformation finie (Fig. 143c). L'ensemble du secteur analysé est ensuite divisé en 18 bandes sub-verticales dans les conditions suivantes : écartement constant dans la couche supérieure (déformation homogène) ; distance constante entre les limites de bandes le long du contact matrice/filon plissé, (ce qui revient à admettre qu'il n'y a pas de décollement entre filon et matrice). On trace ainsi, dans la matrice schisteuse, le champ de déformation finie qui dérive d'un champ homogène antérieur à la déformation progressive.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

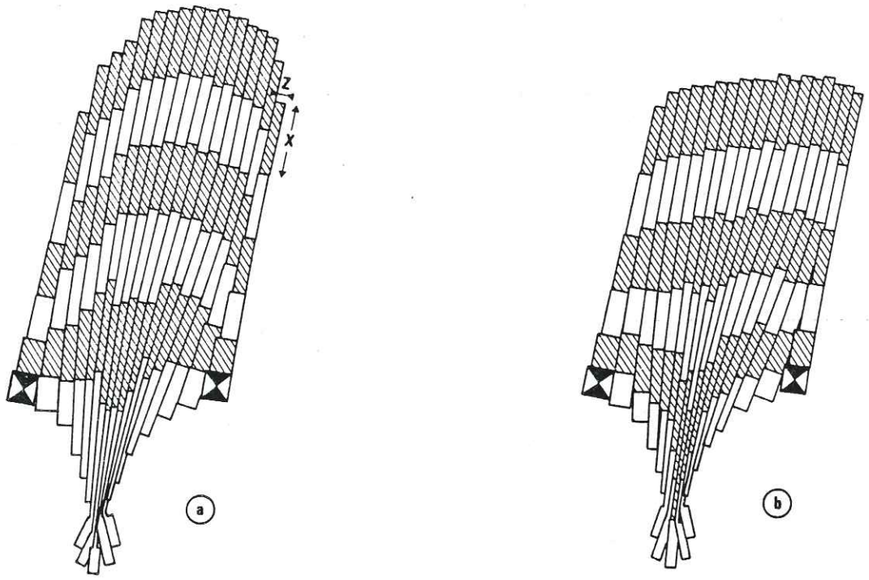


Figure 144 - Distribution des valeurs de déformation finie (X et Z) dans la matrice schisteuse près d'un filon plissé (voir Fig. 143a). Les valeurs de X et Z sont calculées d'une part à partir de valeurs de X et Z aux limites des secteurs considérés (Z = 0,4, X = 2,5, Y = 1) et d'autre part pour les valeurs de Δ : soit à partir des valeurs calculées par analyses chimiques comparatives (b) (voir Fig. 143d), soit en prenant $\Delta=0$ (a). La seule distribution qui est compatible avec la géométrie du secteur (avec couche supérieure horizontale, voir Fig. 142a) est celle (b) avec les valeurs de Δ calculées Fig. 143d.

On peut ensuite extrapoler entre et à l'intérieur de ces bandes les valeurs de X.Y.Z mesurées aux limites du secteur analysé. Il faut aussi imposer les valeurs de Δ à ces limites. Pour la couche inférieure, il n'y a pas de problèmes puisqu'on a pu calculer ces valeurs de Δ . Pour la couche supérieure, compte tenu de l'homogénéité de cette couche et des valeurs X.Y.Z mesurées au-dessus, il paraît cohérent de prendre une valeur de $\Delta = 0$ ($\Delta=(\lambda_1\lambda_2\lambda_3)^{1/2}-1$).

On peut enfin extrapoler les valeurs de Z en tous points du secteur en mesurant la largeur des différentes bandes. Les valeurs de X peuvent ensuite être estimées en divisant chacune de ces bandes en six blocs à l'intérieur desquels la déformation est considérée comme homogène.

Pour comparaison nous avons utilisé d'une part les valeurs de Δ calculées par la méthode des analyses chimiques comparatives (distribution de Δ sur Fig. 143d) et d'autre part des valeurs $\Delta = 0$ pour les 108 éléments. Les constructions sont données dans la Fig . 144. Dans les deux cas les blocs situés près de l'extrados du pli ptygmatique (avec triangles noirs) représentent l'état initial et n'ont pas non plus de déformation interne.

On remarque qu'avec les valeurs $\Delta = 0$, la compatibilité entre les 108 éléments implique l'existence d'un grand pli anticlinal dans la couche supérieure qui n'existe pas dans la réalité (Fig. 144a). Par contre, la construction avec les valeurs de Δ calculées (Fig. 144b) confirme, a posteriori, la validité de la distribution de ces valeurs de Δ puisque la couche supérieure est pratiquement horizontale. Une légère voûte subsiste qui est probablement due aux incertitudes sur les différentes mesures de Δ et X.Y.Z. Les valeurs calculées de Δ sont donc ici plutôt sous-estimées par rapport aux valeurs de X.Y.Z.

Ce que l'on montre par cette mise en parallèle des valeurs de Δ calculées avec celles de X.Y.Z c'est que ces valeurs de Δ sont tout à fait compatibles avec la géométrie finie du secteur. La méthode de détermination de Δ par analyse chimique comparative paraît donc bien fiable.

Cette méthode devrait être très utile lorsqu'on cherche à reconstituer l'état initial d'un secteur à déformation hétérogène par des méthodes de dé-déformation (Schwerdtner 1977, Cobbold 1979). Dans ces cas, en effet, le secteur à déformation hétérogène est divisé en blocs dont la déformation peut être considérée comme homogène, puis chacun de ces blocs est "dé-déformé" individuellement et les blocs représentant l'état initial sont ajustés les uns par rapport aux autres par une méthode de moindres carrés (Percevault & Cobbold 1982, Cobbold & Percevault 1983). Il faut évidemment connaître les valeurs X.Y.Z dans chaque bloc mais aussi les valeurs de Δ . Celles-ci n'étant généralement pas accessibles avec les marqueurs géométriques qui donnent les valeurs de X.Y.Z, la méthode de calcul de Δ avec analyse comparative pourraît permettre de combler cette lacune.

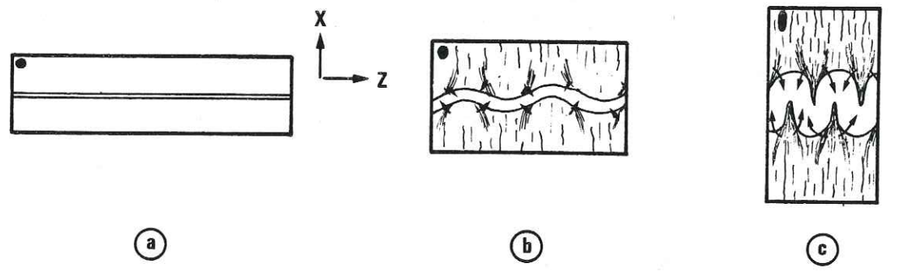


Figure 145 - Evolution de l'épaisseur d'un filon au fur et à mesure de son plissement dans l'hypothèse d'un transfert de matière entre matrice et filon plissé en système clos. La longueur du filon reste constante seule son épaisseur (donc son volume) augmente. Il se comporte par rapport à la matrice comme une fente tectonique.

Un autre problème est celui de l'évolution des valeurs de Δ avec l'augmentation de déformation interne de la roche dans une déformation progressive. Ceci sera discuté avec d'autres exemples dans le § IV.4.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Un dernier problème est celui de savoir où sont allés les minéraux mobiles issus du secteur analysé et de calculer le volume du système clos. Il n'y a autour du secteur analysé que deux types de zones de dépôt des cristaux des espèces mobiles.

- On trouve à quelques dizaines de mètres de grandes fentes horizontales, mais il n'y a pas de critères bien clairs, qui permettent d'établir un lien entre ces remplissages et le secteur analysé.

- On doit aussi penser que la strate compétente (le filon plissé) est composée de minéraux mobiles. On peut se demander si ce filon n'a pas pu absorber toute la matière issue de la matrice schisteuse.

Si on fait le bilan de matières dissoutes dans le secteur analysé, on trouve une diminution de volume globale de -11,5 %. En considérant que le processus de différenciation est symétrique, il y a donc eu une diminution de volume de -23 % dans la matrice schisteuse qui entoure le filon plissé. La largeur de la bande de roche concernée (zone comprise entre la couche horizontale du haut et une couche symétrique par rapport au filon plissé) est de 1,75 m. Si le système est clos à l'échelle de cette bande, l'épaisseur de matière mobile doit atteindre 40 cm. Si cette matière est répartie tout le long du filon plissé, cela correspond à une épaisseur de 16 cm de ce filon. Comme celui-ci a une épaisseur finie de 18 cm, cela signifierait qu'au début du plissement l'épaisseur de ce filon était très faible (2 cm) et que progressivement, il s'est épaissi (en augmentant de volume, au fur et à mesure de l'amplification du pli, selon une évolution qui est schématisée dans la Fig. 145, ceci sans que la longueur de ce filon en soit modifiée. Ce filon plissé se comporterait ainsi comme une fente à cristaux. Il "drainerait" les matières mobiles comme le font à une autre échelle, les grandes fentes à cristaux que l'on trouve dans cette région (voir Fig. 10a).

Cependant, alors que les transferts de matière s'effectueraient autour du filon plissé sur des distances décimétriques à métriques, les transferts autour des grandes fentes syntectoniques qui se développent dans la partie W du synclinal de Bourg-d'Oisans (voir Fig. 142), impliquent des transferts de matière sur des distances au moins déca à hectométriques, puisqu'on n'observe pas autour des fentes de zones de dissolution localisées, mais que les matières mobiles proviennent probablement de tout le secteur à forte déformation situé contre le massif du Taillefer où les plans de stratification confondus avec ceux de schistosité sont le lieu de départ de ces matières mobiles (partie W de la coupe C, Fig. 142).

Compte tenu des deux hypothèses envisagées (dépôt dans le filon ou dans les fentes) le volume du système clos, pour le secteur étudié, ne peut être inférieur à un volume métrique et il pourrait aller jusqu'à des volumes déca ou hectométriques.

A l'intérieur de ce secteur situé de part et d'autre du filon plissé (Fig. 143a) on trouve cependant, à une toute autre échelle, d'autres structures révélant des différenciations chimiques qui s'effectuent à des échelles beaucoup plus petites, de l'ordre du millimètre.

- On note ainsi un processus tout à fait identique à celui qui a été décrit précédemment mais qui se produit autour d'un microfilon plissé de 1 mm d'épaisseur (Fig. 146). On observe notamment sur la carte de distribution de Si que cet élément (marqueur ici du quartz) est plutôt concentré dans la matrice schisteuse située près de l'extrados du micropli. Cela signifie qu'il y a eu des transferts de matière (marqués par des flèches

sur la Fig. 146b) qui se sont effectuées à l'échelle du millimètre et qui ont conduit à l'apparition de ce véritable litage tectonique qu'est la schistosité (Fig. 146).

- On observe aussi des zones de différenciation chimique autour d'objets durs avec dépôt de cristaux mobiles dans les zones protégées (visibles sur les plans X.Y et X.Z) et parenthèses de dissolution dans les zones exposées (visibles sur les plans X.Z et Y.Z), Fig. 146c). Nous avons fait une étude quantitative des relations entre la taille des objets durs et le volume des cristaux déposés dans les zones abritées sur l'exemple de ces objets durs (voir § IV.3.C, Fig. 161).

En conclusion de cette étude, on notera d'abord que les processus de différenciation peuvent être associés à une déformation interne de la roche (à une schistosité de flux qui est un litage tectonique acquis par la dissolution-cristallisation), ensuite que ces processus de différenciation se développent au niveau des hétérogénéités de la roche à toute échelle avec des distances de transfert du millimètre jusqu'à l'hectomètre. Le rôle des différents paramètres dans les valeurs des changements de volume et dans le classement par mobilité des minéraux sera discuté au § IV.4. Nous discuterons également des processus d'acquisition puis de développement des litages tectoniques qui accompagnent systématiquement les processus de dissolution-cristallisation.

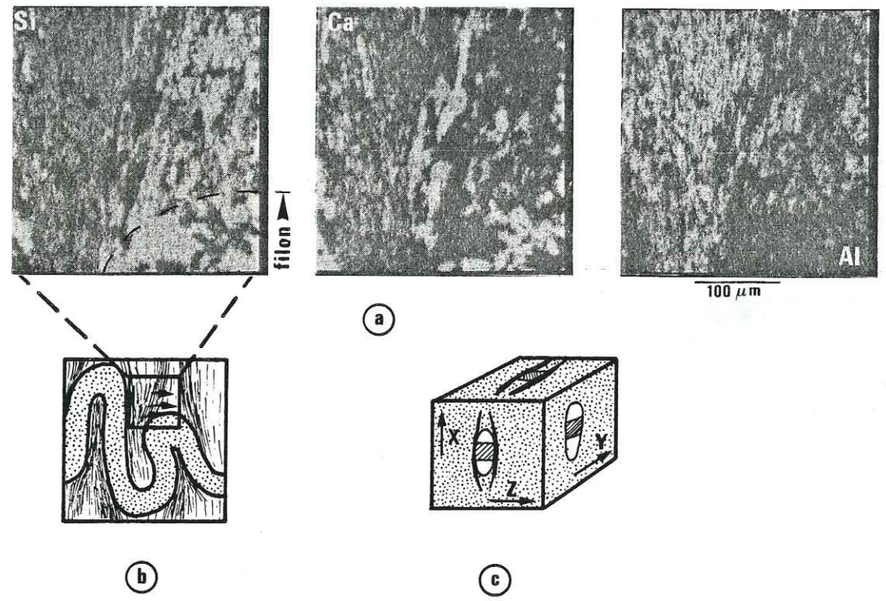


Figure 146 - En haut, distribution des éléments chimiques dans la matrice schisteuse autour d'un microfilon plissé, obtenue avec une microsonde. (La densité des points blancs est fonction de la teneur en chaque élément). En bas, à gauche, situation de la zone analysée, à droite, représentation schématique des processus de différenciation chimique autour des objets durs dans le même secteur, X.Y.Z = direction principale de déformation finie, voir analyse quantitative des processus de différenciation chimique autour de ces objets durs, Fig. 161.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

b) Transferts de matière au sein de couches plissées

Des analyses systématiques le long de strates plissées nous ont permis de mettre en évidence des processus de différenciation à différentes échelles associés à divers types de plissement. Nous ne discuterons ici que des relations entre les valeurs de Δ et la géométrie des structures. Comme dans l'exemple précédent, l'effet des différents paramètres sera discuté au § IV.4.

On trouvera dans la Fig. 147 quelques exemples de plis qui ont été analysée. Le contexte structural et les caractères géométriques de ces plis sont brièvement donnés ci-après.

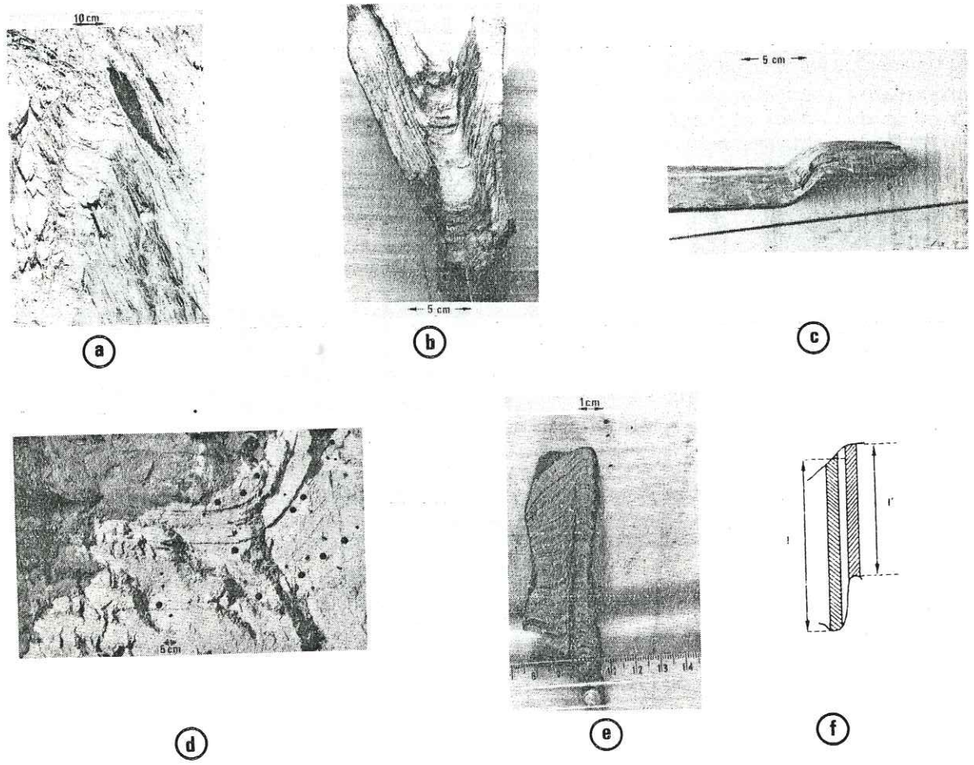


Figure 147 - Quelques exemples des plis qui ont été analysés pour le calcul des transferts de matière. (a) : Aalénien, route de Mizoen (Oisans). (b) & (e) : Lias inférieur, Plan Dernier (région du Col des Saisies). (c) : flysh des Aiguilles d'Arves, col du Lautaret. (d) : Bajocien, près de Froges (Grésivaudan). (f) : représentation schématique de deux strates repères pour l'exemple de la Fig. 147e ; voir situation de ces prélèvements, Fig. 142.

Des paires flanc/charnière de plis de type kink-band (Fig. 147b) ont été prélevées dans la falaise de Plan Dernier près du Col des Saisies (Haute-Savoie) dans le Lias inférieur de la couverture de Belledonne-Mont-Blanc. Dans cette série d'échantillons répertoriés ME dans le tableau d'analyses, Fig. 170, on a étudié plusieurs plis avec des angles flanc/charnière différents et des natures et structures de couches différentes. Pijolas (1978) a étudié le contexte structural de cette région de Megève. Il a montré notamment que l'ensemble de la couverture était entraîné dans un grand cisaillement du type de ceux qui sont dessinés au-dessus du Taillefer dans la Fig. 142.

Dans la même région un exemple a aussi été analysé où l'on observe un amortissement rapide du plissement ce qui permet de comparer les valeurs de Δ calculées par analyses chimiques avec une mesure de variation d'épaisseur de la série plissée (mesure du rapport l'/l , Fig. 147e & f).

Des paires flanc/charnière de plis de type kink-band ont également été prélevées près du Col du Lautaret dans le flysh des Aiguilles d'Arves (Fig. 147c). Les prélèvements ont été effectués dans des couches semblables à quelques mètres de distance. Seul l'angle flanc/charnière varie donc dans cette série répertoriée CL dans le tableau de la Fig. 170. Le contexte structural d'ensemble est donné dans la coupe de la Fig. 142, ces plis sont situés dans les grands chevauchements à l'extrémité E de la coupe.

Une paire flanc/charnière (MI, Fig. 170), a été prélevée dans l'Aalenien sur la route de Mizoen (Oisans). Sa taille est plus importante que celle des autres plis précédents (Fig. 147a). Sur la coupe de la Fig. 142, ce secteur se situe juste à l'E des Grandes-Rousses.

Enfin, un certain nombre d'échantillons ont été prélevés le long d'une couche plissée du Bajocien près de Froges (série FR, Fig. 170) dans la couverture Ouest de Belledonne Taillefer (voir coupe 142). L'intérêt est que Rochette (1983) a utilisé les mêmes échantillons pour une analyse des relations entre structure et magnétisme des roches et que l'on peut corréler l'évolution du magnétisme avec celle de la composition et donc de la déformation (par dissolution-cristallisation) des roches de ce pli.

Du point de vue structures associées, ce qui caractérise ces plis c'est qu'ils présentent tous une schistosité de type crénulation avec des plans de dissolutions espacés de quelques millimètres à quelques centimètres. Il y a là une différence importante avec les échantillons décrits au paragraphe précédents qui étaient associés à une schistosité de flux, nous y reviendrons dans la discussion (IV.4).

Après avoir effectué les tests nécessaires (voir § méthodes), le choix des éléments passifs donc celui des minéraux considérés comme insolubles a été fait dans les différents cas (voir Fig. 170). Quelques problèmes se sont posés comme celui des échantillons de la série ME où nous l'avons vu (Fig. 138b) le Fe est légèrement mobile par rapport aux autres éléments comme Al, K, Ti. La logique aurait voulu que l'on ne considère que l'illite et l'oxyde de Ti comme des insolubles mais leur faible teneur risquait d'amplifier les multiples incertitudes inhérentes à la méthode. Nous avons donc décidé de considérer aussi dans ce cas la chlorite comme insoluble, bien qu'elle contienne un peu de fer. Les valeurs de Δ calculées sont ainsi légèrement sous-estimées pour ces échantillons (pour la pyrite, le problème ne se pose pas, vu sa très faible teneur dans ces échantillons). On rappellera aussi que des compositions différentes des phyllites ont été choisies pour les différentes séries : teneur en Fe différentes pour les chlorites, introduction de la paragonite (riche en Na) dans la série Cl dont la teneur reste quand même très inférieure à celle de l'illite et de la chlorite.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Les calculs des valeurs de Δ (changement de volume dans le flanc) ont ensuite été effectués. Ces valeurs sont données dans un tableau (Fig. 170), et sur les diagrammes de la Fig. 148, en fonction des valeurs des angles α entre flanc et charnière. Bien que l'observation au microscope ne révèle aucune trace de dépôt dans les charnières des différents plis analysés et donc que les couches plissées sont donc probablement dans ces exemples des systèmes ouverts, les deux calculs ont été fait avec les deux modèles de transfert (ouvert ou fermé à l'échelle de chaque paire flanc/charnière). La différence dans les valeurs de Δ est parfois importante ainsi pour $\alpha = 70°$, Δ peut varier de -53 % à -36 %. On retiendra cependant que ce sont les valeurs les plus élevées qui sont les plus plausibles (système ouvert).

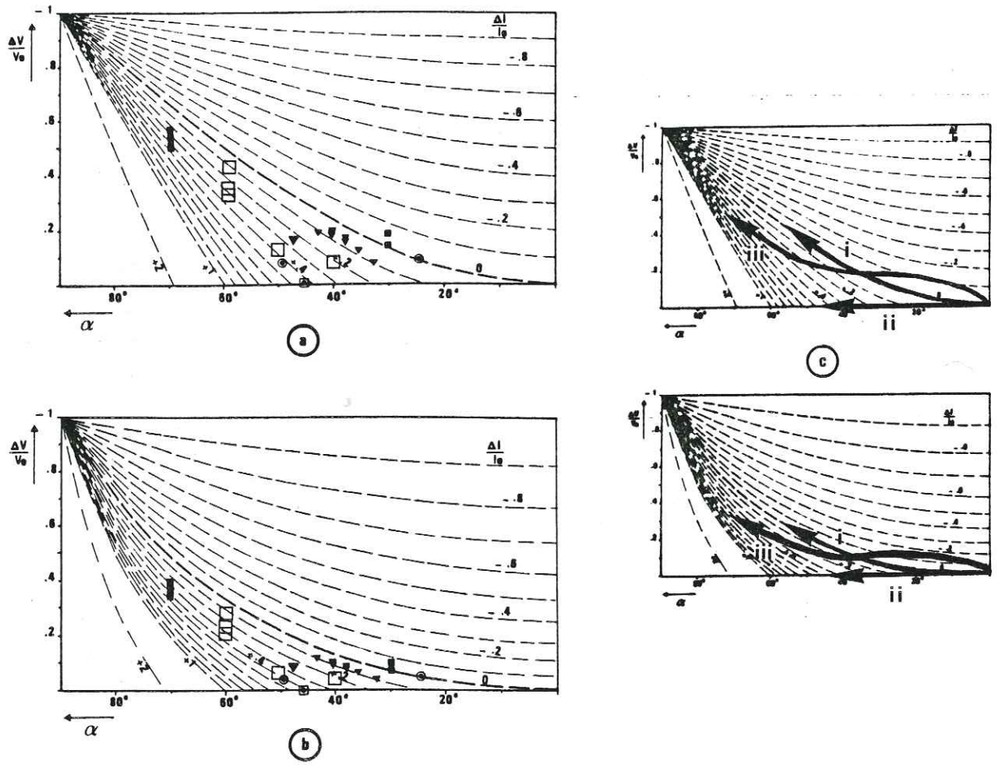


Figure 148 - Relations entre Δ, $\Delta l/l_o$ et α pour différents exemples de paires flanc/charnière de plis de type kink-band ; (a) : système ouvert ; (b) : système fermé. Les mêmes symboles indiquent qu'il s'agit des mêmes couches ou de couches de composition et de structures très proches : carrés : série ME, triangles = série CL, ronds = série FR, points = MI. (c) : Trois exemples d'évolution des relations $\Delta = f(\alpha, \Delta l/l_o)$ sont donnés avec les indices utilisés dans le texte (on peut les appeler des chemins de plissement).

Dans la discussion de ces résultats (voir aussi § IV.4), on soulignera d'abord la bonne corrélation des valeurs de Δ pour différentes paires flanc/charnière d'une même couche avec le même angle α (carrés et triangles noirs superposés, Fig. 148).

Pour ce qui concerne les relations entre Δ, $\Delta l/l_o$ et α on distinguera plusieurs types de comportement.

i) - Dans certains cas, une diminution de volume du flanc par rapport à l'état initial peut se produire sans qu'il y ait d'élongation parallèle à ce flanc ($\Delta l/l_o = 0$) ou bien avec des valeurs très faibles de cette élongation (5 à 10 %), ceci même lorsque l'angle α atteint des valeurs importantes (jusqu'à près de 45°), l'évolution au cours du pli se fait suivant le chemin (i), Fig. 148c. On peut alors considérer que ce plissement, qui pour le flanc est assimilable à un cisaillement parallèle à la limite flanc/charnière, est simplement accommodé par le départ de matières mobiles de certains plans de dissolution et par un léger glissement sur ces plans, (ces plans de dissolution sont, soit des plans de stratification particulièrement riches en phyllites, soit des plans de schistosité de crénulation plan axial du pli). La vitesse du processus de plissement doit dans ces cas être limitée par la vitesse du départ des matières mobiles (voir discussion § IV.4.D).

ii) - Dans d'autres cas, bien sûr, il peut n'y avoir aucun transfert de matière hors du flanc du pli. Charnière et flanc ont la même composition et l'élongation $\Delta l/l_o$ est fonction de α, sur les abaques Fig. 148, $\Delta = 0$ avec le chemin de plissement (ii). Cela ne signifie pas qu'il n'y a pas de déformation par dissolution-cristallisation mais seulement que la taille du système clos du point de vue des transferts est inférieure à celle du pli (voir § IV.4.D). La faible proportion de plis de ce type sur les Fig. 148 n'est pas statistiquement représentative parce que, lors des prélèvements, nous avons toujours essayé de choisir des plis avec transfert de matière (souvent apparents par des différences de couleur, entre flanc et charnière).

iii) - Les valeurs de Δ dans les flancs de plis peuvent aussi évoluer avec le développement du pli (l'accroissement de α). Ainsi, sur l'exemple d'une même couche (carrés noirs, Fig. 148), la valeur de $\Delta l/l_o$ passe de -5 % (raccourcissement du flanc) lorsque α = 30° à + 40 % (allongement du flanc) lorsque α atteint 70°. Cette évolution est schématisée par le chemin (iii) sur Fig. 148c. Cela signifie qu'au début du plissement, le départ de matière mobile du flanc a non seulement permis sa rotation mais il a aussi permis un léger raccourcissement de ce flanc. Il y a ensuite deux explications à la diminution relative des valeurs de Δ lorsque le pli s'accentue : ce peut être parce que la structure et la nature de la roche changent, mais c'est plus probablement parce que le flanc devenant perpendiculaire à la direction de contraction maximale, les petits lits les plus durs qui constituent ce flanc ont tendance à se boudiner et à permettre le dépôt des matières mobiles, issues des joints de stratification ou de schistosité. Le système ouvert à l'échelle du flanc, au début du processus de plissement à tendance à se fermer au fur et à mesure de l'augmerntation de α. En d'autres termes, il y a diminution au cours du plissement de la taille des systèmes clos (voir discussion § IV.4.D).

iiii) Enfin des comportements intermédiaires entre les trois précédents peuvent apparaître soulignant la complexité de ces problèmes de différenciation chimique dans les processus de plissement puisque plusieurs paramètres aux effets peut être contradictoires sont susceptibles d'évoluer au cours de ce plissement.

Une attention particulière a été portée à l'échantillon de la Fig. 147e (répertorié ME 10-11-12, Fig. 170) parce que les calculs de Δ par les analyses chimiques peuvent être comparés à une mesure directe du changement d'épaisseur d'une couche dans la zone d'amortissement d'un pli. Les deux mesures chimiques (Fig. 170) et géométriques (Fig. 147f), sont remarquablement proches puisqu'on peut calculer une valeur de Δ de -22 % avec la première, et de - 24 % par la seconde. Comme dans certains exemples précédents, le plissement

tel-00636054, version 1 - 28 Oct 2011

est donc, ici aussi, strictement amorti par le changement d'épaisseur d'une couche avec départ de matières mobiles. Ici ce sont des plans de stratification qui sont, seuls, des plans de dissolution, il y a donc avec cette différenciation minérale, une accentuation du litage sédimentaire, par le processus de dissolution-cristallisation (voir discussion sur les litages tectoniques, § IV.4.D.

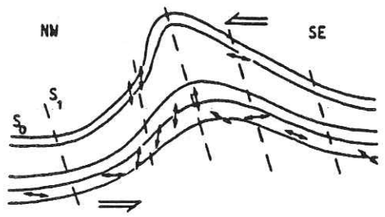


Figure 149 - Traces des plans de foliation magnétique (flèches) perpendiculairement à l'axe du pli (Fig. 147d), d'après Rochette 1983 .

Un autre exemple particulier de différenciation chimique le long d'une couche plissée est celui de la Fig. 147d ou l'on observe que dans un pli asymétrique, les zones situées dans le flanc court (11,12,13) présentent des diminutions de volume de -14 à -33 % par rapport à la zone (15) située dans le flanc long du pli, (pli d'entraînement dans le grand cisaillement de la couverture de Belledonne-Taillefer, voir Fig. 142). Rochette (1983) a montré que cette différenciation était associée à une variation des propriétés magnétiques des roches. Il observe en effet que dans le flanc court, le plan de foliation magnétique de la roche est proche des plans de schistosité (plans axiaux du pli), alors que dans le flanc long ce plan de foliation magnétique est proche du plan de stratification (Fig. 149). L'augmentation de l'influence de la fabrique tectonique sur l'anisotropie magnétique se fait donc en parallèle avec l'augmentation de la concentration de la roche par dissolution et, corrélativement, avec la concentration de certains minéraux magnétiques dans les plans de dissolution (voir par exemple la répartition de Fe et de Ti concentrés dans les plans de schistosité (Fig. 7, 151, 156). Cette relation entre l'évolution des propriétés magnétiques d'une roche (dont l'anisotropie de susceptibilité) et l'évolution de la distribution des espèces minérales dans cette roche est probablement très importante dans les roches affectées de déformation par dissolution-cristallisation puisque un des caractères de cette déformation est justement d'être associé à des différenciations minérales (voir discussion § IV.4).

Dans les exemples précédents, nous avons montré que des différenciations chimiques importantes entre flanc et charnière pouvaient apparaître dans des plis en genoux. On peut en voir un autre exemple dans un pli du Sénonien de la bordure W du Vercors ou l'on observe qu'un seul joint de dissolution peut accommoder la pliure d'une couche (Fig. 150c, avec un système ouvert à l'échelle de cette couche). On peut aussi trouver des exemples de transferts dans les plis en boucle qui s'effectuent alors entre intrados et extrados de ces plis. On ne donnera ici que l'exemple d'un pli dans le flysh crétacé de la Côte Basque (Bodou, 1976, Campestrini-Robert, 1979). La couche à l'extrados contient un grand nombre de fentes à cristaux en forme de coins et on peut lui restituer sa forme initiale rectiligne en refermant simplement ces fentes à cristaux (Fig. 150b). Les minéraux du remplissage de ces fentes proviennent probablement de l'intrados du pli ou l'on n'observe que peu de traces de contraction parallèle aux couches (à part quelques mini-failles inverses plutôt antérieures au plissement et quelques joints de stylolites) mais où on peut, par contre, remarquer que certains joints de stratification deviennent des joints de microstylolites. Il y a donc ici différenciation chimique entre les couches de l'intrados appauvries en espèces mobiles et les couches de l'extrados enrichies en ces espèces mobiles.

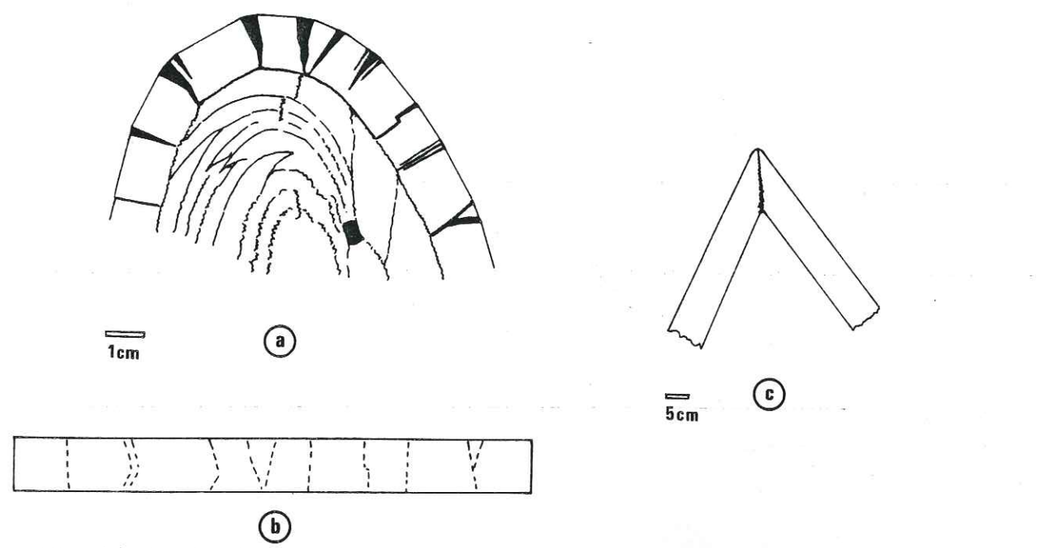


Figure 150 - (a) Plis dans le flysh de la Côte Basque montrant une différenciation chimique (entre les couches de l'intrados et de l'extrados), liée au processus de plissement avec remplissage, par des minéraux mobiles, des fentes à l'extrados du pli. Ces minéraux proviennent probablement des microstylolites de l'intrados des plis (perpendiculaires et surtout parallèles aux strates). (b) : Dépliage de la couche d'extrados du pli précédent. (c) : Exemple de pli à flanc rectiligne dans lequel la pliure est simplement accommodé par un joint de dissolution plan axial du pli (Sénonien, Vercors).

IV.3.B/ Transferts de matière associés aux cisaillements

Nous avons vu dans le paragraphe précédent un certain nombre d'exemples de différenciation chimique associés à des plissements avec flancs et charnières rectilignes dans lesquels la déformation du flanc est tout à fait analogue à un cisaillement. Nous ne reviendrons pas sur ces résultats mais nous les complèterons par d'autres exemples de cisaillements.

Dans le premier exemple, nous avons étudié la distribution de certains éléments (Al, Ca, Si, Ti) autour d'un plan de schistosité de crénulation. Il s'agit de la schistosité marquée S_2 sur la Fig. 142b due au poinçonnement de la couverture sédimentaire plissée de Bourg-d'Oisans par une écaille de socle (à l'extrémité Est de la coupe C', sur la Fig. 142b).

On distingue, sur la Fig. 151, la foliation liée à la première schistosité S_1 (plan axial de grands plis déversés, voir Fig. 142), et le processus de ségrégation lié à S_2 avec concentration d'Al et Ti, départ de Ca et comportement mixte de Si dissout lorsqu'il est dans les quartz et concentré lorsqu'il est dans les phyllites. En utilisant les modèles de transfert précédemment établis, on peut calculer la valeur du raccourcissement perpendiculaire aux plans de schistosité (calcul de $\Delta l/l_o$, voir Fig. 139). En observant que la teneur en Al est doublée dans les trois zones de schistosité S_2, la contraction perpendiculaire à S_2 est égale à -17 % sur toute la longueur du profil considéré.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

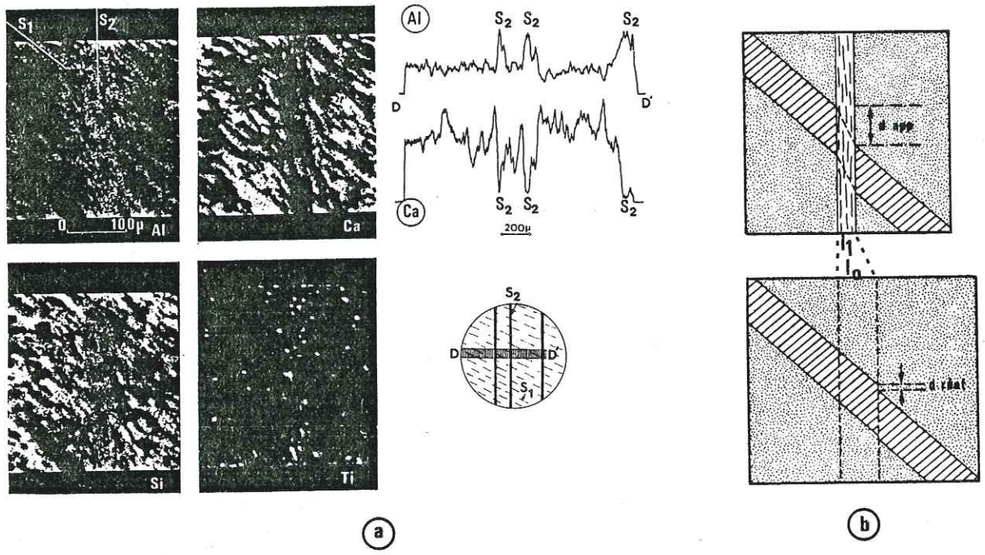


Figure 151 - (a) : A gauche, cartes de répartition d'éléments (Al,Si,Ca,Ti)obtenus à la microsonde de Castaing. Sur chaque photographie, la présence de l'élément se marque par des points blancs. S_2 est un plan de schistosité de crénulation qui recoupe une schistosité de flux antérieure S_1. On note les changements de compositions chimiques associés à cette structure : augmentation en Al et Ti, baisse en Ca ou en Si (ce dernier seulement pour la partie non associée à Al dans les illites). A droite, et sur le même échantillon, profils de concentration (intégration de composition sur une bande de 200 µm) obtenus à la microsonde de Castaing, perpendiculaire à trois plans de S_2. La teneur en Al est doublée dans les plans de S_2 alors que celle en Ca est nettement abaissée. Les variations de teneurs en Al sont utilisées pour estimer une déformation de la roche, la contraction horizontale est de -17 %. (b) : Distinction entre le décalage apparent, le long de S_2 de plans repères S_1, et le déplacement réel, le long de ce plan S_2, lorsqu'une diminution de volume intervient au niveau de S_2 (ici $l_3/l_o = 0,5$).

Une des conséquences géométriques de cette diminution de volume, au niveau des plans de schistosité de crénulation, est que le décalage de plans repères S_1, que l'on observe au passage de chaque plan S_2, est en partie dû à cette diminution de volume. Ainsi sur l'ensemble de la Fig. 151b, si la largeur du plan de cisaillement a diminué de moitié ($l_3/l_o = 0,5$), le déplacement réel le long du plan de schistosité S_2 est très réduit (et même peut être nul) par rapport au décalage apparent des plans repères S_1.

De nombreux plans de schistosité faussement appelés "schistosité de fracture" sont en fait de tels plans de dissolution, le décalage de niveaux repaires le long de ces plans est alors pour sa plus grande part dû à la diminution de volume au niveau de ces plans de schistosité. Une conséquence importante est que ces plans de schistosité devraient apparaître plutôt perpendiculairement à la direction de compression maximale dans les roches, ce qui est compatible avec les multiples observations des relations entre schistosité et autres marqueurs de déformation dans ces roches (Ramsay 1967). L'hypothèse de Billings (1954), Wilson (1946) de l'obliquité (à leur formation) de certains plans de schistosité par rapport à la direction de compression maximale ne tient plus s'il n'y a pas de déplacement réel le long de ces plans, mais seulement des décalages apparents dûs à la diminution de volume dans les zones de dissolution. Mais dans le cas de déformation non coaxiale, on peut toujours avoir un cisaillement le long des plans de schistosité, qui est postérieur à la formation de celle-ci, il faut alors plutôt parler de schistosité "fracturée" (voir discussion sur ces termes § I.2).

Dans un deuxième exemple, nous avons étudié un cisaillement dans le flysh des Aiguilles d'Arves, prélevé sur la route de Mont-Denis près de St-Jean-de-Maurienne. Un dessin de l'échantillon est donné dans la Fig. 152, où l'on observe l'évolution des plans de schistosité et des fentes à cristaux à travers la zone cisaillée.

Celle-ci a été divisée en 5 bandes parallèles au plan de cisaillement. Nous avons comparé l'évolution de la composition chimique de chacune de ces bandes et calculé les valeurs de Δ pour les bandes 2,3,4,5 en référence à la bande la plus éloignée (bande 1) du plan de déplacement maximal (on considère cette bande 1 comme représentative d'un état antérieur au cisaillement). Lorsqu'on effectue les tests pour choisir les éléments passifs, on remarque que Ca a le même comportement qu'Al et donc que dans ce secteur la calcite est un minéral que l'on peut considérer comme insoluble (Fig. 170). En calculant alors Δ avec pour seul minéral mobile le quartz, on trouve des valeurs très faibles (voir Fig. 152). A partir du bord de la zone (bande 1) il y aurait d'abord une très légère diminution de volume (-3 ou 4 %) puis une légère augmentation de volume près du plan de déplacement maximal (+ 7 %) mais compte tenu des incertitudes de la méthode, on peut pratiquement considérer que la déformation s'effectue en système clos à l'échelle de chacune des bandes.

Une comparaison est possible avec des valeurs de Δ calculées par analyse géométrique puisqu'on peut mesurer l'évolution de deux plans à travers le cisaillement (schistosité et fentes). Selon une méthode proposée et discutée par Ramsay (1980), on peut utiliser les relations suivantes en admettant que la zone de cisaillement diminue de volume, par diminution de son épaisseur (voir Fig. 132).

$$\Delta = ((\cot\alpha - \cot\beta)/(\cot\alpha' - \cot\beta')) - 1 .$$

α et ß sont les angles entre plans de schistosité (α) ou fentes (ß), et la direction du cisaillement "a" dans la bande 1 (zone de référence). α' et ß' sont les angles entre plans de schistosité (α') ou fentes (ß'), et la direction du cisaillement à l'intérieur de la zone de cisaillement (le long de profils perpendiculaires à "a").

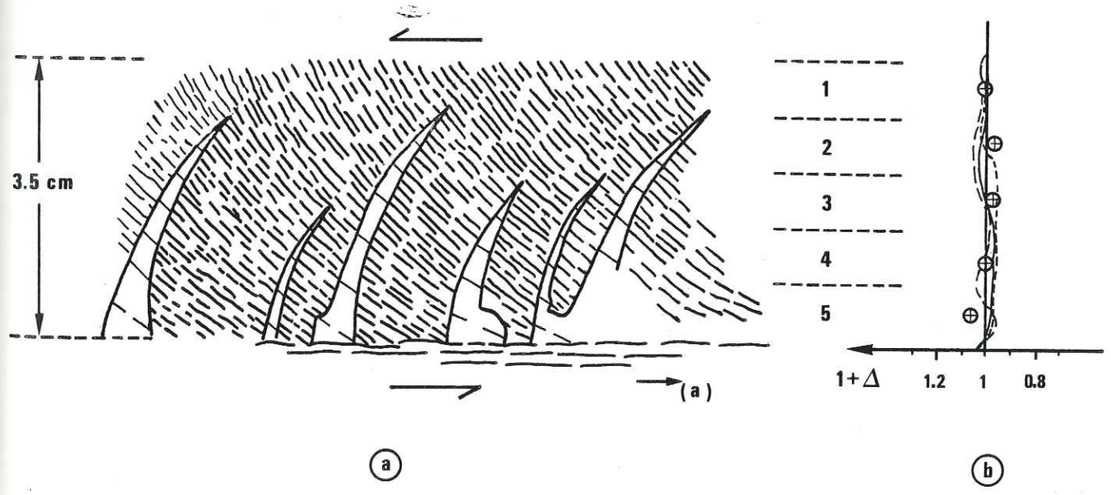


Figure 152 - (a) Demi-zone de cisaillement dans le flysh des Aiguilles d'Arves (région de St-Jean-de-Maurienne). Plans de schistosité (tirets) et fentes à cristaux (blanc), courbes à travers la zone cisaillée avec un minimum de déplacement dans la partie supérieure et un maximum de déplacement dans la partie inférieure. (b) : Calculs des valeurs de Δ à travers la zone de cisaillement : calcul par analyses chimiques comparatives de 5 bandes parallèles au plan de cisaillement (croix), calcul par analyse géométrique sur des profils perpendiculaires à "a".

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

On peut calculer les différentes valeurs de Δ le long de plusieurs de ces profils, on peut aussi intégrer ces valeurs à travers toute la zone cisaillée pour avoir une valeur globale de Δ.

Lorsqu'on effectue ces mesures sur plusieurs traversées (trois sur la Fig. 152), on trouve que les valeurs de Δ sont très peu dispersées et qu'elles indiquent toute une déformation avec des changements de volume inférieurs à $\pm$ 5 %. Comme avec les analyses chimiques l'incertitude sur les mesures couvre à peu près celle sur les valeurs de Δ trouvées.

On admettra donc que dans ce cisaillement, avec torsion des plans de schistosité et apparition de larges fentes à cristaux courbes, le transfert de matière entre les premières et les secondes s'est effectué en système clos à l'échelle des bandes analysées (qui sont de l'ordre de 5 mm).

Le problème est ensuite de savoir si une déformation progressive par cisaillement peut apparaître sans déformation plastique de la roche mais uniquement par des transferts de matière. On note sur la Fig. 153 que, d'un point de vue géométrique, il est effectivement possible d'accommoder le changement de forme lié à un cisaillement hétérogène uniquement par des transferts de matière aux limites de petits blocs rigides. On peut ainsi modéliser l'ouverture de fentes sigmoïdes à condition qu'il y ait départ de matière des plans perpendiculaires à ces fentes (zone de recouvrement des petits blocs, figurée en pointillés.

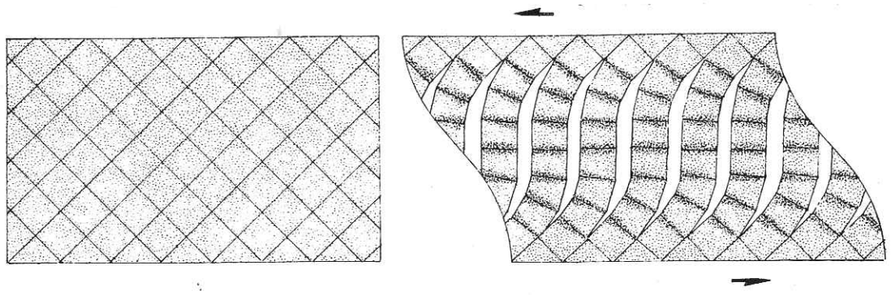


Figure 153 - Modèle géométrique d'un cisaillement simple avec un mécanisme de déformation par transfert de matière au niveau de petits blocs rigides ; en pointillés : zone de recouvrement des blocs correspondant aux zones de départ de matière, en blanc : zone de dépôt de matière.

La comparaison du modèle géométrique avec la vraie zone de cisaillement amène un certain nombre de réflexions.

- La direction des fibres dans les fentes à cristaux de la Fig. 152 est tout à fait compatible avec le modèle géométrique puisque ces fibres sont bien parallèles à la schistosité (et aux directions d'ouvertures successives).

- L'angle entre fentes et schistosité n'est cependant pas de 90° dans cette Fig. 152. Mais c'est simplement parce que le mouvement de cisaillement n'est pas responsable de la schistosité. Celle-ci existait avant. Par contre, les fentes sont directement liées au cisaillement, elles font un angle de 45° par rapport à ce plan de cisaillement dans la zone de moindre déplacement (alors que la schistosité fait avec le même plan un angle de 60°, bande 1 Fig. 152).

- Comme on ne voit que les plans de schistosité comme plans de dissolution, on doit admettre que cette dissolution s'est effectuée sur des plans qui n'étaient pas toujours perpendiculaires à la direction de compression maximale (σ_1). Si on considère en effet que σ_1 est normalement à 45° d'un plan de cisaillement simple, Fig. 4b, (Lliboutry 1982), les plans de dissolution ne sont pas exactement perpendiculaires à σ_1, mais ils sont au plus à 75° de σ_1 (bande de 1 et 5, Fig. 152). On remarque que malgré cette obliquité, il n'y a pas de glissement sur les plans de schistosité (pas de décalage des fentes). On retiendra donc qu'en présence d'une surface de discontinuité oblique à la direction principale de contrainte en compression maximale (σ_1), la dissolution peut s'effectuer de préférence sur cette surface préexistante (au moins juqu'à 75° dans cet exemple, voir § IV.4 pour d'autres exemples).

- Dans le modèle géométrique, la torsion des plans de schistosité a été dessinée jusqu'à ce qu'ils soient parallèles au plan de cisaillement. Il est cependant évident qu'avec la diminution de l'angle entre plan de dissolution et plan de cisaillement, il y a de plus en plus de chance pour qu'un glissement se substitue à la dissolution. C'est d'ailleurs ce qui s'est produit dans la vraie zone de cisaillement puisque sa limite inférieure (limite de la bande 5 Fig. 152) est un plan de faille (avec d'ailleurs aussi des cristallisations de quartz dans les zones abritées sur cette faille, voir des dispositions analogues dans les Fig. 2 et 16c).

Deux autres exemples seront présentés qui sont assez différents des précédents mais qui permettent de voir les limites de la méthode et aussi l'intérêt pratique de l'étude des transferts de matière liés à la tectonique.

Nous avons d'abord essayé d'appliquer les méthodes de calcul de Δ aux zones de cisaillement dans d'autres roches de la croûte supérieure comme les granites. Divers prélèvements ont été effectués dans le granite des Sept-Laux sur plusieurs zones de mylonites (Belledonne, Gasquet 1979), dans le granite du Soreiller (Oisans), et dans celui de Font-Turbat (Oisans).

On remarque d'abord que dans deux cas (Soreiller et un des Sept-Laux), il n'y a pas de différence sensible de composition entre roche saine et roche déformée au coeur du cisaillement, et ceci bien qu'une importante différenciation structurale apparaîsse, avec une nette diminution de la taille des grains dans la zone de cisaillement (voir déformation superplastique, Boullier & Guegen 1974). Dans ces cas il s'agit de processus de mylonitisation qui se sont effectués à relativement haute température (Gasquet 1979, Pêcher 1983).

Par contre, dans les deux autres cas (Font Turbat et l'autre zone des Sept-Laux), qui sont considérés par les mêmes auteurs comme s'étant développés à plus basse température, il apparaît une nette différenciation chimique entre granite sain et granite cisaillé. L'évolution du rapport de teneur des différents éléments entre zone protégée et zone exposée est donnée dans la Fig. 154. On remarque cependant que le comportement des divers éléments est beaucoup plus varié que dans les exemples précédents sur les roches schisteuses. On ne retrouve pas, en particulier, un ensemble d'éléments ayant le même rapport

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

(X_p/X_e) que l'on puisse considérer comme passivement concentrés par le départ des éléments mobiles. On ne peut donc pas utiliser directement la méthode de calcul de Δ précédemment définie (§ IV.2)

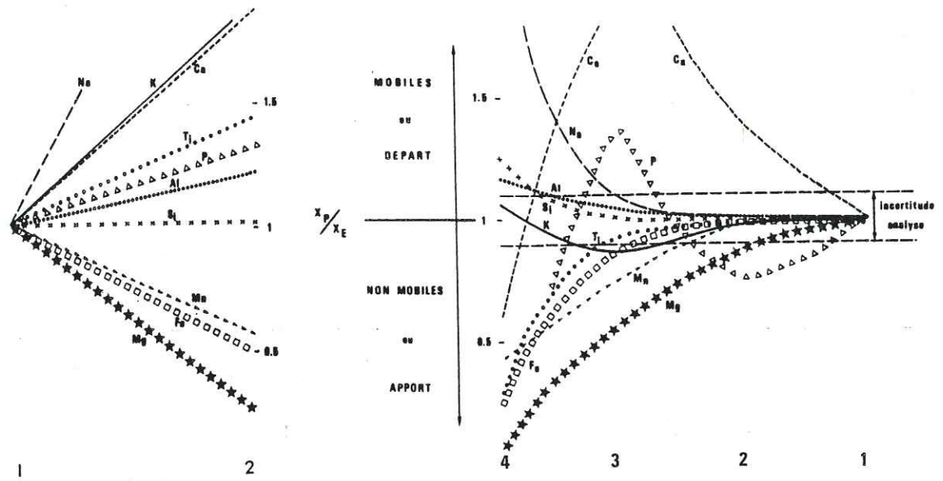


Figure 154 - Evolution de teneur des éléments à travers deux zones de cisaillement dans du granite : à droite analyse de 4 zones entre granite sain (1) et coeur de cisaillement (4), d'après Gasquet, 1979, à gauche analyse de deux zones ; granite sain (1) et granite déformé dans un cisaillement (2), voir d'autres analyses dans Mugnier (1984).

On observe néanmoins une bonne analogie de comportement de certains éléments entre les deux exemples :

- Des éléments comme Fe, Mg, Mn sont concentrés dans les zones de cisaillement
- Des éléments comme Na, Si, Al, K, sont eux évacués de ces zones de cisaillement
- Enfin Ti présente un comportement différent entre les deux exemples, et Ca et P montrent dans le cas des Sept-Laux un enrichissement lorsqu'on s'approche de la zone de cisaillement puis une brusque diminution de teneur dans le coeur du cisaillement lorsque la taille des grains diminue drastiquement.

Du point de vue minéralogique (par observation sous microscope, Gasquet 1979), on note les minéraux suivants classés par ordre d'importance décroissante :

- Dans le granite sain : plagioclases, quartz, microcline, biotite, muscovite.
- Dans le granite déformé : chlorite, séricite, plagioclases, calcite, quartz.

Dans les deux cas on trouve autour de ces zones de mylonites de grandes fentes tectoniques en moyenne perpendiculaires à la zone de cisaillement et qui contiennent des minéraux qui pourraient être issus des zones cisaillées, dans l'ordre d'importance : quartz, calcite, albite, épidote et quelques chlorites. Cela implique des transferts de matière sur des distances déca à hectométriques.

Une autre observation intéressante est que le granite des Sept-Laux comporte deux faciès, l'un fin et l'autre grossier. Seul le faciès à grains fins présente des phénomènes de différenciation chimique. Comme le remarque Gasquet (1979), une évacuation importante des éléments n'apparaît que lorsque la quantité des phyllites est suffisante (zone 4, Fig. 154) ou que lorsque la taille des grains est très faible (même zone, Fig. 154).

Nous ne discuterons pas plus de ces exemples dans les granites parce que des calculs de Δ et des bilans de matière ne peuvent être faits sans prendre en compte les transformations minérales au cours de la déformation. Ceci devrait constituer un des pôles de recherche future qui devrait coupler l'étude de la dissolution-cristallisation à celle des transformations métamorphiques.

Un autre exemple sera également évoqué qui n'a pas permis des mesures de changement de volume mais qui est bien représentatif d'une des applications de l'étude des transferts de matière dans la déformation des roches.

Dans le cadre d'une étude sur les liaisons minéralisation-tectonique, nous avons travaillé sur la région du Jbel Aouam dans le Maroc Central. Il y a là une mine de plomb où l'on exploite depuis des décennies de la galène. Cette galène est répartie de manière assez discontinue le long de deux grandes zones filoniennes, l'une N50 (Signal) l'autre N80 (Filon Sud). (voir Fig. 155). Les mineurs avaient de tous temps remarqué que dans le filon du Signal, lorsqu'on se déplace le long de la zone minéralisée, le filon s'enrichit lorsqu'on tourne à droite et s'appauvrit lorsqu'on tourne à gauche. Mais c'est par contre l'inverse dans le Filon Sud, toujours en suivant la zone minéralisée, le filon s'enrichit en tournant à gauche et s'appauvrit en tournant à droite.

Une analyse tectonique de détail a permis de voir que la région présente un premier épisode de déformation avec contraction NW-SE marqué par une schistosité N50 et des fentes N140, avec intrusion de microgranites et minéralisation en scheelite. Un autre épisode de déformation, postérieur, se traduit par l'apparition de grands décrochements N50 (parallèles à la schistosité) et N80 (avec torsion de la schistosité) avec contraction NE-SW. C'est le long de ces deux grandes zones de failles que l'on trouve les minéralisations en galène.

Pour expliquer la distribution hétérogène des minéralisations le long des deux zones filoniennes, on rappellera la répartition des fractures et leurs comportements différents dans une zone de cisaillement (Fig. 155d), Tchalenko 1970, Vialon et al 1976, Gamond 1982. On peut trouver en effet dans ces zones divers types de failles.

- Des failles de type Riedel (R) qui, par le développement progressif du cisaillement, vont avoir tendance à s'ouvrir avec un déplacement relatif analogue à celui du cisaillement (ces plans sont analogues aux plans "C" des auteurs anglo-saxons).

- Des failles de type (P) qui elles, au contraire, vont plutôt se refermer (avec même souvent une certaine compaction) mais toujours avec le même mouvement relatif que celui du cisaillement.

On trouvera des exemples naturels de ces failles dans la Fig. 16. Du point de vue des transferts de matière, et comme pour l'association fentes-schistosité (Fig. 153), pour qu'il y ait compatibilité géométrique dans un cisaillement simple en système clos, il faut qu'il y ait des transferts de matière entre plan (P) (départ) et plan (R) (dépôt). Si par contre, le cisaillement n'a pas une épaisseur constante, on peut discuter d'un grand nombre de dispositions. Par exemple, il peut y avoir ouverture des (R) et même des plans parallèles au cisaillement (dit plan C) et simple déplacement (sans compaction) suivant les plans P.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

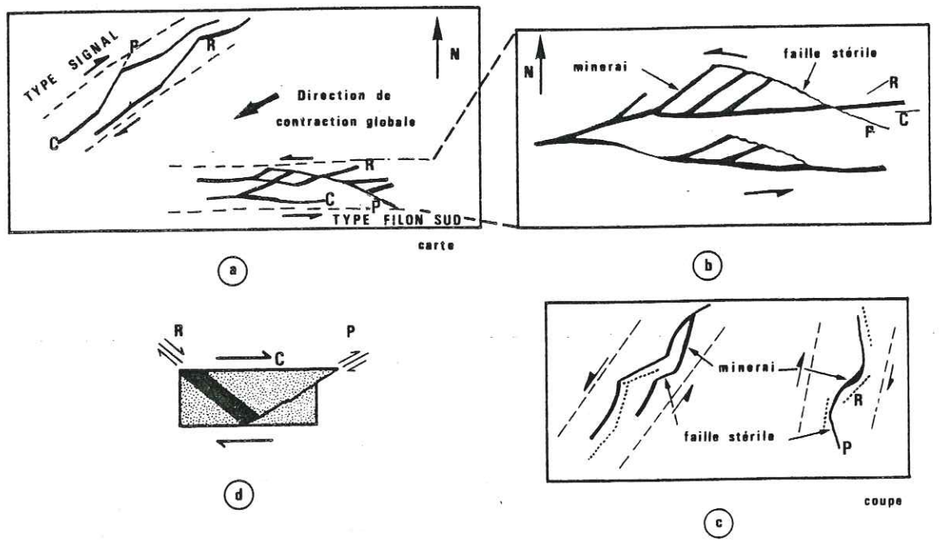


Figure 155 - (a) Structures géologiques de la région du Jbel Aouam (Maroc Central) avec deux grandes zones de cisaillements dans lesquelles se trouvent des minéralisations filoniennes de galène. (b) : Détail en carte des filons de galène dans la zone Filon Sud. (c) : Détail en coupe des mêmes filons de galène. (d) : Situation et comportement schématique des failles dans une zone de cisaillement simple.

Dans le cas du Jbel Aouam, le levé de détail des multiples filons entrelacés (Fig. 155a,b) permet de voir que l'on a en fait trois types de failles : les unes qui sont toujours largement ouvertes avec remplissage filonien important (type R), d'autres qui sont moins richement colmatées (type C) et enfin des failles qui sont toujours stériles (type P). On a le plus souvent passage progressif en continu de l'une à l'autre avec des changements progressifs de direction, dans un système de filons avec des branches qui sont riches en minerai, ou bien stériles, selon leur orientation par rapport à la zone de cisaillement. Les mouvements de décrochements inverses pour les deux zones filoniennes, expliquent les observations contradictoires des mineurs. On doit ajouter que dans le détail on note aussi d'autres mouvements de cisaillement qui se produisent avec déplacement dans le plan vertical, avec toujours les mêmes conséquences sur les variations d'épaisseur de la zone minéralisée (Fig. 155c).

Un certain nombre de règles de prospection ont pu ainsi être érigées (Gratier & Subra 1976) qui ont permis de retrouver des zones minéralisées "perdues" au passage de failles P. Une autre règle importante est la liaison minéralisation-cisaillement. Des mesures systématiques de l'orientation de la schistosité en surface avec une maille très serrée (quelques dizaines de mètres) à travers une vaste région autour des deux principales zones filoniennes ont permis de trouver d'autres zones de décrochement N80 (avec les torsions de la schistosité) et de découvrir dans ces zones de nouvelles minéralisations non affleurantes.

IV.3.C/ Transferts de matière associés au poinçonnement

Lorsqu'une roche contenant un objet dur est soumise à un état de contrainte avec déviateur, nous avons vu (chap. I) que ce corps dur pouvait jouer le rôle d'un poinçon et induire des différenciations chimiques dans la matrice qui peuvent être mises en relation avec la répartition hétérogène des contraintes autour de l'objet dur. Ces ségrégations se marquent notamment par des parenthèses de dissolution et par des zones de dépôt de cristaux. Les premières sont des concentrations localisées de minéraux insolubles dues au départ de minéraux mobiles sous contrainte. Ces départs de matière apparaissent dans les zones soumises aux valeurs les plus élevées de contrainte en compression. Au contraire les zones de dépôt de matière (cristallisation) se développent dans les zones où les valeurs de contraintes sont les plus faibles, éventuellement négatives (en traction). Comme pour les exemples précédents, après l'exposé des résultats, nous ne discuterons ici que des problèmes spécifiques à chacun de ces exemples. Les problèmes généraux seront discutés au § IV.4.

a) Différenciation chimique mise en évidence par des analyses en continu à la microsonde

Nous ne reviendrons pas sur les méthodes d'analyses (voir § IV.2). Des profils de concentration semi-quantitatifs de divers éléments ont été obtenus à la microsonde en intégrant la composition de la roche sur une largeur de 100 à 300 µm. Puis à partir de ces profils partiellement lissés, des cartes de distribution des éléments ont été tracées.

Dans le premier de ces échantillons, prélevé près de Froges, dans le Bajocien de la couverture de Belledonne, est inclus un petit objet dur qui est probablement un petit débris de fossile. Le contexte structural est identique à celui du pli de la Fig. 147d (voir le commentaire de cette figure et celui des échantillons des Fig. 9b & d prélevés dans le même secteur). L'objet dur allongé est parallèle à la stratification et perpendiculaire à une schistosité de dissolution (voir aussi les Fig. 6 et 7 qui sont des cartes de distribution des éléments autour de ce même objet dur).

Selon les éléments, 9 à 18 profils ont été effectués, tous parallèles à la stratification, et jointifs, de manière à couvrir en continu une surface de plusieurs millimètres carrés autour de l'objet dur. Des cartes de répartition de cinq éléments chimiques ont alors pu être tracées à partir de ces profils, Fig. 156. On pourra comparer suivant un de ces profils (n°4) l'évolution de teneur de ces éléments (Fig. 157).

L'analyse des Fig. 156 & 157 permet les constatations suivantes :

- Le long de la stratification, Fig. 157, il y a une nette différenciation chimique due à la présence de l'objet dur. Al, K, Fe et Mg sont concentrés dans la zone qui a dû être soumise aux contraintes les plus élevées (voir Fig. 173 pour la répartition des contraintes autour d'un poinçon). Au contraire ces éléments ont des teneurs très basses dans la zone dite protégée qui a été soumise aux valeurs de contraintes les plus faibles.

- Les autre éléments comme Ca et Si montrent une répartition inverse, avec un minimum de teneur dans la zone la plus exposée. Il y a cependant une différence essentielle entre ces deux éléments : la teneur en Si augmente nettement dans la zone protégée. Ce ne peut être dû qu'à des cristallisations de quartz. Par contre, le long de la stratification Ca ne présente aucune augmentation notable de teneur dans la zone abritée par rapport aux zones situées les plus loin de l'objet dur. A part la baisse de teneur localisée à la parenthèse de dissolution, il n'y a pas de différenciation importante de Ca le long de la strate.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

- Dans le détail les cartes de distribution des éléments sont un peu différentes parce que certains de ces éléments peuvent appartenir à plusieurs minéraux plus ou moins mobiles ainsi Si est dans le quartz mais aussi dans l'illite et les chlorites. Fe-Mg sont surtout dans les chlorites mais peuvent aussi être dans des oxydes (Fe) ou dans la dolomite (Mg) (la composition minérale du secteur correspond à celle des échantillons de la série FR, tableau Fig. 170).

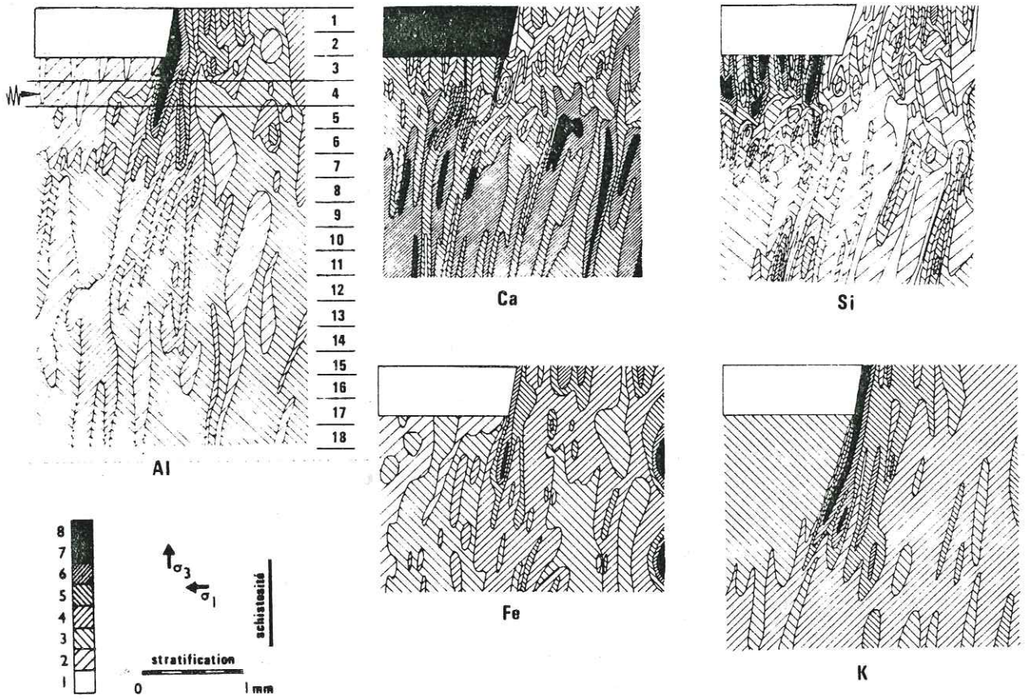


Figure 156 - Cartes de répartition d'éléments chimiques dans une matrice argilo-gréso-calcaire autour d'un objet dur (calcite). La stratification est horizontale, la schistosité verticale. La composition de la roche est présumée homogène avant déformation. La teneur de chaque élément est simplement semi-quantitative, elle croît avec les chiffres des différentes plages hachurées. Entre les cartes Al et Ca est figurée, l'emprise des différents profils jointifs qui ont permis de tracer ces cartes. Chaque profil représente une intégration de composition sur une largeur de 250 µm, Bajocien couverture ouest de Belledonne.

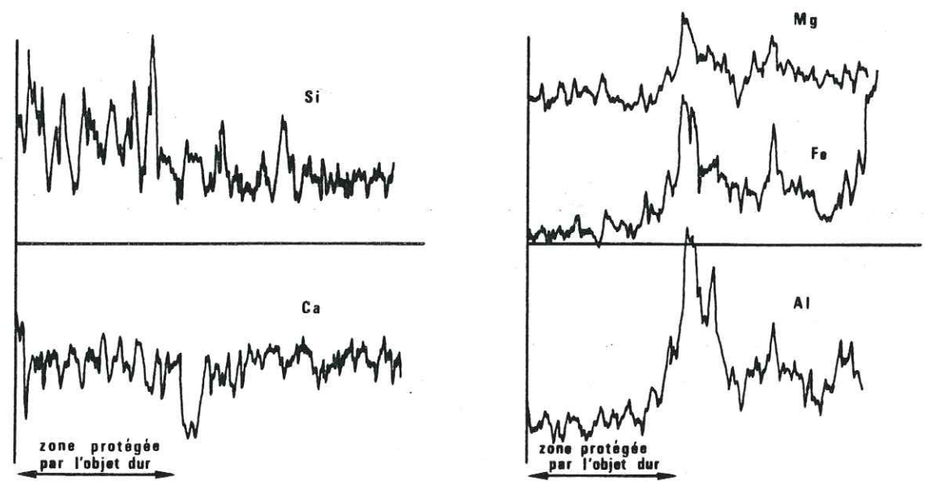


Figure 157 - Exemples de l'évolution des teneurs de quelques éléments le long d'un même profil parallèle à la stratification (nº 4 sur Fig. 156) dans une matrice schisteuse poinçonnée par un objet dur rigide.

- Pour tous les éléments on observe que les contours d'égale concentration (Fig. 156) sont plutôt parallèles à la schistosité qu'à la stratification. Seule la distribution de Ca révèle peut-être une limite horizontale entre deux strates (avec une teneur en Ca plus élevée dans la moitié inférieure). On remarquera aussi que ce litage tectonique n'est pas seulement apparent près de l'objet dur. On a l'impression que toute la roche présente un tel litage et que des parenthèses de dissolution comme celles que l'on voit nettement autour du gros objet dur se retrouvent à toute échelle autour d'autres objets plus petits. Un certain nombre de virgations des plans de litage tectonique s'observent en effet sur les cartes de la Fig. 156, en forme de parenthèses autour de zones relativement plus riches en Ca ou Si (voir discussion sur ces litages tectoniques § IV.4.D).

Du point de vue de la taille du système clos, il est probable que le système n'est pas clos pour Ca puisque sa baisse de teneur dans la zone exposée n'est pas compensée par un accroissement de cette teneur dans la zone protégée. Par contre le système pourrait être clos pour Si, mais le problème est que les dépôts sont répartis de manière très diffuse dans la zone protégée. On ne peut pas estimer précisément les quantités redéposées parce que, à l'observation directe, on ne voit pas une zone de dépôt continue (entre l'objet dur et la matière) comme dans certaines ombres de pression, autour des pyrites (Fig. 17). En première approximation, on peut donc simplement considérer que le système est globalement ouvert à l'échelle de l'objet dur, et que la taille du système clos pourrait être différente pour les deux espèces minérales mobiles.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Un autre exemple d'objet dur inclus dans une matrice schisteuse est une petite bélemnite dans un échantillon de Sinémurien prélevé à la Paute (près de Bourg-d'Oisans) dans la charnière d'un grand pli synschisteux (voir situation Fig. 142). La schistosité de flux est associée à une déformation interne assez importante (mesurée par des bélemnites tronçonnées, voir Fig. 188). A cette charnière, l'épaisseur des couches a au moins doublé au cours du plissement, (voir Gratier & Vialon, 1980). Nous avons analysé la matrice schisteuse autour de la belemnite.

- Le seul élément qui présente clairement à la fois un minimum de teneur dans les zones exposées et un maximum de teneur dans les zones protégées est l'élément Si. Comme dans l'exemple précédent, les cristallisations sont cependant réparties, de manière diffuse, dans toute la zone abritée.

- L'élément Al est concentré dans certaines zones allongées qui évoquent des parenthèses de dissolution comme dans les Fig. 6 & 156 mais qui seraient plus imbriquées autour du fossile.

- L'élément Ca a une répartition aussi curieuse : sa teneur est très réduite dans la zone protégée, et les zones de concentration maximale dessinent plutôt des formes de parenthèses de dissolution mais qui ne seraient pas exactement superposées à celles d'Al. Ca semble avoir eu un comportement d'élément insoluble mais ce comportement a pu n'apparaître que durant une partie de la déformation progressive (sinon les parenthèses Ca et Al seraient confondues). Il faut cependant être prudent dans la discussion de ce comportement de Ca. La forme de cette bélemnite est d'abord assez curieuse, cette forme un peu anguleuse a pu être acquise à la suite d'une dissolution partielle du fossile. Nous avons aussi pu montrer (sur un autre exemple du même secteur, Fig. 163c) que lorsque les bélemnites sont, comme celle-ci, parallèles à la direction Y de déformation finie, elles peuvent être fracturées avec des fentes colmatées (dans le plan YZ) qui sont des zones de dépôt internes à l'objet dur. On ne peut donc pas connaître exactement le comportement de Ca, mais il est très probable qu'il a dû évoluer en cours de déformation.

- On remarque également qu'il y a dans la matrice schisteuse un litage parallèle à la schistosité comme dans l'exemple précédent, mais avec un écartement entre les lits tectoniques beaucoup plus faible. Du point de vue distribution des éléments chimiques, entre une schistosité de flux, Fig. 158 (à l'oeil nu en apparence continue) et une schistosité espacée (que certains appelleraient "de fracture") (Fig. 156) il n'y a pas de différence fondamentale. Il y a seulement une différence d'épaisseur des lits tectoniques (plan de schistosité). Par contre, bien sûr, il y a une différence dans les valeurs de la déformation interne mais ce n'est peut-être pas le plus important pour la compréhension de leur mécanisme de formation.

On retiendra de cet exemple, d'abord que l'on peut avoir, comme dans l'exemple précédent, des dépôts dans les zones abritées qui sont répartis de manière diffuse et qui n'apparaissent pas comme des zones de dépôt continu (cristaux en fibre) entre objets durs et matrice. Ces dépôts colmatent probablement de multiples micropores dans la roche de la zone abritée. On retiendra aussi que la mobilité d'un minéral semble pouvoir évoluer au cours d'une déformation progressive. Une confirmation de ce comportement nous a été donnée par l'étude de l'évolution de la nature des minéraux qui colmatent les intertronçons de bélemmites étirées (voir Fig. 163). Jenatton (1981) a montré (Fig. 15b) que l'on pouvait avoir des générations successives de minéraux de différentes natures. Par exemple des fibres de calcite colmatent les premières ouvertures intertronçons, puis cette calcite est étirée dans la déformation progressive, et il y a dépôt (dans des microcavités ou dans des microfailles ouvertes) de quartz éventuellement aussi en plusieurs générations (révélés par cathodoluminescence avec des teneurs en éléments traces légèrement différentes.

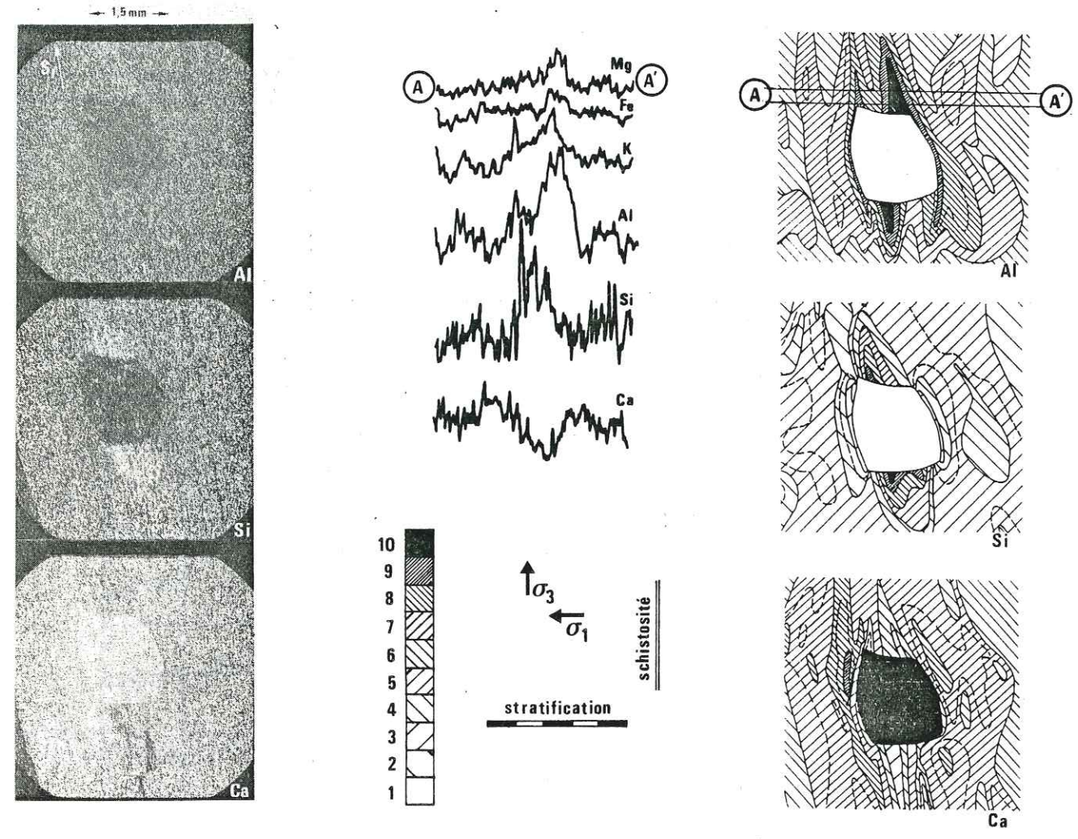


Fig. 158 - Distribution de certains éléments dans la matrice schisteuse autour d'une petite bélemmite dans un échantillon de roche déformée avec contraction horizontale ($Z = l_3/l_0 = 0,5$) et extension verticale ($X = 2$). Les cartes sont obtenues d'après des profils de concentration, (voir Fig. 156 et § IV.2). Un exemple de ces profils est donné suivant une direction AA' parallèle à la stratification. Bien que la zone abritée soit, à l'analyse, riche en Si (quartz), cela n'apparaît pas du tout à l'observation directe. Il n'y a pas ici de croissance en fibre, comme autour des pyrites, seulement des dépôts diffus dans des micropores de la zone protégée, (la Paute, Bourg-d'Oisans).

Dans le même secteur de la Paute (près de Bourg-d'Oisans) un autre échantillon a été prélevé et analysé (voir Fig. 142). Il s'agit cette fois de l'association de deux bélemmites, l'une très grosse ($\phi = 1$ cm), l'autre très petite et située dans la zone protégée de la plus grosse. L'établissement de la carte de répartition de Al (Fig. 159) révèle un phénomène de différenciation associé à la plus grosse bélemmite avec le développement de parenthèses de dissolution, comme dans les exemples précédents, dans une zone qui a été soumise aux plus fortes contraintes en compression (voir § IV.4). Mais on constate aussi ce phénomène de différenciation autour de la petite bélemmite qui est dans une zone pourtant "protégée" par la présence de sa compagne plus grosse.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Dans une telle situation, il y a donc transfert de matière à plusieurs échelles comme cela a déjà été décrit précédemment (voir notamment Fig. 143 et 146), mais on peut aussi dire que l'état de contrainte dans la zone protégée d'un objet dur peut, au moins localement, être en compression avec les mêmes directions principales que celles autour de cet objet dur. Comme dans l'exemple précédent, s'il y a des dépôts dans les zones protégées des bélemmites, ces dépôts s'effectuent de manière très dispersées dans la roche et non pas comme autour des pyrites dans des "fentes ouvertes" à la limite entre objet dur et matrice (voir discussion § IV.4.C).

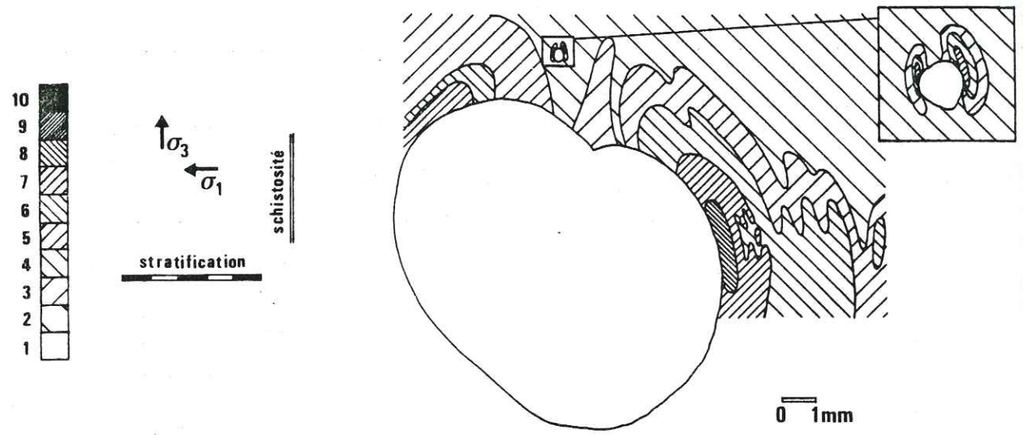


Figure 159 - Distribution de Al autour de deux bélemmites de taille très différente, soumises à une contraction horizontale (même secteur de prélèvement que Fig. 158). La petite bélemmite est située dans la zone protégée de la grosse bélemmite, elles présentents pourtant les mêmes processus de différenciation dans leur matrice, la Paute, Bourg-d'Oisans.

On retrouve dans d'autres cas, cette différence dans la situation (et même le volume) des cristallisations dans les zones abritées selon la nature de l'objet dur. Ainsi dans un échantillon prélevé dans les schistes de la région de Lourdes (Pyrénées), on trouve des petits débris de fossiles et des grains de pyrite qui peuvent être considérés les uns et les autres comme des objets durs. Ce qui est curieux, c'est qu'alors que de très belles cristallisations apparaissent dans les "ombres de pression", des pyrites (voir notamment l'étude géométrique de ces cristallisations syntectoniques par Choukroune 1971) on n'observe pas, à l'oeil nu, de cristallisations dans les zones protégées des débris de fossiles (voir Fig. 17a). Nous avons analysé la matrice schisteuse autour de ces deux types d'objets durs en effectuant pour chacun deux profils de concentration, l'un passant par le milieu de l'objet dur, l'autre passant à travers la zone protégée par cet objet dur (Fig. 160).

L'analyse confirme l'impression visuelle, à savoir que, dans la zone protégée des fossiles, il n'y a pas d'augmentation très sensible de teneur en Si ou Ca alors que la teneur en Si augmente bien sûr nettement (en traversant les fibres de quartz) dans la zone abritée de la pyrite. Par contre, pour les zones de dissolution, marquées par l'augmentation de teneur en Al, on constate qu'il n'y a pas de grande différence entre les deux objets, il y a apparemment la même légère augmentation de Al(au moins d'un côté de l'objet dur) qui s'accompagne d'une aussi légère diminution de la teneur en Ca. Il semble donc qu'il y ait toujours un peu de dissolution dans les zones exposées près des objets durs, mais que la quantité redéposée dans les zones protégées de ces mêmes objets varie selon la nature de ces objets. Ceux-ci sont pourtant ici de même forme et de même taille,

distants de quelques millimètres mais dans le même type de matrice schisteuse (disposition analogue à celle de la Fig. 17a). On remarquera aussi, comme sur les exemples précédents, la relative hétérogénéité de composition le long des profils, due au litage tectonique parallèle à la schistosité.

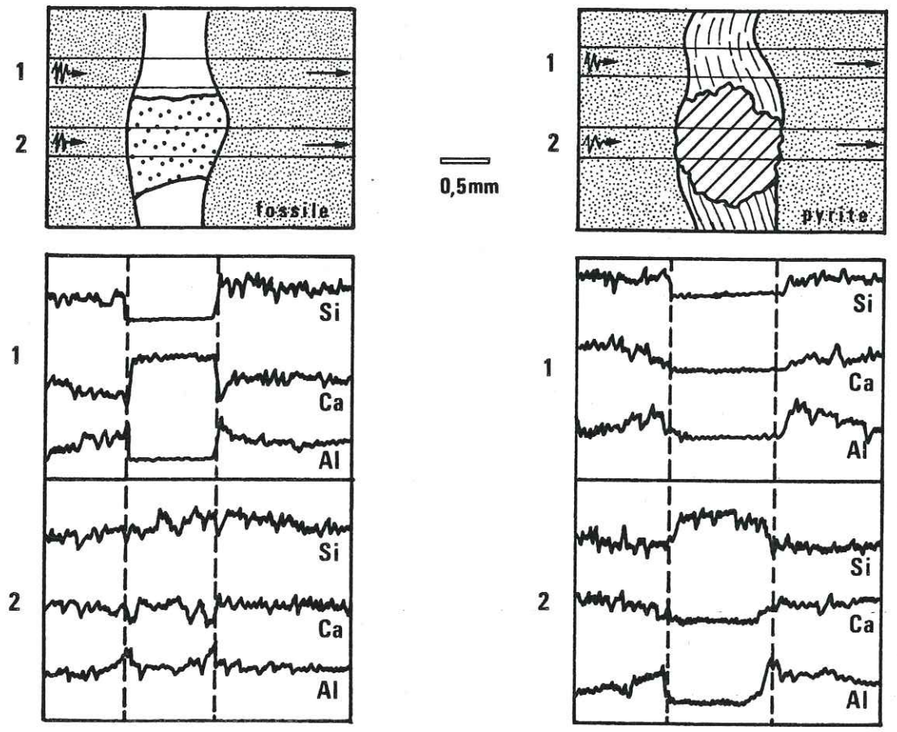


Figure 160 - Comparaison de la re-distribution des éléments autour d'objets durs de nature différente, dans une même déformation. L'élément Si est nettement concentré dans les zones abritées des pyrites, mais presque pas dans celles des fossiles. Par contre, il y a dissolution contre les objets durs quelle que soit leur nature (augmentation de Al contre l'objet et baisse de Ca), schistes de Lourdes (Pyrénées).

Si, pour deux objets durs de nature différente (mais de même forme et de même taille), il peut y avoir des volumes dissous semblables mais, par contre, des volumes redéposés différents, cela revient à dire que la taille du système clos pourrait être différente selon la nature des objets durs. Ce problème est important parce que nous avons vu (chap. II) que dans le cas d'un système clos, les relations entre la vitesse de déformation (ici simplement la valeur de la déformation) et la géométrie de l'objet dur pourraient nous permettre de savoir quel est le processus qui limite la vitesse de cette déformation (vitesse de réaction ou vitesse de transfert).

Nous avons donc cherché à connaître plus précisément les relations entre les quantités déposées dans les zones abritées et la géométrie des objets durs. Pour faciliter notre analyse, nous n'avons examiné que des ombres de pression situées autour d'objets de même nature : des pyrites prélevées sur la route d'Oulles (bassin de Bourg-d'Oisans, Fig. 142), et sur la route de Villard Reymond (Fig. 142 et Fig. 143, au-dessus du filon plissé). On peut préciser que, dans les deux cas, la valeur de l'extension suivant la direction Y (de déformation finie) est pratiquement nulle.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Sur des lames minces taillées dans le plan X Y (de déformation finie), nous avons mesuré divers paramètres (longueurs et surfaces) grâce à un analyseur d'image au CENG. Nous avons estimé, sur 60 objets de forme variée, la valeur de la surface de dépôt (S_d), de la surface de l'objet dur (S_o), du périmètre de cet objet dur (P) et de la largeur de cet objet dur (d). Les résultats sont donnés dans la Fig. 161. Ils sont assez surprenants. Il y a une relation à peu près linéaire entre S_d et S_o, mais les valeurs sont assez dispersées (Fig. 161b). On peut obtenir une meilleure relation en reportant S_d en fonction du périmètre (P) de l'objet dur (Fig. 161c). Les valeurs de S_d pour un même périmètre restent néanmoins assez variées. On observe surtout que l'on a alors une relation non linéaire du type $S_d = a\,(P)^2$, la valeur de a varie entre les deux sites de 0,05 (Oulles) à 0,03 (VR). Enfin on obtient une bonne concentration des points autour d'une courbe en reportant S_d en fonction de la largeur des objets durs. C'est encore une relation non linéaire de la forme $S_d = a\,(d)^2$ avec a = 1,1 pour Oulles et a = 0,9 pour VR.

Comme dans l'étude des transferts de matière autour des cavités (inclusions fluides) on peut aussi définir un terme $\dot{L} = \Delta L/\Delta t$, (avec ΔL = longueur moyenne des fibres dans les zones abritées. Si on admet que la valeur de Δt (durée de la déformation) est la même pour tous les grains, la valeur ΔL se déduit de certains des paramètres mesurés : ΔL est proportionnel à S_d/d. On postulera aussi que ce coefficient de proportionnalité, qui dépend de la forme des ombres de pression, est le même pour toutes ces ombres. On remarque alors sur la Fig. 161e que la relation $\dot{L} = f(d)$ est une relation linéaire. En reprenant les calculs effectués pour le transfert de matière autour des cavités, (voir § III.4.B), on peut discuter de cette relation pour des objets durs équants de diamètre d :

- Si la valeur $\dot{L}$ (ici proportionnelle à ΔL) est limitée par des processus de transfert de matière, on devrait observer une relation du type $\dot{L} = \Delta\mu/d^n$ avec n = 2. En effet, dans un transfert de matière entre différents points d'une surface solide, le terme n est égal à 1 si le transfert s'effectue par l'intérieur (cas des cavités) ou n = 2 si le transfert s'effectue aux limites du domaine (cas d'un objet dur). (On retrouve cette différence entre fluage de Nabarro et Coble où $\dot{\varepsilon} = \Delta d/\Delta t.d$ est proportionnelle à $1/d^2$ ou $1/d^3$ voir § I.7). Ce n'est pas la relation que l'on observe.

- Si la valeur de $\dot{L}$ était limitée par la vitesse de croissance des fibres, cette valeur devrait dépendre seulement de la force motrice de la croissance (de la différence de contrainte normale entre les différentes zones (départ et dépôt) dans la matrice schisteuse. Il ne semble pas que cette force puisse être seulement proportionnelle à la largeur de l'objet dur.

- Une troisième explication pourrait être que la quantité recristallisée dépende ici simplement du volume de cavité ouvert à chaque incrément de déformation (et non pas du mécanisme de déformation). Nous verrons (chap.IV) que lorsque matrice et objet durs ne sont pas collés, une déformation de la roche se traduit par l'apparition d'un vide entre objet dur et matrice. La taille de ces vides dépend de la valeur de déformation (ce qui expliquerait la légère différence entre les deux sites), mais elle dépend aussi naturellement de la largeur de l'objet dur, ce qui expliquerait bien la relation linéaire entre ΔL et d.

Si la relation entre quantité de matière redéposée dans les zones abritées, et taille des objets durs ne dépend pas du mécanisme de déformation, mais seulement des valeurs de déformation finie, cela signifie aussi qu'il n'y a pas un système clos à l'échelle des objets durs (pour ces pyrites (d) est de l'ordre du millimètre). Si on ne peut pas se servir de ces mesures pour discuter des mécanismes de déformation, on pourrait alors peut être les utiliser pour calculer les valeurs de la déformation finie. L'évolution de la forme des zones abritées doit cependant être relativement complexe, même pour des objets de même nature, elle dépend aussi du comportement de ces cristallisations qui colmatent les vides au fur et à mesure qu'ils se créent. Selon les cas, ces cristallisations se comportent ensuite comme de nouveaux objets durs (Fig. 17f), ou bien elles sont partiellement dissoutes.

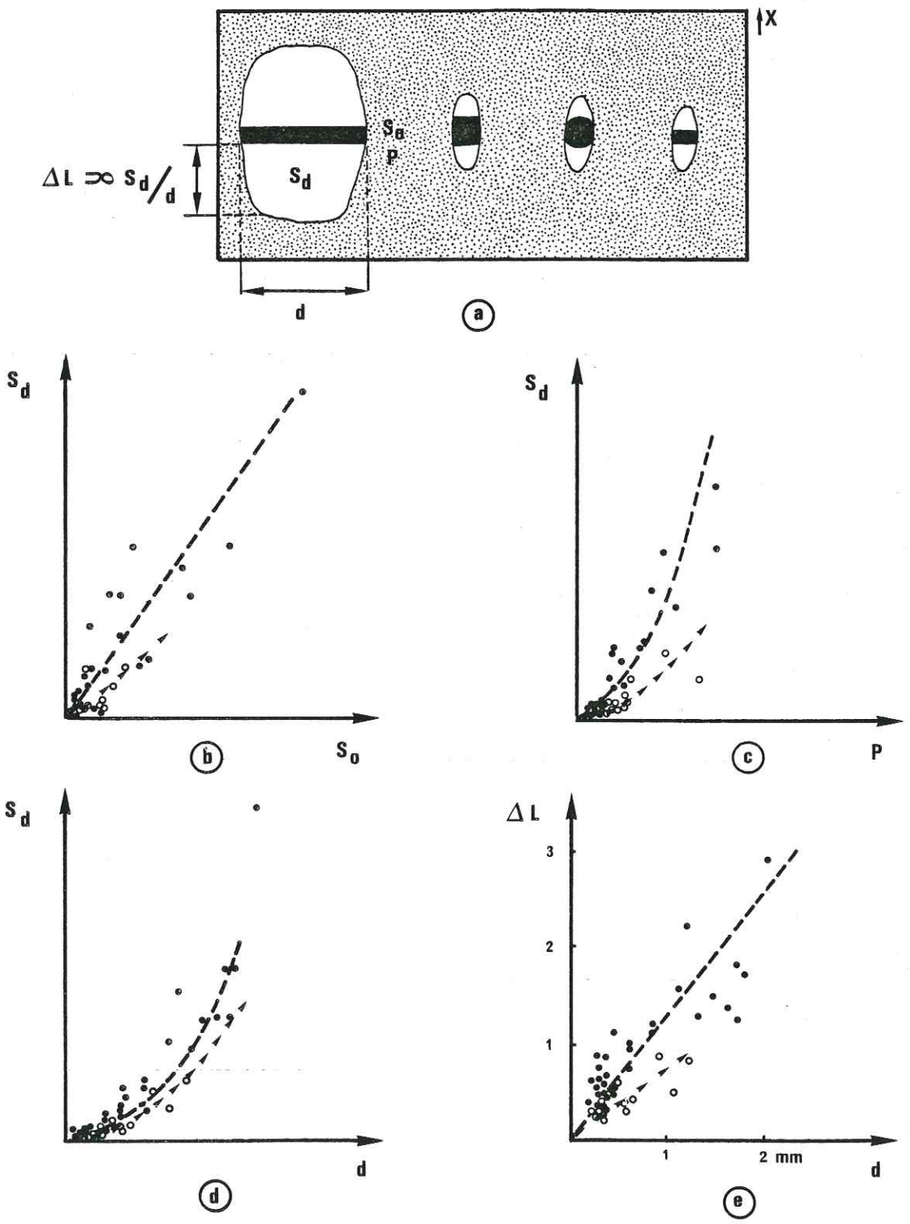


Figure 161 - Relations entre la quantité de matière (mesure de la surface S_d) déposée dans les zones abritées d'objets durs de même nature (pyrite) mais de formes différentes, et divers paramètres comme la surface de l'objet dur (S_o), le périmètre de cet objet (P), la largeur de cet objet (d), la longueur moyenne des fibres (ΔL). Les points représentent les mesures effectuées sur un même échantillon de la route d'Oulles ; les ronds, les valeurs mesurées sur un échantillon de la route de Villard-Reymond (au-dessus du pli de la Fig. 143). La valeur de l'extension suivant Y est pratiquement nulle.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

b) Différenciation chimique mise en évidence par des prélèvements espacés

Au-delà d'une certaine taille, il n'est plus possible de travailler sous la microsonde et il faut découper les échantillons à déformation hétérogène en plusieurs zones que l'on considère comme homogènes. Trois exemples seront discutés ici.

Le premier échantillon a été prélevé au-dessus du Chazelet (près de La Grave, en Oisans), dans le Domérien. Le contexte structural est celui de grands chevauchements (voir Fig. 142). On trouve sur cet échantillon plusieurs bélemmites qui sont orientées dans des directions très différentes dans le plan XZ de déformation finie. Des analyses chimiques comparatives et une analyse géométrique permettent d'estimer les transferts de matière.

Pour l'analyse géométrique, la mesure des valeurs l_1/l_o suivant X et Y peut être faite par la mesure de l'allongement des bélemmites. La bélemmite tronçonnée visible sur la Fig. 162 donne une valeur de X égale à 2,2. Par l'examen d'autres bélemmites voisines, on détermine Y qui est proche de 1. Pour le calcul de Z on peut appliquer une méthode simple qui consiste à considérer la variation de l'écartement entre les parenthèses de dissolution (ou d'une manière plus générale entre les plans de schistosité tangents à l'objet rigide). La valeur de Z est donnée par le rapport entre l'écartement de ces plans loin de l'objet (l_3 dans la zone où ils sont parallèles) et la largeur de l'objet parfaitement rigide (l_o). On admet ainsi que schistosité et plan XY sont confondus et que la forme de parenthèse est acquise par déformation progressive. On a essayé de tester cette méthode avec un objet rigide inclus dans de la paraffine et l'on s'aperçoit que les résultats obtenus sont très satisfaisants (voir Fig. 177, voir aussi Borradaile 1981). Avec cette méthode, on peut trouver autour des deux belemmites obliques à la schistosité, une valeur de Z = 0,45 telle que la déformation se produise sans changement de volume à l'échelle considérée (voir Fig. 162).

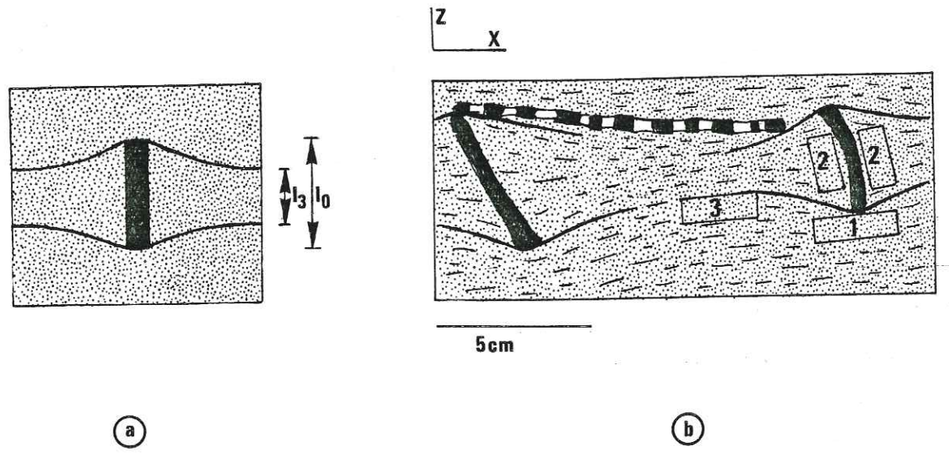


Figure 162 - (a) : Principe du calcul de la contraction, par la mesure de l'écartement entre des plans de schistosité tangents à un objet rigide : $Z = l_3/l_o$ voir aussi Fig. 177 . (b) : Echantillon étudié et situation des zones analysées, voir tableau Fig. 170 pour le résultat des analyses (répertoriées L.G), belemmites dans les schistes de la Grave (Oisans).

On a ensuite découpé en plusieurs zones et analysé un secteur situé près d'une des bélemnites (celle perpendiculaire à Z, voir Fig. 162). On cherche alors à comparer la composition chimique de la zone la plus exposée (zone 1, Fig. 162) avec celle des zones mieux protégées (zone 2 ou 3, Fig. 162). Le problème est qu'on ne connaît pas ici la disposition de la stratification. La composition des zones 1 & 3 est cependant très proche pour tous les éléments, elle serait compatible avec une stratification parallèle à la schistosité, ce qui semble probable dans le contexte structural. On note des différences par contre avec la zone 2, mais le total des éléments (ou des minéraux insolubles) est pratiquement le même pour les trois zones (voir série LG dans tableau d'analyses, Fig. 170). On peut donc penser qu'il n'y a pas ici de transfert de matière significatif autour de cette bélemmite perpendiculaire à la schistosité.

Ce résultat peut sembler contradictoire avec l'observation de la bélemmite étirée parallèle à X qui est tronçonnée avec colmatage des intertronçons (donc apport de matière) mais par rapport au volume de l'échantillon pour lequel on trouve un système clos (dm^3), le volume recristallisé entre les tronçons ne représente qu'une part minime (de l'ordre de 0,1 %). C'est bien en-dessous du seuil de détermination de Δ par les méthodes utilisées. On retiendra donc qu'avec les deux méthodes (géométrique et chimique), on trouve que le système est clos à l'échelle du dm. On cherchera dans le prochain exemple à étudier plus particulièrement les zones situées juste au contact des tronçons de bélemmites pour savoir si le colmatage des intertronçons peut provenir, de la dissolution de la matrice schisteuse contre les bélemmites (avec ainsi un volume du système clos inférieur à celui trouvé ici).

Un autre exemple a donc été étudié avec les mêmes méthodes, mais en considérant la section d'une grosse bélemmite (ϕ= 1 cm) parallèle à Y comme objet dur. L'échantillon a été prélevé dans le Lias de la nappe de Morcle près de Leytron (Suisse). Badoux (1963) a mesuré l'allongement d'un grand nombre de bélemnites et il a trouvé les résultats suivants : X = 2,65, Y = 1,2. Pour la valeur de Z on peut utiliser la méthode définie précédemment (Fig. 162a). On trouve sur plusieurs sections de bélemnites voisines, une valeur moyenne de 0,23 ce qui devrait correspondre en utilisant les valeurs trouvées par Badoux à une diminution de volume de Δ = -27 % dans la matrice schisteuse autour de ces bélemnites.

Nous avons essayé de vérifier ce chiffre par des analyses chimiques comparatives avec la même méthode de découpage que dans l'exemple précédent (Fig. 163). La zone la plus exposée (3) est ici nettement différenciée, chimiquement, par rapport aux deux autres. (voir résultats série LE dans tableau, Fig. 170). Comme précédemment, on ne connaît pas exactement la disposition de la stratification mais on peut raisonner sur deux cas extrêmes.

- Soit la stratification est parallèle à la schistosité, les zones 2 et 3 sont situées dans la même strate et l'on trouve que par rapport à la zone 2, la zone 3 a diminué de volume de 34 %.

- Soit la stratification est perpendiculaire à la schistosité les zones 3 et 1 sont situées dans la même strate et l'on trouve que par rapport à la zone 1, la zone 3 a diminué de volume de 29 %.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Il n'y a donc pas de grosse différence et il semble bien avec les deux méthodes, qu'une diminution de volume assez importante de l'ordre de 30 %, se produise dans la matrice autour de la belemnite. Une partie au moins de ces minéraux dissous se redéposent probablement dans les intertronçons de bélemnites étirées. Dans cet exemple on a donc un système ouvert à l'échelle du cm et les cristaux du colmatage des intertronçons de bélemnite peuvent bien provenir simplement de la dissolution de la matrice schisteuse contre ces bélemnites (voir Fig. 163b).

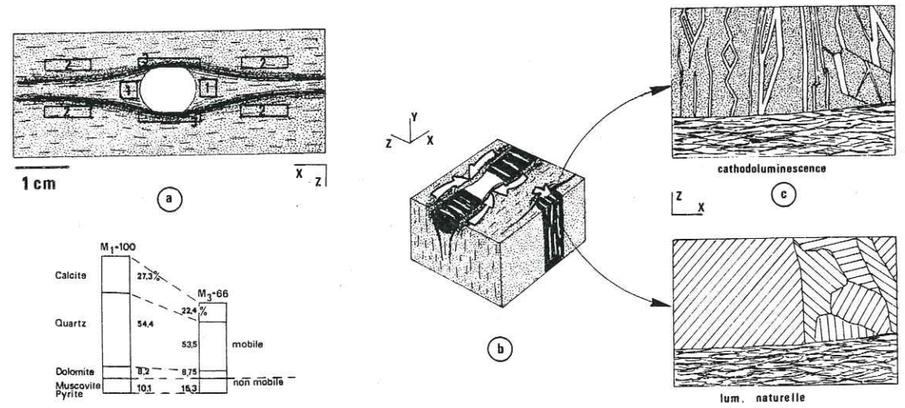


Figure 163 - (a) Echantillon étudié et situation des zones analysées (Leytron, Suisse). (b) : représentation schématique des transferts de matière autour d'une bélemnite tronçonnée. (c) : Fentes diamétrales colmatées, à l'intérieur de la bélemnite lorsque celle-ci est parallèle à Y, révélées par examen en cathodoluminescence, la Paute, Bourg- d'Oisans.

On peut d'ailleurs signaler que des examens en cathodoluminescence des bélemnites tronçonnées révèlent que ces fossiles ne sont pas seulement tronçonnés dans le sens de la longueur mais, dans un cas comme celui-là où la bélemnite est parallèle à Y, on observe en cathodoluminescence que des fractures diamétrales sont aussi colmatées par les minéraux mobiles issus de la zone de dissolution (voir l'exemple d'une bélemnite de la Paute, Bourg-d'Oisans, sur la Fig. 163c).

Ce que l'on peut retenir de l'étude des transferts de matière autour des bélemnites tronçonnées, c'est que, sur les exemples analysés, la taille du système clos correspond, en ordre de grandeur, à la taille de la bélemnite (entre le cm et le dm).

Un dernier exemple de transfert de matière sera présenté sur un échantillon prélevé dans le Sinémurien de la route d'Huez (voir situation sur Fig. 142). L'objet dur est la charnière d'un filon plissé parallèle à la stratification et probablement associé à la première schistosité de flux qui s'est développée dans ce secteur, en étant plan axial des grands plis (voir Fig. 142). Une deuxième schistosité est ensuite apparue oblique à la précédente et se moulant sur les limites d'une écaille de socle voisine ayant un mouvement de poinçon horizontal (voir Fig. 142 et Gratier et al 1973, Gratier & Vialon, 1980). L'intérêt de cet exemple est que l'on voit nettement le décalage de petits filons de calcite au niveau des plans de dissolution.

L'analyse chimique comparative de deux zones, l'une exposée, l'autre protégée, situées dans la même strate, montre bien que la zone qui présente le maximum de plans de dissolution a diminué de volume de 48 % par rapport à la zone protégée considérée ici comme plutôt représentative de l'état de la roche antérieur à S_2. On peut essayer de calculer également la diminution de volume par la mesure du décalage des filons. On voit sur la Fig. 164 qu'une diminution de volume de 50 % est tout à fait compatible avec le décalage observé. Dans ce cas à part le filon plissé (qui est antérieur à la schistosité S_2) il n'y a pas de trace de dépôt dans l'échantillon analysé, par contre, on trouve des fentes à cristaux liées à cette schistosité S_2 (Bernard, 1978) dans un rayon de l'ordre du mètre autour de la zone analysée. Il semble donc ici que le volume du système clos soit relativement plus important que celui estimé autour des bélemnites tronçonnées.

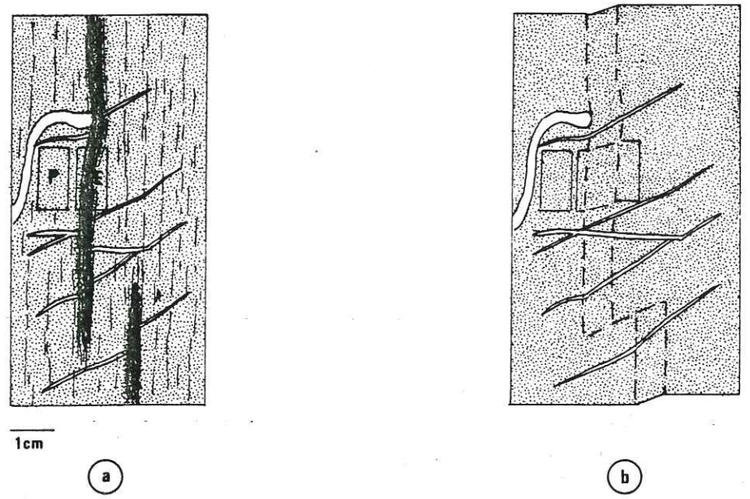


Figure 164 - (a) : Echantillon étudié et situation des zones prélevées. (b) : Reconstitution de l'état initial (antérieur à la schistosité de dissolution) en utilisant le décalage des filons, Lias, route d'Huez, Bourg-d'Oisans, voir Fig. 170.HU.

IV.3.D/ Transferts de matière associés au boudinage et à des stylolites et fentes tectoniques

Nous ne présenterons que deux types d'exemples, surtout pour illustrer les relations entre dissolution-cristallisation et déformation interne.

Pour les raisons indiquées dans l'introduction, nous n'avons pas étudié beaucoup de cas de dissolution-cristallisation qui soient marqués par des stylolites. Avec ces structures, il est en effet très difficile d'estimer les quantités dissoutes par la méthode des analyses chimiques comparatives parce que la taille des zones de dissolution est du même ordre de grandeur que la taille des hétérogénéités de la roche.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Dans les marbres de la région de Rabat, un certain nombre de carrières sont exploitées, dans des calcaires gris foncé du Dévonien d'origine récifale, contenant de nombreux fossiles (Stromatopores, Polypiers, Brachiopodes). Cette formation est entourée de quartzites et de schistes du Carbonifère, ses limites sont de grandes failles NO et N45 à mouvements horizontaux et verticaux qui découpent de grandes amandes dans ces calcaires. Nous avons étudié en détail la déformation à l'intérieur d'une des amandes de 400 m de long et de 100 m de large (voir Gratier, 1976, pour les détails de l'étude), dans laquelle se trouve une carrière en cours d'exploitation.

Pour découper leurs blocs de marbre au fil, les carriers suivent les deux directions de discontinuités principales de la roche : l'une NE-SW est la stratification qui est aussi plan de dissolution (stylolite), l'autre NW-SE est plutôt assimilable à une schistosité mais ce sont aussi des joints de dissolution (stylolites) localement très denses qui définissent un véritable litage tectonique perpendiculaire au litage stratigraphique. Ce sont ces deux familles de plans verticaux qui limitent les blocs de la Fig. 165 (l'un schématisant l'ensemble de la carrière, l'autre un bloc de taille métrique). D'autres structures s'observent dans ces carrières comme des fentes à cristaux perpendiculaires aux deux plans précédents, ou bien arrangées en échelon et traduisant des plans de cisaillement avec deux directions de contraction successives, la première perpendiculaire à la stratification, la deuxième perpendiculaire à la schistosité.

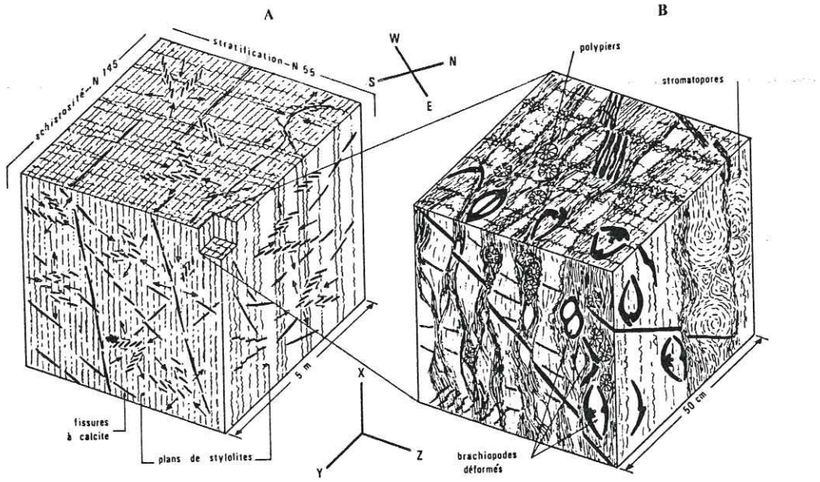


Figure 165 - Blocs de marbre vus à l'échelle des carrières (2A) et à l'échelle de l'affleurement (2B), montrant les différents marqueurs de la déformation. La déformation est continue à l'échelle de la carrière mais localement discontinue à l'échelle de l'affleurement.

Pour évaluer les changements de volume, la déformation a été mesurée sur les trois parements orthogonaux de la carrière qui contiennent les trois directions principales de déformation finie. Nous avons utilisé les témoins de déformation suivants :

- Des marqueurs de déformation continus à l'échelle de l'affleurement, comme les brachiopodes du genre Stringocephalus (Lecointre 1926), qui sont déformés avec la matrice calcaire.

- Des marqueurs de déformation discontinus comme les fentes à cristaux ou les plans de stylolites, avec mesure de l'épaisseur des fentes ou de leur décalage par les joints de dissolution (voir Fig. 134a)

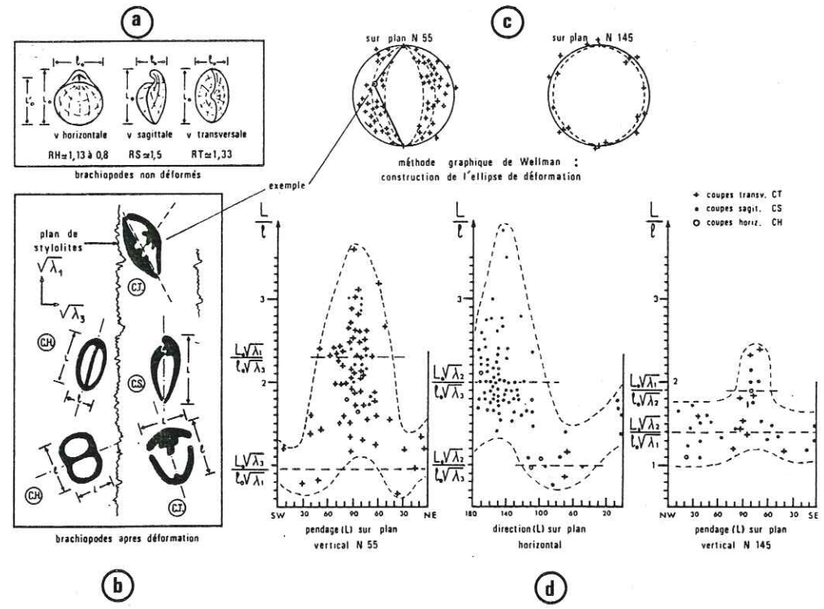


Figure 166 - Mesure de la déformation sur des Stringocephalus déformés ; (a) : Ces Brachiopodes non déformés dessinés d'après les descriptions paléontologiques du genre ; (b) : les mêmes fossiles en coupe après déformation, tels qu'ils apparaissent sur les trois parements de découpe, L/l = "Grande" longueur sur "petite" longueur ; (c) : construction de l'ellipse de déformation en utilisant la méthode graphique de Wellman. Un exemple est pris dans la figure b ; (d) : report des mesures du rapport L/l défini dans la figure b, en fonction de l'attitude de la ligne. L ; $\lambda^2 = L/L_0$ = longueur actuelle sur longueur initiale. Dans le texte on a utilisé la convention suivante : λ^2_1, = X, λ^2_2, = Y, λ^2_3, = Z.

A l'échelle de la carrière, toutes les déformations mesurées peuvent être considérées comme continues (voir Fig. 165). La déformation des Brachiopodes peut être estimée de deux manières :

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

- On peut simplement mesurer le rapport longueur sur largeur des différentes coupes de ces fossiles que l'on voit sur les trois parements (coupes transversales, horizontales, et sagittales). Les formes originelles et déformées sont données dans la Fig. 166.

- On peut aussi sur certains coupes (C.T.) mesurer l'angle entre appareil brachial et plan de fermeture des valves qui est originellement un angle droit.

L'exploitation des carrières ayant été suivie régulièrement pendant plus d'un an, seules les coupes bien caractéristiques ont été mesurées. Pour les coupes horizontales, le rapport originel (L/l) est différent pour les deux valves ce qui explique que ce type de coupe ait été souvent négligé.

Les résultats des mesures sur les brachiopodes déformés sont donnés dans la Fig. 166. On note que les diagrammes montrent une assez grande dispersion des mesures aussi bien pour la modification de l'angle droit (166c) que pour les rapports longueur sur largeur (166b). Cela peut s'expliquer de trois façons :

- Soit parce que le rapport L_o/l_o initial est variable mais ce n'est pas le cas puisque la dispersion est réduite sur le parement N145.

- Soit parce que la compétence relative entre la matrice et les fossiles n'est pas constante.

- Soit parce que l'intensité de la déformation est localement variable et que certains fossiles situés dans des zones de grande densité de plans de stylolites sont plus aplatis que d'autres situés dans des zones de moindre densité de ces plans.

Les deux dernières explications peuvent être invoquées simultanément puisque la compétence de la matrice va changer au cours de la déformation progressive parce que sa composition chimique va localement évoluer (avec des teneurs variables en minéraux insolubles).

Si on veut évaluer une valeur de déformation moyenne représentative à l'échelle de toute la carrière, il faut utiliser les valeurs moyennes données par les fossiles.

- Avec la méthode de Wellman le rapport X/Z est de 1,67 (parement N55) et le rapport X/Y est de 1,14 (parement N145).

- Avec le report des mesures de L/l en fonction de la direction, ou du pendage, de L la moyenne des mesures de L/l avec L parallèle au plan de stylolite représente le produit (L_o/l_o) (X/Y) et la moyenne des mesures de L/l avec L perpendiculaire au plan de stylolite représente (L_o/l_o) (Y/X). La valeur de X/Y se calcule aisément en faisant le rapport de ces données (en multipliant ces deux données on retrouve le rapport $(L_o/l_o)^2$). Sur le parement N55, X/Z = 1,56 ; sur le parement N145, X/Y = 1,16 ; sur le parement horizontal Y/Z = 1,41. Ces rapports doivent être compatibles pour former un ellipsoïde. En tenant compte de cette nécessité et des deux méthodes utilisées, les valeurs les plus satisfaisantes sont les suivantes :

$$X/Z = 1,61,\ X/Y = 1,15,\ Y/Z = 1,40$$

Mais la connaissance de la forme de l'ellipsoïde de déformation finie ne suffit pas pour estimer le changement de volume. Il faudrait en plus disposer d'au moins une valeur principale mesurée bien sûr à la même échelle que celle des fossiles. Cela n'est malheureusement pas possible dans les carrières et l'on retiendra simplement que ces marbres sont affectés d'une déformation interne assez importante.

Par contre d'autres marqueurs peuvent permettre un calcul du changement de volume de ces marbres mais ils traduisent une déformation discontinue à l'échelle de l'affleurement (et des marqueurs précédents). On peut en effet mesurer dans les carrières, d'une part l'extension cumulée perpendiculaire aux fentes à cristaux (et parallèle aux fibres du remplissage) et, d'autre part, par la mesure du décalage de ces fentes au niveau de joints de dissolution, on peut aussi estimer les valeurs de contraction par dissolution dans ces joints (Fig. 167).

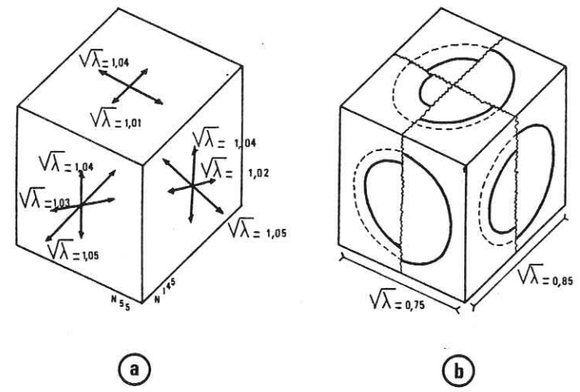


Figure 167 - Valeurs de la déformation données par chacun des deux marqueurs de déformation discontinue à l'échelle de l'affleurement, sur les trois parements de découpe orthogonaux. λ^2 = longueur actuelle sur longueur initiale ; a : valeurs données par les fentes à calcite ; b : valeurs données par les plans de stylolites (Voir Fig. 134a pour la méthode de mesure).

Les valeurs de contraction varient entre -10 % et -50 %. Les valeurs moyennes sont données sur la Fig. 167 avec -15 % suivant Y et -25 % suivant X. Elles correspondent à une diminution de volume de 36 %.

Les valeurs d'extension sont elles aussi localement variables mais à l'échelle de la carrière on obtient les valeurs moyennes suivantes (Fig. 167) : X = 1,05, Y = 1,03, Z = 1,02. Elles correspondent à une augmentation de volume de 10 % qui ne compense pas la diminution de volume par dissolution. Le fait d'avoir à la fois extension et contraction dans deux directions (Y et Z) n'est pas incompatible parce qu'il y a eu deux épisodes de déformation successifs avec deux directions de contraction perpendiculaires (Fig. 165).

Une valeur de déformation finie s'obtient par la combinaison des résultats donnés par les deux types de marqueurs. On a alors les valeurs suivantes : X = 1,05, Y = 0,88, Z = 0,77. Une diminution de volume de 29 % est ainsi mise en évidence à l'échelle de l'ensemble d'une carrière (400 m x 100 m). Il s'agit d'une valeur minimale puisque la déformation interne entre les plans de discontinuité (fentes et joints) pourrait aussi s'accompagner d'une diminution de volume.

Du point de vue bilan de matière, on peut observer que les exploitations de marbre sont restreintes au coeur d'amandes de roche, limitées par de grandes failles. Ceci parce que près de ces grandes failles, on note une augmentation des quantités de calcite, colmatant les plans de discontinuité. On a ainsi un système dans lequel la matière migre du coeur de ces amandes vers leurs limites. La taille du système clos n'a pas été estimée avec précision puisqu'il est difficile de mesurer les quantités déposées dans les zones de failles hors des carrières, mais cette taille ne peut être inférieure à plusieurs centaines de mètres.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

C'est aussi une taille de cet ordre de grandeur qui doit être associée à toutes les grandes fentes tectoniques de l'Oisans (voir Fig. 10a) qui s'étendent sur plusieurs dizaines de mètres, avec des épaisseurs de remplissage décimétriques. En effet, on n'observe pas autour de ces fentes de zone de dissolution très localisée (Jenatton 1981). Dans tous les cas les zones de départ de matière sont le plus probablement les plans de schistosité de dissolution-cristallisation (d'espacement micro à millimétrique) perpendiculaires à ces fentes.

On retrouve à ce propos une règle qui semble générale dans les déformations par dissolution-cristallisation (voir § IV.4) selon laquelle les zones de croissance sont le plus souvent très localisées dans l'espace (croissance dans des fentes, dans des zones abritées) alors que les zones de dissolution sont toujours très dispersées (dissolution au niveau des milliers de joints de dissolution qui entourent une fente où une zone abritée).

Un autre type d'exemple de transfert de matière associé à une déformation globalement ductile des roches est celui qui concerne les domaines initialements hétérogènes (le plus souvent lités) qui peuvent présenter des phénomènes de boudinage des domaines les plus résistants.

Des exemples de ce comportement sont donnés dans la Fig. 168, où des séries litées ont subi un aplatissement, avec une direction d'extension maximale dans le plan de litage (ce litage peut être une stratification mais aussi une schistosité de dissolution puisque celle-ci s'exprime le plus souvent par un litage tectonique, voir discussion § IV.4.D).

Dans tous les cas, on note un transfert des minéraux mobiles (comme le quartz et la calcite) depuis les lits initialement les plus riches en minéraux argileux ou micacés (mais qui contiennent évidemment aussi des minéraux mobiles !...), vers les lits initialement les plus riches en quartz et/ou calcite. Ces derniers, toujours plus résistants mécaniquement, sont boudinés lors de leur étirement et les minéraux mobiles colmatent les fentes interboudins. Le phénomène s'auto-amplifie puisque les lits initialement résistants, le deviennent encore plus par l'apport de minéraux comme le quartz ou la calcite (voir § IV.4). Par manque de témoins de l'état initial, nous n'avons pas pu calculer systématiquement les tailles des systèmes clos, mais il est probable que ces systèmes fonctionnent de la même manière que le tronçonnement des belemnites, avec un système clos d'une taille équivalente à celle des intertronçons (ici de l'ordre du cm ou du dm). En effet, comme dans l'exemple des bélemnites, on trouve toujours, dans les lits schisteux voisins des lits boudinés, des traces de dissolution et de diminution de volume.

Ce type de déformation progressive, avec boudinage et différenciation chimique peut correspondre à des valeurs de déformation finie assez importantes mais qui semblent inversement proportionnelles à la taille des interboudins (donc aux distances de transfert !).

- Ainsi, dans la couverture sédimentaire de Belledonne, une extension (X) horizontale parallèle à l'allongement du massif apparaît par des fentes colmatées qui sont des interboudins de strates décimétriques (Fig. 168a). La mesure des largeurs cumulées des remplissages donne une valeur d'allongement de 5 à 10 % (valeurs mesurées sur plusieurs dizaines de mètres le long de routes parallèles au massif de Belledonne). Cette extension correspond à l'extension totale des massifs de Lias, il n'y a ici pratiquement pas de déformation interne à l'intérieur des boudins.

- Dans les formations plissées de Bourg-d'Oisans, les strates (décimétriques) sont également boudinées lorsqu'elles sont parallèles aux plans axiaux des plis (mais avec une extension (X) verticale, voir Fig. 10d). Si on mesure cette extension en cumulant l'épaisseur des fentes interboudins, on la trouve aussi d'un ordre de grandeur de 5 % dans le secteur d'Oulles (voir Fig. 142). La différence avec l'exemple précédent est que dans cette région les valeurs de l'extension, données par d'autres structures boudinées de plus petite taille comme les bélemnites tronçonnées, sont bien plus importantes (de l'ordre

de 300 %). Si on examine des petits filons interstratifiés de taille intermédiaire entre celle des strates et celle des fossiles (Fig. 168b), on remarque que les valeurs d'extension par boudinage sont aussi intermédiaires. Ainsi, dans un même secteur, il semble y avoir une relation entre les valeurs d'extension (par boudinage) et l'épaisseur des couches boudinées (ou la largeur des fentes intertronçons mesurées dans le plan XZ de déformation finie, ici Y = 1). On peut résumer ces relations comme suit (voir aussi Fig. 24 & 142) :

- De grandes fentes horizontales d'une largeur de l'ordre de 50 m traduisent une extension verticale de l'ordre de 0,1 %.
- Des fentes interboudins de strates d'une largeur de l'ordre de 10 cm traduisent une extension verticale de l'ordre de 5 %.
- Des fentes intertronçons de filons (interstratifiées) d'une largeur de quelques cm traduisent une extension de 50-100 %.
- Des fentes intertronçons de bélemnites étirées parallèles à X d'une largeur de 5-10 mm traduisent une extension de 300 %.

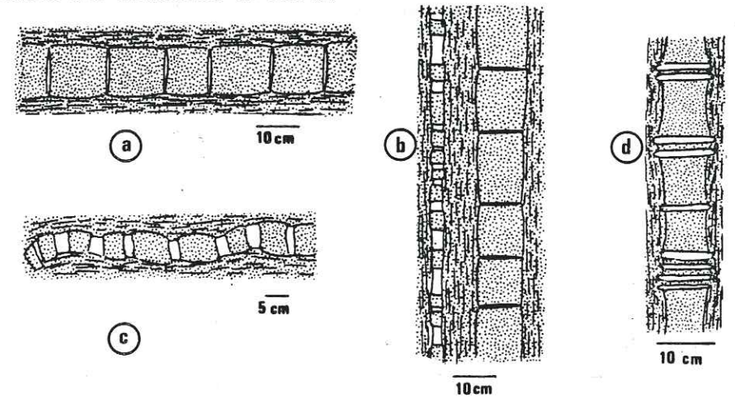


Figure 168 : Quelques exemples de déformation progressive d'un matériau initialement hétérogène (ici lité), avec boudinage des lits les plus résistants et transfert de matière (quartz, calcite) depuis les lits les plus riches en minéraux phylliteux (mais contenant bien sûr du quartz et de la calcite) vers les lits les plus riches en ces minéraux mobiles, (lits plus résistants mécaniquement). (a) : Bajocien de la couverture ouest de Belledonne (voir Fig. 142). (b) : Filon de faible épaisseur très étiré dans un flanc de pli (Bourg-d'Oisans), voisin de strates apparemment moins boudinées. (c) : Strates boudinées (dans la région de Briançon) puis plissées, la succession des événements permet de calculer la durée du boudinage. (d) : Boudins boudinés de la route d'Oulles (Bourg d'Oisans).

Dans un tel contexte, seuls les tronçons des plus petits domaines (bélemnites) se comportent comme des éléments rigides (Fig. 15). Les autres présentent des déformations internes aux boudins. La valeur de cette déformation interne est d'ailleurs, d'une certaine façon, proportionnelle à la taille de ces boudins. Bien évidemment les systèmes ne peuvent pas être exactement clos à toutes les échelles mais nous raisonnerons ici comme s'ils étaient quasiment clos à toute échelle (voir une discussion plus complète § IV.4.D.c.).

Une application intéressante de ces observations est d'essayer de mettre en parallèle les relations entre valeurs de déformation et taille des structures avec les relations théoriques établies au § II.4. Si la durée de déformation (Δt) est la même pour tous les processus de boudinage, quelle que soit leur taille, et si la taille des systèmes clos est de l'ordre de grandeur de celle des boudins (donc de la largeur (d) des fentes mesurées dans le plan XZ), on peut établir une relation entre les valeurs de déformation (e) et la taille des boudins qui est effectivement comparable aux relations théoriques de la forme $\dot{\varepsilon} = f(1/d^n)$ (puisque $\dot{\varepsilon} = e/\Delta t$).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

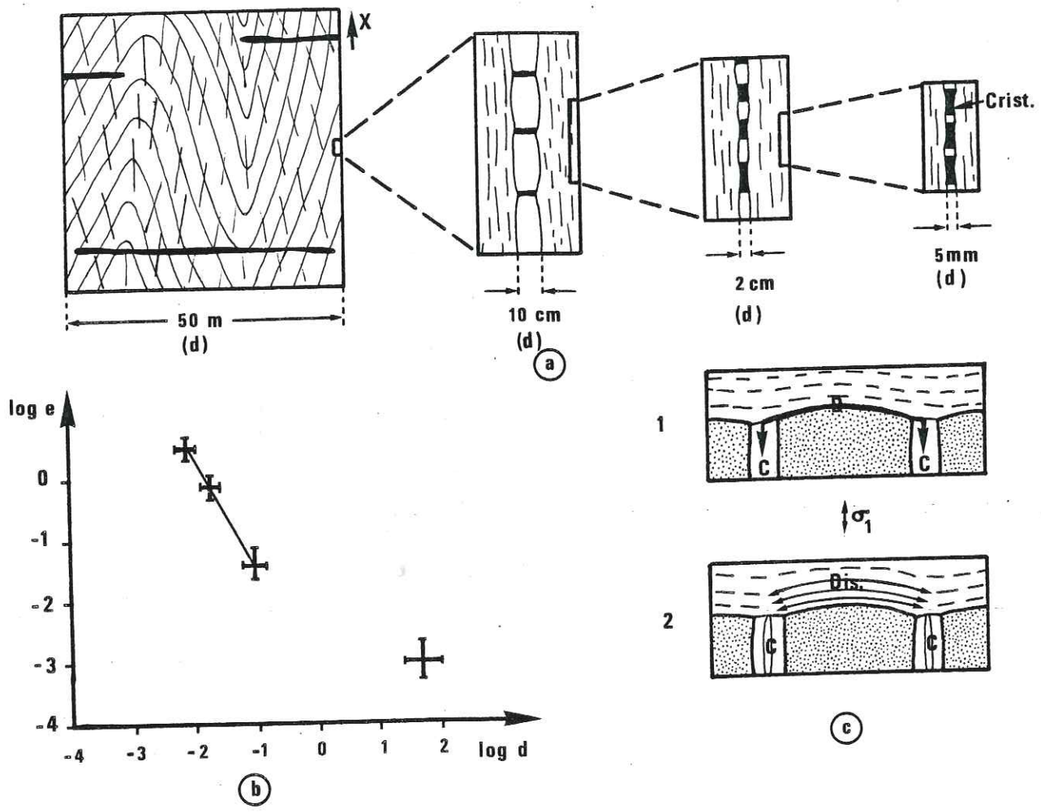


Figure 169 : Dans un même secteur (région d'Oulles, Bourg-d'Oisans, voir Fig. 24 & 142) qui présente une extension (X) verticale, la valeur de l'extension donnée par des fentes interboudins (e) est inversement proportionnelle à la largeur de ces fentes (dans le plan XZ) donc inversement proportionnelle à la taille des boudins (d) (ou à la distance de transfert, voir Fig. 169c) ; (a) : aspect à l'observation ; (b) : report sur un diagramme de ces relations ; (c) : différents chemins de transfert de matière autour d'un boudin : c_1 = transfert par diffusion le long d'un seul joint de dissolution (perpendiculaire à σ_1) puis de cristallisation (parallèle à σ_1) ; c_2 = transfert par diffusion à partir d'une large zone de dissolution vers des fentes ouvertes interboudins.

Le résultat est reporté sur la Fig. 169b. La pente de la droite log e = f (log d) nous donne la valeur de n dans cette relation $e = f(1/d^n)$. On trouve une valeur n proche de 2 si on prend en compte seulement les trois systèmes les plus petits (boudinage des bélemnites, des petits filons et des strates). Par contre si on intègre les grandes fentes, la valeur de n est plutôt proche de 1. On peut discuter de ces valeurs de la manière suivante:

On assimile les transferts de matière autour d'un boudin à la déformation d'un cube de côté d (épaisseur et largeur des boudins). Avec les plus petits systèmes, de taille comprise entre 5 mm et 10 cm, les modèles de déformation de type R, D et D' peuvent s'appliquer (voir § II.4.C), la dépendance de $\dot{\varepsilon}$ (ou ici e puisque Δt est le même), est respectivement en $1/d$, $1/d^3$ et $1/d^2$. C'est donc plutôt un modèle avec vitesse limitée par le transfert (D ou D') qui s'accorderait ici à une valeur $n \cong 2$. On pourraît écrire une relation mixte de déformation (D-D') comme suit (voir § II.4.C).

$$\dot{\varepsilon} = (\Delta\mu/R\ T)\ ((\alpha\ w\ D_m\ \bar{c}/d^3)+(\alpha'\ D_s\ \bar{c}/d^2))$$

avec $\Delta\mu$ = force motrice du transfert (par exemple $\Delta\mu = \Delta\sigma_n\ Vs$), α et α' = constantes, $\bar{c}$ = concentration du solide en solution, D_m et D_s = coefficients de diffusion respectivement soit le long d'un seul joint (d'épaisseur w) autour du boudin, soit à travers la matrice qui entoure le boudin (voir Fig. 169c).

C'est une différence dans la géométrie des chemins de transfert qui fait ensuite que l'on peut avoir une dépendance en $1/d^2$ ou $1/d^3$. On peut schématiser cette différence comme sur la Fig. 169c. Si le transfert s'effectue, par diffusion, le long d'un seul joint d'abord joint de dissolution (perpendiculaire à σ_1), puis joint de cristallisation (parallèle à σ_1) d'épaisseur w, on a une relation $e = f(1/d^3)$. Si le transfert s'effectue, par diffusion, à travers une large zone (de taille proportionnelle à celle du boudin (d)), à partir de multiples joints de dissolution, vers des fentes ouvertes remplies de fluide (vitesse du transfert dans les fentes, à l'échelle de temps, quasi-instantanée), on a alors plutôt une relation du type $e = f(1/d^2)$. C'est donc plutôt un modèle de ce dernier type qui semble correspondre à la valeur de n observée. Il est cependant évident que ce type de résultat doit être confirmé sur d'autres secteurs, mais c'est une façon d'approcher le mécanisme des transferts dans la déformation par dissolution-cristallisation.

Il reste à expliquer la valeur $n \cong 1$ obtenue avec les grandes fentes. En fait, il s'agit d'un cas un peu particulier dans la mesure déjà où la taille du système clos (si elle est à l'échelle de ces fentes) impose un transfert par infiltration. Ce sont donc les modèles R ou I' qu'il faudrait prendre en compte et comparer, (Fig. 63). Le changement de pente de la droite log e = f (log d) indiquerait une modification du mécanisme limitant la vitesse de fluage. Mais il faut être prudent parce que l'étude des inclusions fluides des cristaux dans les fentes (Bernard 1978, Jenatton 1981) nous a montré que les grandes fentes peuvent être relativement tardives par rapport aux fentes intertronçons de fossiles ou de strates. Si les durées de "boudinage" sont différentes, la valeur n = 1 n'a évidemment aucune signification.

Un autre exemple intéressant est celui d'une série stratifiée boudinée de la région de Briançon (Fig. 168c) parce que Tricart (communication orale), pense pouvoir fixer la durée maximale de ce processus de boudinage (avec des critères tectono-stratigraphiques) à 5 millions d'années (les strates ont ensuite été plissées). Cette valeur d'une durée de déformation naturelle est d'autant plus précieuse que de telles données sont très rares. Nous avons donc cherché à l'utiliser pour calculer des ordres de grandeurs des paramètres les moins bien connus dans la déformation par dissolution-cristallisation (les coefficients de diffusion). En postulant que c'est la vitesse de transfert par diffusion qui impose la vitesse de déformation, on peut utiliser les modèles théoriques D ou D' (voir précédemment et Fig. 169c). Avec des valeurs moyennes pour les différents paramètres (voir § II.4.C) : T = 200°C, $\Delta\sigma_n$ = 10 MPa, d = 5 cm, w = 10 µm, c = 10^{-4}, on utilise une valeur de déformation $\dot{\varepsilon} = \Delta d/d\ \Delta t = 0{,}3/1{,}5\ 10^{14} = 2.10^{-15}\ s^{-1}$. Selon les modèles (D ou D') on trouve des valeurs des coefficients de diffusion $D_m = 10^{-10}\ m^2/s$ (modèle D) ou $D_s = 6\ 10^{-14}\ m^2/s$ (modèle D'). Ces valeurs paraissent plutôt élevées par rapport à des vitesses de diffusion aux joints de grains mais la vitesse de diffusion dans des schistes "mouillés" est peut être effectivement plus rapide que le long de joints de grains. Si les amas de minéraux phylliteux jouent le rôle de chemins de transfert privilégiés, la vitesse de diffusion à travers la roche peut être proche de la vitesse de diffusion dans des agrégats de ces minéraux, (voir Calvet 1973 pour des mesures de diffusion dans des argilites).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Numéro de l'échantillon	Numéro de la figure où il est présent	α	Quartz	Calcite	Dolomite	Illite	Chlorite	Oxyde de Titane	Pyrite	Paragonite	I_p	I_e	I_p/I_e	Δ	$\Delta V/V_Q$	$\Delta V/V_C$	$\Delta V/V_D$
VR 1	143a		29.77	30.49	13.10	18.47	7.44	0.70	0	0		26.61	0.81	-19%	-30%	-23%	-13%
VR 2	"		27.60	31.06	15.92	19.65	4.40	0.74	0.59	0		25.38	0.85	-15%	-31%	-18%	+11%
VR 3	"		20.00	28.92	15.85	25.81	8.37	1.01	0	0		35.19	0.61	-39%	-64%	-45%	-21%
VR 4	"		18.67	27.50	12.72	29.14	10.95	0.99	0	0		41.08	0.52	-48%	-72%	-55%	-46%
VR 5	"		22.28	18.64	14.97	30.31	12.76	1	0	0		44.07	0.49	-51%	-68%	-71%	-40%
VR 6	"		18.92	23.04	16.92	29.14	11.03	0.92	0	0		41.09	0.52	-48%	-71%	-63%	-28%
VR 7	"		24.69	26.52	14.71	23.70	9.54	0.82	0	0		34.06	0.63	-37%	-55%	-48%	-24%
VR 8	"		23.61	28.10	16.09	23.13	8.25	0.79	0	0		32.17	0.67	-33%	-54%	-41%	-12%
VR 9	"		34.21	32.02	12.21	15.20	5.75	0.56	0.02	0	21.53						
VR 10	"		24.80	35.37	14.53	18.25	6.20	0.71	0.11	0		25.16	0.86	-14%	-38%	- 5%	+ 2%
VR 11	"		14.05	30.07	16.02	26.89	12.06	0.87	0	0		39.82	0.54	-46%	-78%	-49%	-29%
VR 12	"		19.12	45.83	14.78	10.91	9.22	0.12	0	0		-20.25	1.01	+ 1%			
VR 13	"		15.93	39.10	23.15	14.86	5.94	0.5	0.49	0		-21.79	0.94	- 6%			
VR 14	"		19.93	41.32	18.32	12.11	8.01	0.27	0	0	20.39						
VR 15	"		17.48	39.87	22.77	14.00	4.51	0.42	0.9	0		-19.85	1.03	+ 3%			
VR 16	"		16.79	40.09	23.02	14.9	3.75	0.37	1.05	0		-20.07	1.02	+ 2%			
VR 110 A	141		21.35	12.73	14.67	35.24	14.73	1.25	0	0		51.22	0.61	-39%	-66%	-39%	-28%
VR 110 B	"		15.67	6.17	16.40	47.23	12.81	1.68	0	0		61.72	0.51	-49%	-79%	-75%	-52%
VR 110 C	"		35.77	10.60	17.58	26.20	9.23	0.58	0	0		36.01	0.87	-13%	-19%	-28%	-12%
VR 110 D	"		38.39	12.81	17.39	23.84	6.95	0.59	0	0	31.37						
VR 110 E	"		29.11	9.23	18.62	32.16	9.39	1.45	0	0		43.00	0.73	-27%	-45%	-47%	-22%
VR 110 F	"		16.88	9.61	16.21	44.09	11.33	1.85	0	0		57.27	0.55	-45%	-76%	-59%	-49%
VR 110 G	"		10.01	9.82	13.90	48.87	15.65	1.72	0	0		66.24	0.47	-53%	-88%	-64%	-62%
CL 1	147c	42.5	23.69	38.41	0	19.35	10.84	0.71	1.05	5.92	37.87						
CL 2	"		26.26	28.05	0	22.91	13.68	1.20	0.5	7.37		45.66	0.83	-17%	- 8%	-39%	
CL 3	"		24.70	38.77	0	19.45	10.28	0.54	0.95	5.27	36.49						
CL 5	"	40	23.75	40.67	0	18.93	10.07	0.48	0.84	5.22	35.54						
CL 6	"		27.91	28.22	0	23.55	12.25	0.86	0.59	6.59		43.84	0.82	-18%	- 4%	-43%	
CL 7	"	37.5	22.87	40.83	0	20.79	10.99	0	0.82	3.72	36.32		0.83	-17%	+ 2%	-43%	
CL 8	"	32.5	24.25	36.47	0	19.73	11.11	0.87	0.63	6.91		39.25	0.93	- 7%	- 1%	-17%	
CL 9	"	35	22.27	42.85	0	18.23	10.34	0.63	0.62	5.03	34.85		0.89	-11%	- 3%	-24%	
CL 10	"		23.52	40.79	0	18.69	10.66	0.65	0.81	4.85	35.66						
CL 11	"	40	26.87	28.86	0	21.38	12.80	1.21	0.51	8.40		44.30	0.80	-20%	- 9%	-43%	
CL 13	"		23.20	39.92	0	18.46	10.59	0.77	0.99	6.1	36.85						
CL 14	"	35	24.71	33.26	0	19.54	11.97	1.1	0.78	8.59		41.98	0.88	-12%	- 6%	-27%	
CL 15	"		22.91	39.58	0	18.25	10.96	0.97	0.72	6.57	37.47						
CL 16	"	37.5	26.41	28.93	0	20.60	12.58	1.29	0.59	9.57		44.63	0.84	-16%	- 3%	-39%	
CL 17	"	40	24.66	38.92	0	18.36	10.48	0.81	0.78	5.95	36.38		0.82	-18%	-12%	-39%	
MI 1	147a		28.88	26.25	0	31.30	10.74	0.94	1.86	0	44.84						
MI 2	"		27.73	19.07	0	36.95	13.82	1.52	0.89	0		53.18	0.84	-16%	-19%	-39%	

Numéro de l'échantillon	Numéro de la figure où il est présent	α	Quartz	Calcite	Dolomite	Illite	Chlorite	Oxyde de Titane	Pyrite	Paragonite	I_p	I_e	I_p/I_e	Δ	$\Delta V/V_Q$	$\Delta V/V_C$	$\Delta V/V_D$
ME 1	147b	70	50.73	14.15	1.87	22.96	9.52	0.74	0	0		33.22	0.46	-54%	-46%	-82%	-85%
ME 2	"	70	41.72	20.37	2.88	24.14	9.14	1.73	0	0		35.01	0.43	-57%	-58%	-76%	-78%
ME 3	"	30	45.49	33.31	3.49	10.02	7.35	0.32	0	0		17.69	0.86	-14%	- 9%	-21%	-47%
ME 4	"		42.99	36.06	5.71	9.20	5.4	0.25	0.35	0	15.20						
ME 5	"	30	43.85	34.25	3.34	10.78	7.44	0.31	0	0		18.53	0.82	-18%	-16%	-22%	-52%
ME 6	"	70	42.61	26.63	1.66	21.43	8.93	0.70	0	0		31.07	0.49	-51%	-51%	-64%	-86%
ME 7	"	70	47.49	18.66	1.19	22.66	9.3	0.65	0	0		32.61	0.49	-53%	-48%	-76%	-90%
ME 10	147e		51.15	21.95	9.08	6.06	11.32	0.41	0	0	17.79						
ME 11	"		55.45	15.63	6.17	8.85	13.49	0.38	0	0		22.72	0.78	-22%	-15%	-44%	-47%
ME 12	"		51.07	17.23	5.89	11.34	13.84	0.59	0	0		25.77	0.69	-31%	-31%	-46%	-55%
ME 20		60	56.31	16.57	6.54	14.14	4.79	1.02	0.58	0		20.53	0.53	-47%	-40%	-76%	+ 2%
ME 21			49.49	36.12	3.4	5.29	5.67	0	0	0	10.96						
ME 22		60	56.08	15.49	3.88	5.85	18.09	0.58	0	0		24.52	0.63	-37%	-24%	-70%	-57%
ME 23			46.58	32.38	5.66	4.10	10.10	0.75	0.39	0	15.34						
ME 28		50	25.77	35.15	14.04	21.32	0	0.70	2.99	0		25.01	0.83	-17%	-24%	-19%	-23%
ME 29			28.30	35.83	15.11	17.00	0	0.62	3.11	0	20.73						
ME 30		40	24.53	41.65	11.95	17.75	1.69	0.5	1.91	0		21.85	0.9	-10%	-12%	-16%	+ 2%
ME 31			25.06	44.65	10.54	14.95	3.09	0.31	1.36	0	19.71						
ME 32		60	41.83	26.16	2.09	20.01	9.03	0.86	0	0		29.90	0.69	-31%	-24%	-54%	-24%
ME 33			38.09	39.40	1.90	12.29	7.87	0.43	0	0	20.59						
FR 11	147d		48.23	22.92	0	23.45	2.53	0.68	2.15	0		28.81	0.85	-15%			
FR 12	"		52.05	22.92	0	26.72	2.05	0.61	2.34	0		31.72	0.77	-33%			
FR 13	"		53.41	18.09	0	23.49	2.25	0.75	1.97	0		28.46	0.86	-14%			
FR 15	"		49.68	25.74	0	19.17	3.79	0.98	0.61	0	24.55						
MA 1	152		39.07	40.68	0	15.79	3.96	0.47	0	0	60.90						
MA 2	"		37.08	42.72	0	16.06	4.11	0.02	0	0		63.62	0.96	- 4%			
MA 3	"		37.15	41.79	0	16.33	4.10	0	0.6	0		62.82	0.97	- 3%			
MA 4	"		39.78	42.28	0	13.45	4.17	0.29	0	0		60.19	1.01	+ 1%			
MA 5	"		42.93	38.20	0	14.93	3.63	0.27	0	0		57.03	1.07	+ 7%			
LE 1	163		54.37	27.29	8.26	8.45	0	0.08	1.52	0	10.05						
LE 2	"		53.53	23.00	9.22	11.97	0	0.14	2.11	0		14.22	0.71	-29%	-27%	-40%	-21%
LE 3	"		53.49	22.43	8.75	12.87	0	0.37	2.05	0		15.29	0.66	-34%	-35%	-46%	-30%
LG 1	162		8.42	75.04	7.48	7.71	0	0.05	1.27	0		9.03	0.98	- 2%			
LG 2	"		13.26	72.74	4.81	6.64	1.69	0.26	0,56	0							
LG 3	"		8.74	75.09	7.35	7.64	0	0,03	1.22	0	8.89						
HU P 113	164		30.84	32.73	0	24.58	8.6	0	3.23	0	36,41						
HU E 113	"		17.87	11.97	0	46.04	14.35	0.77	8.96	0		70.12	0.52 0.52	-48%	-70%	-81%	

Figure 170. Tableau des compositions et des calculs des changements de volume sur différents échantillons naturellement déformés.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

IV.4/ DISCUSSION DE PROBLEMES GENERAUX EN RELATION AVEC LES DEFORMATIONS NATURELLES PAR DISSOLUTION-CRISTALLISATION

En utilisant les résultats des exemples précédents, nous discuterons successivement des problèmes suivants :

- L'observation d'une mobilité différente des minéraux selon les conditions de déformation nous permettra de discuter de l'influence des valeurs de solubilité des espèces mobiles en solution sur les vitesses de déformation.

- La description de l'initiation et du développement des zones de dissolution et des zones de cristallisation, permettra de préciser les forces motrices des transferts.

- Nous discuterons ensuite des mécanismes d'apparition et de développement des litages tectoniques en relation avec la déformation par dissolution-cristallisation puis de la possibilité d'atteindre des états d'équilibre géométrique et de composition chimique des domaines différenciés.

- Nous donnerons enfin quelques exemples d'application de l'étude des processus de dissolution-cristallisation concernant : les relations entre différenciation chimique et différenciation structurale, ou bien la redistribution des substances utiles, ou bien encore, le comportement de failles alternativement ductiles et cassantes (asismiques et sismiques).

IV.4.A/ Mobilité différente des minéraux

Au vu des résultats synthétisés dans le tableau de la Fig. 170, une première observation importante est que ce ne sont pas toujours les mêmes minéraux qui sont les plus mobiles. D'une manière générale, on constate que lorsque les transferts sont associés à une déformation de la roche avec schistosité de flux (échantillon type VR) le quartz est plus mobile que la calcite et la dolomite (Fig. 171c). Par contre, lorsque ces transferts sont associés à une déformation de la roche avec schistosité de crénulation (échantillon type C.L, M.E), c'est la calcite (et quelquefois la dolomite) qui sont nettement plus mobiles que le quartz (Fig. 171a-b).

Ces échantillons proviennent tous de la couverture sédimentaire des massifs de Belledonne, des Grandes-Rousses ou du Pelvoux, et grâce à des études de microthermométrie des inclusions fluides des cristaux syntectoniques, on connaît assez bien l'évolution de la densité des fluides présents lors de la déformation progressive de cette couverture (Gratier et al 1973, Bernard 1978, Jenatton 1981). D'une manière générale la densité de ces fluides (qui est une fonction à la fois de la température et de la pression) s'accroît au cours du temps ce qui traduit globalement une décroissance des températures et/ou des pressions de ces fluides. Dans le détail, l'évolution thermodynamique est un peu plus compliquée avec, à l'échelle régionale, un effet thermique du socle (Bernard et al 1977), et localement des surpressions de fluides transitoires (voir discussion § III.4.E).

Si, d'une manière générale, les valeurs des températures-pressions des fluides associés à la schistosité de crenulation sont inférieures à celles des fluides associés à la schistosité de flux, on ne connaît pas exactement ces conditions de températures et pressions dans la couverture sédimentaire puisqu'on ne dispose que des mesures de densité de ces fluides. Cependant, des valeurs indépendantes de températures ont pu être obtenues

par Poty et al (1974), par mesure du rapport K/Na dans les fluides de croissance. Sur une fente des Grandes-Rousses, située dans le socle (mais près de la limite socle/couverture), avec Th = 183°C, ces auteurs trouvent une température réelle de 335°C donc une pression de 170 MPa. En assimilant la pression de fluide à la pression lithostatique, on peut en déduire un gradient géothermique moyen de 50°C/km. Des mesures plus nombreuses dans les massifs du Mont-Blanc et de l'Aar, donnent un gradient géothermique de 37°/km.

Les valeurs de Th que l'on trouve dans les fentes de sédimentaire associées au développement de la schistosité de flux, puis de la schistosité de crénulation sont plus basses (respectivement 155°C et 100°C, Fig. 107c, haut). Compte tenu de la situation de la fente du socle (décrochement) on peut admettre que son colmatage est plutôt contemporain du développement de la schistosité de flux (Gratier et al 1973). Avec un gradient géothermique compris entre 50°C/km et 45°C/km, les valeurs de température et pression de formation de la schistosité de flux seraient de 260-290°C avec une pression de 130 à 170 MPa, alors que ces valeurs pour la schistosité de crénulation pourraient être de 140-150°C avec une pression de 70 à 90 MPa (Fig. 172a).

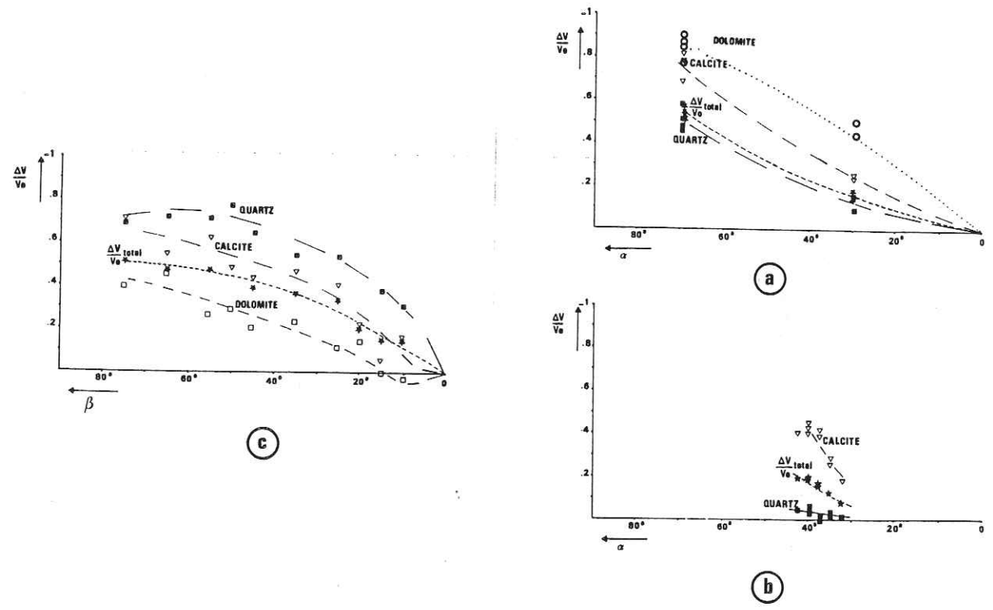


Figure 171 : Comparaison du comportement des différents minéraux mobiles qui quittent le flanc d'une couche plissée dans des roches affectées d'une schistosité de crénulation (a & b) ou bien affectées d'une schistosité de flux (c). Dans les premiers cas, calcite et dolomite sont les plus mobiles, dans le troisième cas, c'est le quartz qui est le plus mobile. Ces exemples correspondent aux séries d'échantillons nommées ME (a, Fig. 147b, 148), CL (b, Fig. 147c, 148), VR (c, Fig. 143). Les valeurs de diminution de volume $\Delta V/V_o$ varient aussi ici en fonction de l'angle (α ou β) entre flanc et charnière (voir § IV.3.A).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

De tels gradients géothermiques sont courants dans la nature et dans ce contexte structural. Cependant, dans le cas considéré, si la pression des fluides est égale à la pression lithostatique, ils impliquent une couverture de plus de 6 km au-dessus de la vallée de Bourg-d'Oisans au moment du plissement avec schistosité de flux. Comme la série stratigraphique plissée, actuellement visible (jusqu'au Crétacé) ne comporte pas plus de 2000 m, il se pose le problème des 4 km d'épaisseur disparus !... Si la pression des fluides (P) excède largement la pression lithostatique (σ_3) il doit apparaître des fentes horizontales de type fracture hydraulique. C'est bien ce que l'on observe (voir Fig. 10a). Mais la surpression des fluides lors de ces ruptures ($P-\sigma_3$) ne doit guère pouvoir dépasser 20 MPa (voir § II.3), ce qui correspond à 800 m. Si le développement de ces fentes est assez tardif (plutôt associé à la schistosité de crenulation), il n'y a pas trop de problèmes (voir Fig. 172a) mais on peut mesurer, dans ces fentes, des valeurs de température d'homogénéisation autour de 150°C (Jenatton, 1981). La grande régularité des valeurs, d'une fente à l'autre, exclut alors en fait la possibilité de surpression de valeurs très élevées (il faudrait qu'elles atteignent 100 MPa !...). Une deuxième explication est que le massif cristallin des Grandes-Rousses ait été chevauché par une série aujourd'hui disparue. A l'appui de cette thèse, on relève sur les coupes du bassin de Bourg-d'Oisans (de 800 à 3000 m), la torsion des plans axiaux des plis qui sont droits dans les fonds des vallées et qui deviennent de plus en plus déversés en montant en altitude (voir Gratier et al 1973). Nous raisonnerons donc sur un gradient géothermique maximal de 50°C/km.

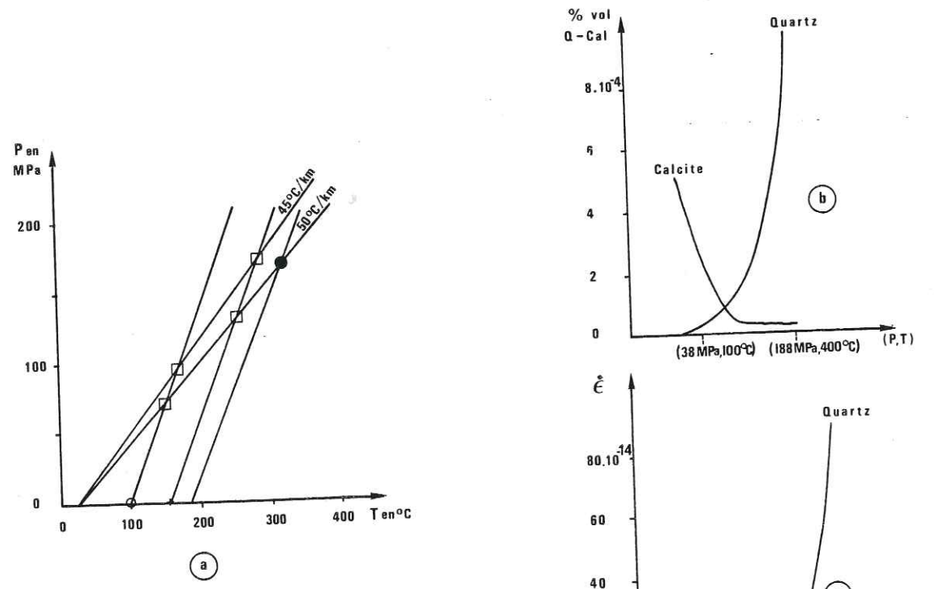


Figure 172 : (a) : Report des valeurs P.T des fluides présents dans des fentes et associés à la déformation par dissolution-cristallisation dans la couverture de Belledonne, Grandes-Rousses : croix = Th cristaux associés à une schistosité de flux ; ronds = Th cristaux associés à une schistosité de crénulation ; points = couple P.T. mesuré par Poty et al (1974) dans une fente associée à la schistosité de flux (à la limite socle/couverture) ; carrés : couples P.T. déduits des valeurs précédentes, avec deux gradients géothermiques (45-50°C/km). (b) : Evolution de la solubilité de la calcite et du quartz dans l'eau, en fonction du couple pression-température le long d'un gradient géothermique de 50°/km. (c) : Evolution théorique de la vitesse de déformation d'un agrégat de quartz (ou de calcite), en fonction du même paramètre que ci-dessus.

L'explication du comportement contradictoire du quartz et de la calcite pourrait alors être recherchée dans la différence de température au cours des déformations successives. En effet, alors que la solubilité dans l'eau du quartz augmente avec la température, celle de la calcite diminue. Il ne nous est pas cependant apparu très logique de raisonner uniquement sur la température et nous avons testé théoriquement cet effet en considérant que l'augmentation de température s'accompagne d'une augmentation de pression (avec le gradient géothermique maximal de 50°C/km). A partir des données de solubilité trouvées dans la littérature (voir Fig. 59) on peut tracer l'évolution de ces valeurs de solubilité pour les deux minéraux (Fig. 172b). Puis on peut utiliser ces valeurs, par exemple dans un modèle de déformation avec gradient de potentiel chimique et vitesse de déformation limitée par les transferts par diffusion (type modèle D ou D'). Avec les valeurs déjà utilisées au Chap. II pour les autres paramètres, on trace alors l'évolution des valeurs de vitesses de déformation en fonction de l'évolution du couple (P.T), Fig. 172c). On trouve alors qu'au-dessous d'un point T = 180°C, P = 100 MPa, la déformation est plus rapide avec de la calcite et qu'au contraire au-dessus de ce couple P.T, c'est avec du quartz que la déformation est la plus rapide. En raisonnant de manière simpliste, s'il n'y a pas d'interférence entre les minéraux, à vitesse de déformation constante d'un agrégat comportant entre autres quartz et calcite, la calcite doit être plus mobile que le quartz au-dessous du couple P.T=180°C_100 MPa et ce doit être l'inverse au-dessus.

Ce test est bien compatible avec nos observations, puisque les conditions de formation des deux schistosités sont nettement de part et d'autre du point 180°C - 100 MPa. Il est évident que cette hypothèse devrait être vérifiée sur beaucoup d'autres exemples. Cependant si elle est correcte, la mesure du rapport entre la quantité de calcite et la quantité de quartz dissous, pourrait nous donner une indication sur les conditions P.T de la déformation (si elles sont restées constantes, voir ci-dessous). Il s'agirait bien sûr d'une valeur très approchée compte tenu de l'imprécision sur la mesure des quantités transférées (voir IV.2).

Le raisonnement précédent implique la possibilité d'une dissolution (ou d'une croissance) simultanée du quartz et de la calcite. Ceci s'observe bien sur certaines zones de croissance dans les zones abritées où des fibres de calcite et de quartz sont parallèles, et se sont développées à partir de cristaux initiaux différents (voir Fig. 17d et aussi de beaux exemples dans Ramsay, 1980). Ce raisonnement implique aussi que les conditions de déformation restent constantes pour un épisode de déformation donné. Or, sur plusieurs exemples, on voit que le rapport entre les quantités transférées de quartz et celles de calcite, change en cours de déformation. Cela s'observe, par exemple, sur la Fig. 15b (colmatage successif de calcite et de quartz), et sur la Fig. 172 (classement par mobilité qui évolue en fonction de l'angle entre flanc et charnière, donc d'une certaine manière avec la déformation progressive). On peut reprendre l'explication précédente (Fig. 172c), lorsqu' on sait que les conditions de température et pression changent au cours de la déformation, mais il ne faudrait plus alors raisonner sur des épisodes indépendants (comme sur cette Figure 172c), mais sur une évolution progressive des conditions de déformations. Il ne faut enfin pas non plus exclure que des réactions de dissolution (ou de cristallisation) puissent être inhibées au cours des déformations, pour l'un ou l'autre des minéraux mobiles, mais alors, ce sont des modèles de déformation de type R (vitesse limitée par les réactions) qui devraient être utilisés pour tracer l'évolution des vitesses de déformation en fonction des conditions de cette déformation.

Pour ce qui concerne le comportement de la dolomite par rapport aux autres minéraux mobiles, on remarque que dans les échantillons avec schistosité de flux, ce minéral est un peu moins mobile que la calcite (série des échantillons type VR). Par contre, avec une schistosité de crénulation, la dolomite peut être plus mobile que la calcite sur certains échantillons (Fig. 171b), mais il faut être très prudent avec ces résultats parce que, dans ces échantillons, la teneur initiale en dolomite est très faible (5 %) et l'imprécision sur les calculs de diminution de volume doit être importante. On remarquera

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

d'ailleurs sur le tableau général des résultats que sur d'autres échantillons de la série ME, la calcite est plus mobile que la dolomite. Comme pour l'exemple précédent comparant les mobilités du quartz et de la calcite, il est maintenant nécessaire d'étudier systématiquement cette mobilité différentielle pour d'autres minéraux sous contrainte, avec différentes conditions de déformation.

On retiendra de cette discussion sur l'observation de mobilité variable des différents minéraux selon les conditions de déformation, qu'il semble possible d'admettre que ces différences de comportement proviennent des différences de concentration en solution des différents minéraux au moment de la déformation. Ceci est compatible avec les trois modèles théoriques de déformation par dissolution-cristallisation (D, I et R) où le terme $\bar{c}$ (solubilité de l'espèce en solution) intervient (de manière d'ailleurs un peu particulière dans le modèle I). Cela confirme la validité de ces modèles au moins pour ce qui concerne le paramètre "concentration des espèces en solution", (voir Fig. 63).

IV.4.B/ Initiation et développement des zones de dissolution

a) Relations contrainte-dissolution

Tous les exemples des chap. I & IV, montrent que la déformation par dissolution-cristallisation est, à une certaine échelle, une déformation discontinue. Elle implique la présence d'un fluide solvant d'une partie au moins des minéraux qui composent la roche. Cette dissolution se produit toujours à l'interface entre un domaine de roche (ou de minéral) solide, et une zone saturée en fluides (libres ou piégés) qui, selon l'échelle des phénomènes, peut être un joint de grain, ou une zone riche en minéraux phylliteux (argiles, micas) que l'on appelle joint de dissolution, et dont l'épaisseur varie de quelques µm à plusieurs mm dans les exemples considérés.

Il est important de s'interroger ici sur les raisons de cette situation particulière des dissolutions qui s'observent systématiquement à la limite entre des domaines que l'on peut considérer comme riches en matière mobile (le plus souvent la roche initiale) et des domaines riches en minéraux insolubles (les joints de dissolution). Ces joints de dissolution sont le plus souvent des agrégats de phyllites concentrés passivement par la dissolution des espèces mobiles, (et parallèles à ces joints). Nous avons déjà remarqué que les joints se comportent, à l'échelle de la roche, comme des chemins de transfert privilégié. Cela peut sembler paradoxal si on pense à des déplacements des fluides puisque des agrégats de minéraux phylliteux sont plutôt plus imperméables que des agrégats de quartz ou de calcite. Mais il faut prendre en compte ici seulement l'effet de la présence de fluides fixes qu'il s'agisse de solutions adsorbées ("piégées") dans les joints entre les différents minéraux, ou de solutions "libres" dans des micropores. Il est alors probable, compte tenu notamment de la différence de taille et d'arrangement des grains de phyllites d'une part, et de quartz ou de calcite d'autre part, qu'il y a par exemple beaucoup plus de joints de grains contenant des fluides adsorbés dans un agrégat phylliteux (donc dans un joint de dissolution), que dans l'agrégat de quartz-calcite témoin de la roche initiale. C'est la présence de ce fluide qui doit activer, soit les vitesses de réaction (dissolution), soit les vitesses de transfert de matières mobiles par diffusion le long des joints. Cela n'empêche pas, dans certains cas particuliers si la roche est assez perméable, des échanges de matière par infiltration sur de plus grandes distances.

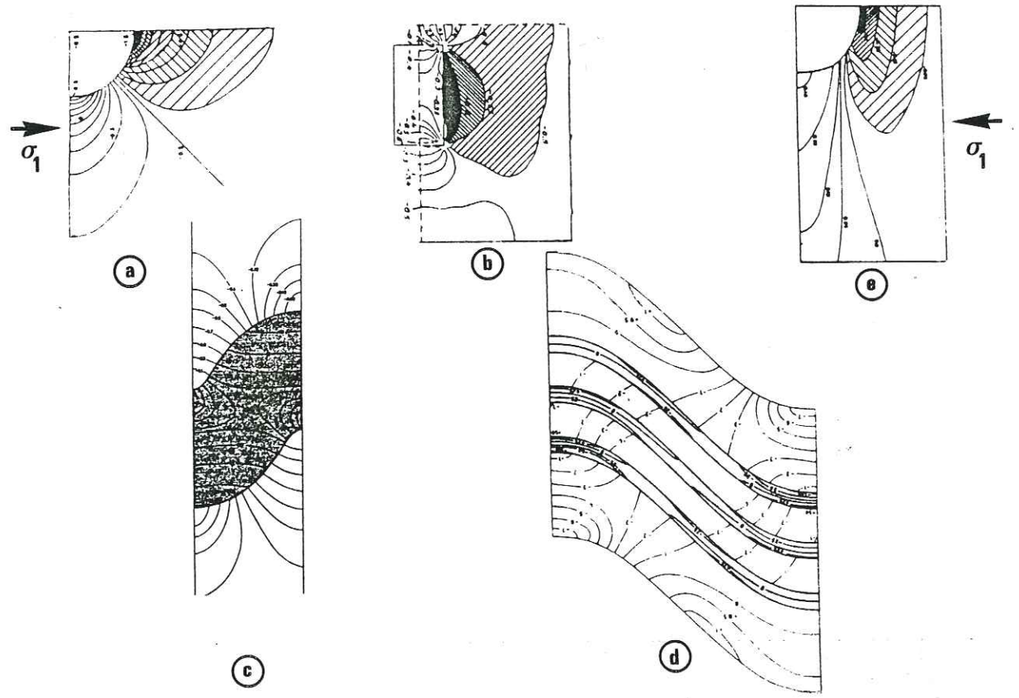


Figure 173 : Distribution des valeurs de contrainte moyennes (σ_m) dans une matrice visqueuse autour d'objets relativement plus rigides, circulaires (a) ; ou autour d'un élément rectangulaire (assimilable à un boudin) (b); ou autour et à l'intérieur de strates plissées (c) & (d). Déformation des courbes de distribution des contraintes (type 173a) dans une déformation interne de la roche (e). (a) & (b) d'après Stromgard (1973), (c) & (d) d'après Stephansson (1974), (e) d'après Casey (1976).

Lorsqu'on peut observer un secteur comportant très peu de joints de dissolution, qui témoigne d'un stade d'initiation de ces joints, on constate que ceux-ci apparaissent toujours au contact d'hétérogénéités incluses (ou induites) dans la roche. Ainsi sur les Fig. 6 et 8, les joints de dissolution sont situés au niveau de petits objets durs ou bien dans les flancs de microplis. On peut comparer la répartition des contraintes autour d'un objet dur (Stromgard 1973), avec les cartes de distribution des éléments insolubles (Al, Fe, K, Fig. 156), qui sont équivalentes à des cartes de distribution des valeurs de diminution de volume Δ (voir aussi Fig. 143-146). On constate alors que la dissolution apparaît dans les zones où les valeurs de contraintes moyennes ($\sigma_m = (\sigma_1+\sigma_2+\sigma_3)/3$) sont les plus élevées (si on compte positivement les compressions). Quelques problèmes sont cependant à discuter dans cette comparaison.

- La forme des courbes reste quand même assez différente entre, par exemple, les Fig. 156 (Al, K, Fe) et 173a. Ce pourraît être parce que les contours des valeurs de Δ, initialement calqués sur ceux de σ_m, ont été ensuite déformés dans l'accroissement des processus de dissolution (dans l'accroissement de la déformation interne de la roche autour de l'objet dur). Casey (1976) a calculé la transformation de courbes du type de celles de la Fig. 173a lorsque le matériau subit une déformation interne ($e_z = 0,8$, Fig. 173e). La forme de ces courbes (de σ_m "déformée") se rapproche de celles des courbes des valeurs Δ de la Fig. 156, mais les valeurs de déformation interne utilisées sont bien supérieures à celles de l'exemple naturel (où elles sont pratiquement nulles). L'explication n'est donc pas complètement satisfaisante.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

- En fait, comme nous l'avons souligné précédemment (voir aussi Fig.6), les zones de dissolution sont limitées à des bandes très étroites (joints de dissolution), séparées les unes des autres par des portions de roches de composition préservés (ou bien enrichis en matières mobiles, voir § IV.4.D). On doit donc plutôt penser que dès qu'une telle zone apparaît, tout le processus de dissolution se poursuit au niveau de ces joints. C'est simplement la fréquence de ces joints de dissolution et surtout les quantités dissoutes au niveau de chacun d'eux qui augmente dans la zone soumise aux contraintes maximales en compression près de l'objet dur.

Globalement, la distribution des valeurs de diminution de volume (Δ) présente donc bien une certaine analogie avec la répartition des valeurs de contraintes moyennes (σ_m) mais il ne faudrait pas raisonner, dans le détail, sur des matériaux continus mais plutôt sur des matériaux discontinus (hétérogènes), composés de multiples domaines solides aux limites desquels se développent les joints de dissolution.

Il reste que l'analogie entre la répartition des valeurs de contraintes moyennes et la distribution des valeurs de diminution de volume est intéressante. Pourtant, comme nous avons vu (chap. II) que ce n'est pas cette contrainte moyenne mais les valeurs des contraintes normales aux interfaces solide/fluide qui interviennent comme forces motrices principales des transferts, il faut expliquer cette analogie. En fait, l'évolution des valeurs de contraintes moyennes (σ_m) doit être à peu près équivalente à celle des valeurs de la moyenne des contraintes normales ($\overline{\sigma}_n$), (entre différents domaines d'une roche). Le problème est plutôt celui du comportement de la phase fluide interstitielle. :

- Si celle-ci est libre, la valeur de σ_n est la même autour des portions d'un domaine solide qui sont en contact avec ce fluide. Elle est égale à la pression (homogène) du fluide dans ce secteur.

- Si la phase fluide est piégée, aux limites des domaines solides, les valeurs de σ_n peuvent varier autour de ces domaines, selon l'orientation des interfaces solide/fluide (mais il faut alors que ceux-ci puissent supporter une contrainte de cisaillement, voir § II.4.B). Dans ce cas, il y aura dissolution privilégiée sur les faces soumises aux valeurs maximales de σ_n, c'est-à-dire les faces perpendiculaires à σ_1.

Le problème de savoir si on doit raisonner avec des valeurs de contraintes moyennes (σ_m), ou avec les valeurs des moyennes des contraintes normales ($\overline{\sigma}_n$), ou encore avec les valeurs de contraintes normales sur chaque interface solide/fluide dépend de l'échelle à laquelle on souhaite travailler. Si on discute globalement, en considérant les matériaux comme continus et en calculant des différences de contraintes moyennes (σ_m) que l'on assimile à des différences des moyennes de contraintes normales ($\overline{\sigma}_n$), on peut bien prévoir la situation des zones de dissolution (ou dans un autre contexte celles de cristallisation). Nous avons adopté ce raisonnement dans la discussion du développement des litages tectoniques. Mais, par contre, avec cette hypothèse de continuité des roches on ne peut évidemment pas prévoir l'orientation des joints de dissolution (ou alors il faudrait considérer des matériaux continus anisotropes). Seuls des modèles théoriques permettant l'introduction de discontinuités (assemblage de blocs solides avec fluide interstitiel), permettraient de calculer, dans le cas de domaines de forme complexe, l'évolution des valeurs de contraintes normales autour de chacun de ces domaines. Seuls ces modèles permettraient de trouver l'orientation des faces qui sont soumises aux valeurs maximales de contraintes normales, sur lesquelles apparaissent les dissolutions. La mise au point de tels modèles reste à faire, peut être (nous l'espérons) en s'inspirant des modèles BLOC (Paul 1983).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

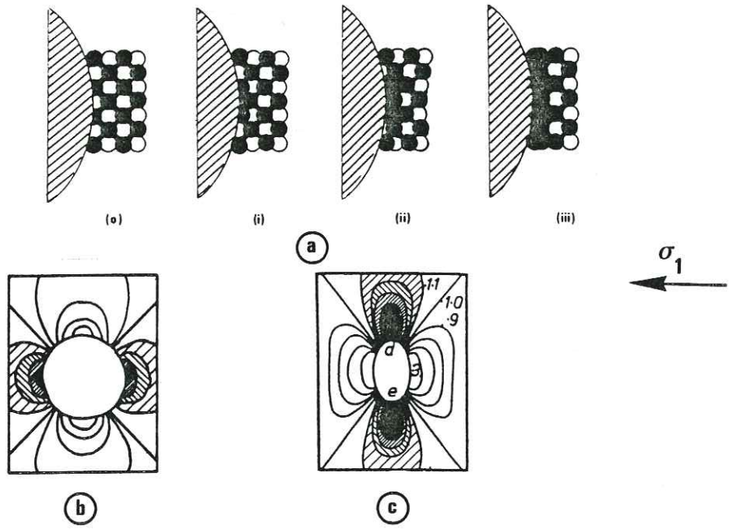


Figure 174 : (a) Initiation et propagation d'un joint de dissolution dans une zone soumise à une forte valeur de contrainte en compression, du fait de l'hétérogénéité du matériau ; (i) : dissolution d'un grain ; (ii) : apparition d'une zone de faiblesse dûe à la concentration (passive) des minéraux insolubles ; (iii) : développement du joint de dissolution perpendiculaire à σ_1. (b) : Distribution des valeurs de contraintes moyennes en compression autour d'un objet dur comme celui du haut (i). (c) : Distribution des valeurs de contraintes moyennes en compression autour d'une zone de faiblesse comme celle qui apparaît au stade (ii).

b/ Modèle d'initiation des zones de dissolution

On peut néanmoins discuter de la situation et de l'orientation de ces joints dans certains cas simples. Sur la Fig. 174, un dessin schématique montre l'évolution d'un joint de dissolution tel qu'on peut l'observer dans les processus naturels (voir aussi Delair 1977). Lorsqu'une roche est soumise à un déviateur de contrainte (même de faible valeur), si la roche est un peu hétérogène, il va apparaître, près des secteurs les plus rigides, des zones de contraintes en compression plus élevées que dans l'ensemble de la roche. Dans le cas de la Fig. 174, s'il y a une augmentation de contrainte sur un joint de grain (souvent à la limite entre grains de solubilité différente), une dissolution de l'espèce la plus soluble va apparaître (i). Mais la disparition du grain va provoquer l'apparition d'une zone de faiblesse notamment par la concentration (passive) des éléments insolubles situés autour du grain solubilisé (ii). Autour d'une telle zone de faiblesse apparaissent alors aussi des concentrations de contraintes en compression (Fig. 173c, voir Cosgrove 1976, Fletcher & Pollard 1981) qui à leur tour, vont favoriser l'apparition (localisée) de dissolution. Dans une roche à grains fins soumise à une déformation progressive coaxiale, on observe alors (iii)que le joint de dissolution se propage dans un plan perpendiculaire à la direction de compression maximale (σ_1). Cela peut s'expliquer, théoriquement, de la manière suivante : dans les zones où se développent les valeurs maximales de contraintes moyennes (assimilables à des valeurs des moyennes des contraintes normales) s'il n'y a pas d'orientation privilégiée des joints de grains, c'est sur le joint qui est le plus "favorablement orienté" (perpendiculaire à σ_1) que s'engage la dissolution. On peut ajouter que le dépôt des espèces mobiles dans des zones voisines va aussi modifier le comportement de la roche, nous y reviendrons au § IV.4.D notamment pour le développement de stylolites (Fig. 184).

c/ Dissolution sur des plans de discontinuité préexistants, ou dans des déformations non coaxiales

Une évolution différente apparaît si la roche comporte des plans de discontinuité préexistants tels que joints de strate, fissure, schistosité, faille ; ou bien si la déformation progressive n'est pas coaxiale, la direction σ_1 peut alors être (ou devenir) oblique aux joints de dissolution. Sur de nombreux exemples, on observe en effet les comportements suivants (Fig. 175) :

i) Si la direction σ_1 est comprise dans un cône de faible ouverture autour de la normale (N) au joint (quelques dizaines de degrés voir ci-dessous), la dissolution s'engage, ou se poursuit, sur ce joint. C'est le cas des stylolites avec des pics obliques au plan moyen du joint (Fig. 3c). Pour la schistosité de dissolution cela s'observe particulièrement bien dans le bassin de Bourg-d'Oisans (Fig. 142, Est de la coupe C) : une première schistosité de dissolution (S_1, schistosité de flux, plan axial de grands plis déversés) est recoupée par une deuxième schistosité de dissolution (S_2, schistosité de crénulation), sous des angles extrêmement variés mais qui ne sont jamais inférieurs à 30°. La dissolution a donc dû se poursuivre sur les plans S_1 lorsque ceux-ci se trouvaient favorablement orientés par rapport aux directions de contraintes lors du deuxième épisode de schistosité (voir Fig. 142). D'autres auteurs ont aussi observé qu'il existe souvent un angle minimal de recoupement entre deux schistosités successives, angle qui peut atteindre 45° dans certains cas, (Gray & Durney 1979). Le fait que fentes et schistosité ne soient pas toujours perpendiculaires (comme sur la Fig. 152), illustre encore cette possible obliquité de σ_1 par rapport à la normale (N) aux joints de dissolution. L'angle (α) maximal entre σ_1 et N pour que la dissolution s'engage (ou se poursuive) sur le même joint, varie évidemment avec les propriétés de la roche et particulièrement avec l'angle de frottement interne (ϕ) au niveau du joint (voir § II.2.B). Cet angle (α) doit être très différent pour un joint de stylolites avec des pics bien engrenés (ϕ de valeur élevée) et pour un joint plan avec une grand épaisseur de résidus insolubles (ϕ de faible valeur).

ii) Si les directions de σ_1 et N sont très différentes deux phénomènes peuvent apparaître : il peut y avoir glissement sur les joints, ou bien il peut apparaître une deuxième schistosité (souvent associée à une crénulation) qui recoupe la première.

- On rappellera que dans le premier cas (Fig. 175d), il ne suffit pas d'observer des décalages de marqueurs initiaux au passage des joints pour conclure à un glissement. Le processus de dissolution induit aussi de tels décalages (voir Fig. 151b). Il faut toujours faire des analyses chimiques comparatives pour confirmer (ou infirmer) le fonctionnement en joint de dissolution.

- Des exemples de superpositions de schistosités de dissolution successives (Fig. 175c) ont été cités plus haut. Ces superpositions s'observent clairement quand l'écartement moyen entre les joints de dissolution est plus grand pour la deuxième schistosité que pour la première (cas cité ci-dessus). Mais une telle évolution peut passer inaperçue dans les cas ou l'écartement entre les joints reste constant au cours de la déformation progressive non coaxiale. La schistosité initiale paraît complètement détruite par les suivantes. On ne peut reconstituer cette évolution que dans certains cas très particuliers comme celui ou l'on peut observer que les fentes intermicrolithons (dans les bancs compétents voir Fig. 10d et 49) qui sont à l'origine parallèles à la schistosité, peuvent être recoupées et partiellement dissoutes par les plans de schistosité finie dans des zones de déformation non coaxiale (Fig. 175 e & f).

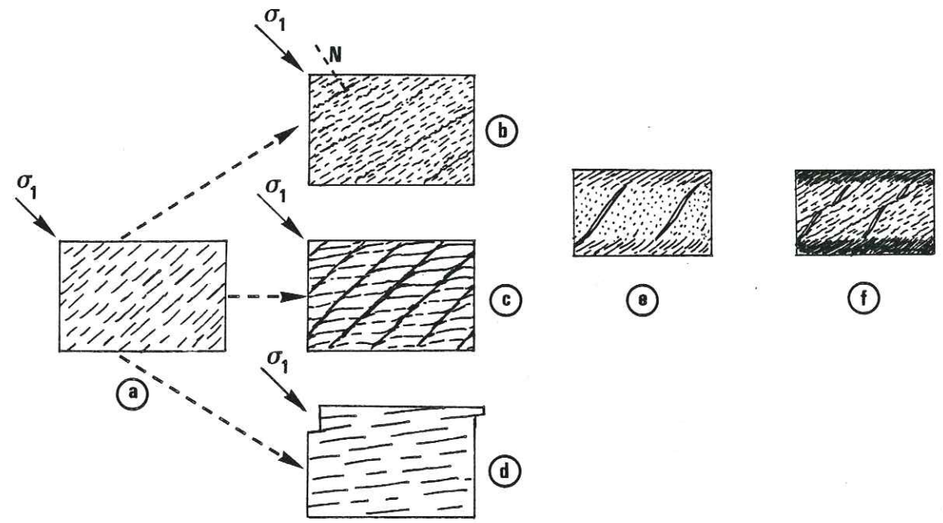


Figure 175 : Evolution des joints de dissolution dans une déformation non coaxiale : (a) & (b) : la dissolution s'engage, ou se poursuit, sur des joints préexistants si σ_1 est proche de la normale (N) à ces plans. Lorsque cet angle augmente, il peut apparaître des glissements sur ces joints (d) ou bien ceux-ci peuvent être recoupés par une deuxième schistosité de dissolution (associée ou non à un microplissement) (c). En (e) & (f) évolution d'une schistosité de flux finie qui recoupe (f) des filons intermicrolithons parallèles à la schistosité initiale (e).

Les différentes possibilités d'évolution de la schistosité dans une déformation non coaxiale, dépendent en fait du rapport entre la vitesse de rotation (relative) de σ_1 et la vitesse de transformation du matériau (Le Corre 1980, Gratier & Vialon 1980). Si la vitesse des processus de dissolution-cristallisation est supérieure ou égale à celle de la rotation relative de σ_1 par rapport aux joints de dissolution, la schistosité peut être détruite et reformée tout au long d'une déformation progressive non coaxiale (cas de la Fig. 175 f). Si la vitesse de ces processus n'est pas suffisante, alors apparaissent les glissements sur les plans de schistosité. Mais, dans tous les cas, si on observe un angle minimal entre deux schistosités de dissolution successives qui se recoupent par ailleurs sous des angles extrêmement variés (cas de Bourg-d'Oisans), il est nécessaire d'admettre qu'au moins localement σ_1 n'a pas toujours été perpendiculaire aux joints de dissolution. C'est sur cette constatation que repose le modèle d'évolution d'une zone de cisaillement proposé dans la Fig. 153.

On peut finalement se poser la question de savoir pourquoi des processus de dissolution peuvent s'engager (ou se poursuivre) lorsque σ_1 n'est pas perpendiculaire aux joints de dissolution. Ce ne peut être que, d'une part parce que la présence d'une phase fluide dans le joint facilite la dissolution et le transfert de matière (voir début de ce paragraphe), et d'autre part, parce qu'il subsiste une composante de contrainte normale aux joints, même lorsque σ_1 ne leur est plus perpendiculaire (voir Fig. 180 c). Mais il faut alors noter que s'il y a dissolution sur des joints non perpendiculaires à une direction principale de déformation (ici σ_1), cela signifie que ces joints peuvent supporter une contrainte en cisaillement. C'est évident pour des stylolites à pics engrenés, obliques au plan moyen de dissolution (Fig. 3), ça l'est moins pour des joints plans (type schistosité) et cela répond alors (par l'affirmative) à la question posée par Rutter (1983) sur la validité de son modèle de joint de dissolution (Fig. 54).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

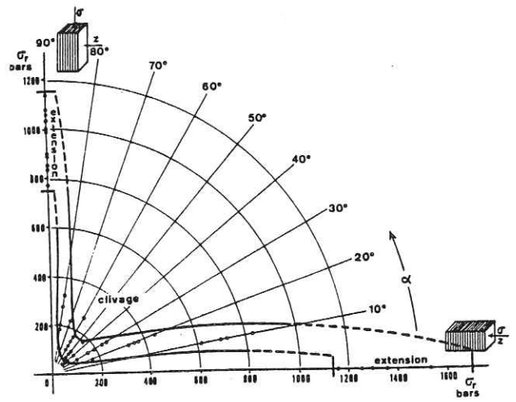


Figure 176 : Evolution des valeurs de contrainte de rupture en compression monoaxiale, en fonction de l'orientation de σ_1 par rapport à la normale à la schistosité (angle α). Essais sans pression de confinement correspondant au cas où, dans la nature, la contrainte effective (σ_3) est très faible ($\sigma_3 \simeq P$), d'après Dayre & Khalaf (1971).

On peut enfin remarquer que si une dissolution peut apparaître sur des plans inclinés par rapport à σ_1, c'est que la valeur du déviateur de contrainte lors de cette dissolution est inférieure à une valeur critique qui induirait un glissement sur ces plans. En utilisant les résultats expérimentaux de Dayre & Khalaf (1971) on peut alors estimer les valeurs critiques du déviateur de contrainte qui entraînent une rupture avec glissement sur les plans de schistosité. Les résultats obtenus par ces auteurs sont donnés dans la Fig. 176 pour des schistes d'Angers de comportement proche de ceux de Bourg-d'Oisans. Nous avons utilisé les essais effectués à pression atmosphérique parce que la dissolution- cristallisation s'effectue naturellement avec une pression fluide proche de la pression lithostatique et donc avec une contrainte effective mineure (σ'_3) très faible (voir § II.2). Pour un angle α (entre σ_1 et la normale (N) à la schistosité) de 30° (cas de Bourg-d'Oisans, voir ci-dessus), les valeurs du déviateur à la rupture varient de 10 à 25 MPa. Ces valeurs sont donc des valeurs maximales du déviateur de contrainte lors des processus de dissolution-cristallisation naturels sur ces roches. Comme nous l'avions déjà prédit (avec des arguments mécaniques sur le type de fractures associées à cette déformation : fractures fragiles développées à grande profondeur), les valeurs de ces déviateurs de contrainte doivent être relativement faibles dans la déformation des roches mouillées de la croûte supérieure, où les processus de dissolution-cristallisation constituent le mécanisme de fluage le plus fréquent. Ces valeurs doivent être bien inférieures à celles qui sont prédites en raisonnant sur des roches sèches (600 MPa à 10 km d'après Molnar & Tapponnier 1981).

IV.4.C/ Initiation et développement des zones de cristallisation près des objets durs (effet de leur nature) et dans les fentes (mécanismes du colmatage)

Nous discuterons successivement du dépôt des cristaux dans les zones abritées d'objets durs (Fig. 17, 161) puis de l'ouverture et du colmatage des fentes à cristaux (Fig. 10, 12). Nous ne reviendrons pas sur la mécanique de la rupture qui a été discutée au § II.2 & 3. Nous rappellerons simplement que la plupart des fentes colmatées dans les déformations par dissolution-cristallisation, sont d'aspect fragile (mode 1) et qu'elles

apparaissent jusqu'à grande profondeur, avec des pressions fluides (P) élevées proches de la pression de confinement (σ_3) (un peu en-dessous pour les fractures assistées (§ II.2), un peu en-dessus pour les fractures hydrauliques (§ II.3)). L'orientation de ces fentes par rapport aux directions de contraintes principales dépend des caractéristiques mécaniques du matériau : les fentes sont perpendiculaires à σ_3 si les roches sont homogènes, mais elles peuvent aussi être perpendiculaires à σ_1 si ces roches sont anisotropes, hétérogènes, clivées ou faillées (voir Fig. 49).

a) Effet de la nature de l'objet dur sur les dépôts dans les zones abritées

Un premier problème à propos des zones abritées est le fait que les quantités déposées dans ces zones dépendent de la nature de l'objet dur (§ IV.3.C). On trouve des cristaux en fibres autour de pyrites qui représentent des volumes redéposés importants, alors qu'autour d'objets durs voisins (en calcite par exemple), il n'y a pas de dépôt visible et l'analyse ne révèle que des colmatages de pores très dispersés dans la zone abritée dont les volumes cumulés sont nettement inférieurs aux précédents (Fig. 17a, 160). Pourtant il y a apparemment autant de quantités dissoutes autour de ces deux types d'objets, le volume du système clos semble donc dépendre de la nature de l'objet. Ceci peut s'expliquer de la manière suivante.

Lorsqu'on réalise une modélisation analogique de la déformation d'un milieu hétérogène visqueux (paraffine) avec une inclusion de rigidité supérieure à celle de la matrice (Fig. 177), on constate qu'il n'apparaît pas de vide (dans la zone abritée) si l'inclusion et la matrice sont bien adhérentes et que, par contre, des vides apparaissent si ces deux éléments le sont moins, (voir les Fig. 177 a et b). La réalisation expérimentale a été faite par Bonnet (inédit). Dans les deux types d'essais, inclusion et matrice ont été réalisées avec deux paraffines de températures de fusion différentes (voir aussi Odonne 1981, Bonnet 1982). Dans le premier cas on laisse les paraffines de l'inclusion et de la matrice se coller (par contact direct) alors que dans le second cas, on interpose entre les deux, une couche de graisse.

Si, dans les roches, la matrice calcaréo-argileuse adhère beaucoup moins bien aux pyrites qu'aux fossiles, cela explique les dépôts importants autour de ces pyrites. Des ouvertures successives entre matrice et objet dur doivent, dans ce cas, être immédiatement colmatées. Par contre, autour des fossiles, les dépôts ne peuvent se faire que dans des micropores dispersés dans la zone abritée qui se comporte alors comme une zone homogène en striction. Les seuls cas ou l'on observe de larges dépôts près de fossile, sont ceux où ces fossiles ont été fracturés et ce sont ces fractures internes à l'objet dur, qui sont alors colmatées (voir Fig. 163c).

La relation que nous avons trouvé entre quantité recristallisée et largeur de l'objet dur (Fig. 161) confirme cette analyse dans la mesure où les quantités déposées (en fibres visibles à l'oeil nu) ne dépendent que du volume de vide créé autour de cet objet (sur lame mince, la longueur des fibres est proportionnelle à la largeur de l'objet dur), et que ces quantités semblent indépendantes des mécanismes du transfert. Dans ce cas particulier, cela signifie que les cristaux ne se déposent que s'il existe des vides et cela répond (par la négative) à la question de savoir si la force de cristallisation des fibres (voir § II.4.E) est suffisante pour "ouvrir" des fentes.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

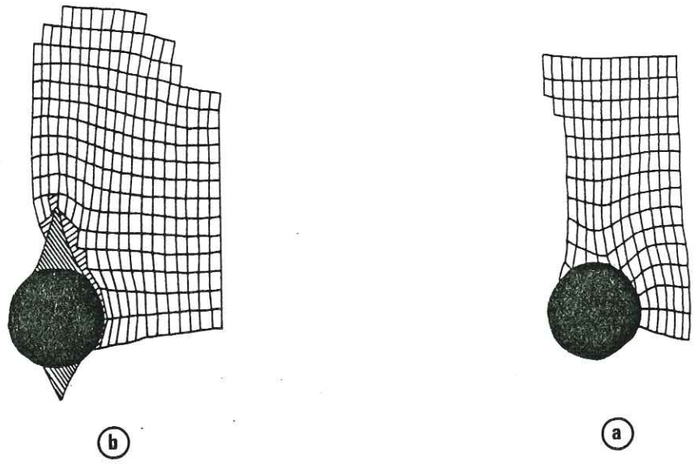


Figure 177 : Déformation expérimentale d'un matériau hétérogène visqueux comportant une inclusion relativement rigide (en paraffine de haute température de fusion), dans une matrice plus ductile (paraffine de basse température de fusion). Selon qu'il y a, ou non, une couche de graisse entre matrice et inclusion:((a) : contact direct, (b) : graisse), il apparaît ou non un vide dans la zone abritée de l'objet dur (d'après Bonnet, inédit).

b) Processus de colmatage des fentes

A propos du colmatage des fentes, nous discuterons ici simplement de l'évolution dans le temps de ce processus. Nous avons vu en effet, qu'avec le modèle de déformation dont la vitesse est limitée par la vitesse de transfert par infiltration (modèle I, § II.4.D),il était difficile d'imaginer comment maintenir un gradient de charge tel que le fluide soit entraîné vers la fente, puis, le dépôt effectué, que ce fluide puisse être évacué de cette fente. Une possibilité était que la charge dans cette fente reste en permanence inférieure à celle de la roche environnante, mais alors cela impliquait une interconnexion entre ces fentes qui ne s'observe pas clairement dans tous les exemples. Nous avons donc envisagé une autre hypothèse (Fig. 60) dans laquelle un flux de fluide traverse la fente mais il est à peu près impossible de concevoir un tel système qui soit stable dans le temps. Il faut en effet qu'il y ait successivement : des périodes où le fluide traverse la fente sans déposer de cristaux (Fig. 178a), puis des périodes où la fente s'ouvre, avec une chute de la charge (donc de la pression), Fig. 178b, il y a alors un faible flux de fluide vers la fente mais surtout la baisse de pression induit une cristallisation des espèces dissoutes dans ce fluide, le colmatage réduit le volume des vides, la pression augmente dans la fente puis revient à son niveau initial, le flux de fluide recommence alors à traverser régulièrement la fente en se saturant à nouveau au contact de la roche.

- Pour simplifier notre modèle théorique, nous avons admis que la durée d'une période de cristallisation (Fig. 178b) est très réduite (quasi nulle) par rapport à la durée totale de la déformation, mais que ces périodes d'ouverture se succèdent dans le temps assez fréquemment pour que la vitesse de croissance reste la plus rapide, par rapport à la vitesse d'apport (de transfert) de matière, et que ce soit cette dernière qui contrôle la vitesse de déformation. C'est ce qui est schématisé sur la Fig. 178e & f où l'on a aussi reporté l'évolution de la charge mais dans le temps

et au seul niveau de la fente. Au niveau de cette fente, les variations de charge sont alors équivalentes à des variations de pression fluide (altitude constante). On retrouve l'évolution des pressions de fluides proposée par Mullis (1975) lors de l'ouverture des cavités tectoniques (Fig. 23) et aussi le fonctionnement des fentes "en clapets" (Caron & Jeannette 1975).

- Si notre hypothèse n'est pas vérifiée (si les ouvertures successives des fentes ne sont pas assez fréquentes, on doit alors utiliser un autre modèle (modèle F, § II.4.F), dans lequel c'est justement la vitesse d'ouverture de ces fentes qui impose la vitesse du remplissage de la fente.

Dans les modèles où le transfert s'effectue par diffusion, il n'y a évidemment pas de problème, le colmatage peut se faire (ou non) en continu puisque le fluide est alors fixe (voir § II.4.B & C.). Le volume du système clos est aussi plus petit qu'avec infiltration (voir § II.4.D.).

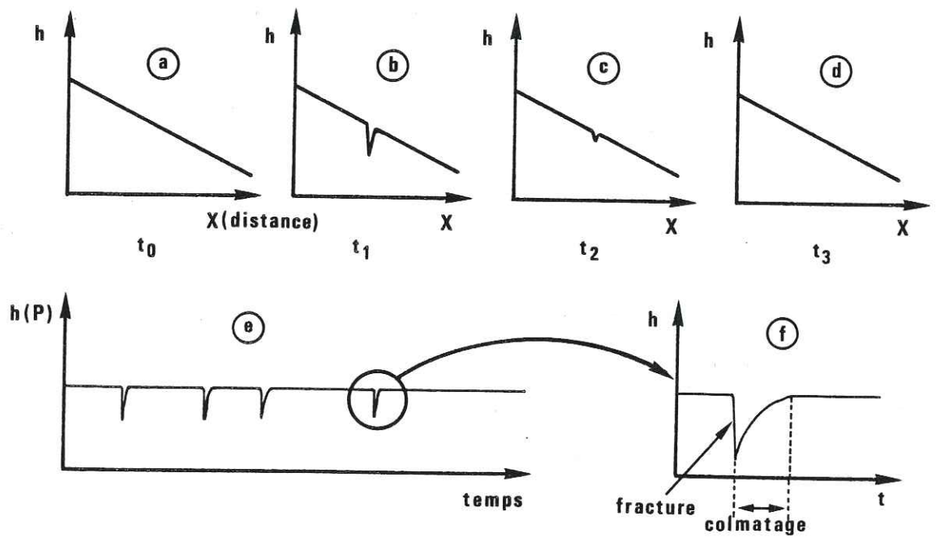


Figure 178 : En haut : évolution de la charge à travers un matériau (perméable) dans lequel se trouve une fente d'abord close (a), sans perturbation du gradient de charge, puis qui s'ouvre (b), avec chute de la charge (de la pression), puis qui est colmatée (c) avec remontée de la pression et se retrouve close (d) avec gradient de charge homogène. En bas, (e) évolution, dans le temps, de la charge (ou de la pression) à l'intérieur d'une fente alternativement close puis ouvertes et progressivement colmatée. En (f) détail d'un incrément d'ouverture/colmatage (voir aussi Fig. 23).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

c) Forces motrices du colmatage des fentes

Quel que soit le mode de transfert, il faut, à propos de la force motrice du colmatage (de la croissance des cristaux), distinguer deux cas selon le degré d'ouverture des fentes (on appellera ici fente, toute zone d'ouverture, quelle que soit sa largeur de quelques microns à plusieurs décamètres).

Si la pression des fluides dans la fente (P) est inférieure à la valeur des contraintes normales aux joints de dissolution (σ_n), la différence de potentiel chimique ($\Delta\mu = (\sigma_n - P)\ V_s$) entre solutions de la roche encaissante et de la fente contribue à la croissance des cristaux. C'est le cas général choisi dans les différents modèles théoriques où il y a donc apport de matière pour colmater les fentes.

On a cependant pu voir un autre processus de colmatage dans le cadre de cette étude en examinant le changement de forme des inclusions fluides. Dans ce cas, en effet, la force motrice des transferts de matière n'est pas une différence de contraintes normales mais une différence d'énergie de surface. Lorsqu'une fracture est induite dans le solide (type cristal ou verre) de telle manière que cette fracture s'amortisse dans ce solide (Fig. 179a), on observe que dans la zone la moins épaisse de cette fracture (zone III, Fig. 179b), il y a colmatage quasi instantané après la rupture (Gordina & Neverov, 1967, Wiederhorn & Townsend 1970). C'est ce qui apparaît notamment lorsqu'on fracture un cristal de quartz en augmentant la pression des fluides dans une cavité : un certain nombre de petites inclusions isolées prolongent la zone de fracture (zone III, Fig. 72d), la densité des fluides dans ces inclusions est rééquilibrée avec les conditions de la rupture, ce qui témoigne de leur interconnexion au moment de cette rupture. Il y a eu un rétablissement quasi-instantané des liaisons atomiques qui ne se produit que si les réseaux atomiques de part et d'autre du plan de rupture ne sont pas décalés (latéralement) et s'il n'y a pas d'impuretés sur la surface. Ce processus tend simplement à diminuer l'énergie de surface de la zone fracturée. Dans les zones où la fracture n'a pas été immédiatement colmatée (parce que d'épaisseur plus grande) on observe un réseau de petits canaux interconnectés (zone II, Fig. 72d & 179 b) puis une zone de vraie fracture (zone I, Fig. 72d). Si on maintient le solide fracturé immergé dans une solution qui est un assez bon solvant de ce solide, on constate que le processus de colmatage peut se poursuivre mais cette fois très lentement, par un transfert de matière (en système clos à l'échelle de la fente) qui tend toujours à réduire l'énergie de surface de la zone fracturée (voir § III.4.A), notamment par un transfert depuis les zones planes (ou convexes) vers les zones concaves de la fracture (Lemmlein 1956, Wilkins & Bird 1980).

Des expériences conduites à l'IRIGM avec R. Wilkins nous ont permis de réaliser ce type de colmatage très lent des fractures, sur des cristaux de halite (dans l'eau à P T. ambiantes) et aussi sur des cristaux de quartz (à 400°C, 200 MPa, avec NaOH 0,5N,mais aussi avec de l'eau pure). La méthode consiste à induire une fracture dans un cube de cristal préalablement poli, puis à placer ce cube dans l'autoclave au contact d'une solution (Fig. 111) et à attendre quelques semaines avec des conditions P.T.stables. On reprend alors le cube, on le fend en deux, en essayant de le casser selon la fracture partiellement colmatée. Une observation au M.E.B. montre alors l'évolution schématisée dans les Fig. 179c, d, e. On note que des croissances apparaissent d'abord à partir de quelques lignes de discontinuité (dans les zones concaves), puis s'établissent localement des ponts entre les deux lèvres des fractures et enfin les cavités très allongées entre les ponts sont progressivement transformées en cavités plus arrondies. Le processus est analogue à celui que l'on observe sur les inclusions (Fig. 95, 96, 99). Il ne peut cependant apparaître que si l'épaisseur de la zone fracturée n'est pas trop grande (zone A.C. Fig. 179). Si cette épaisseur est trop importante, un apport de matière extérieure est nécessaire au colmatage (zone A.E. Fig. 179).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

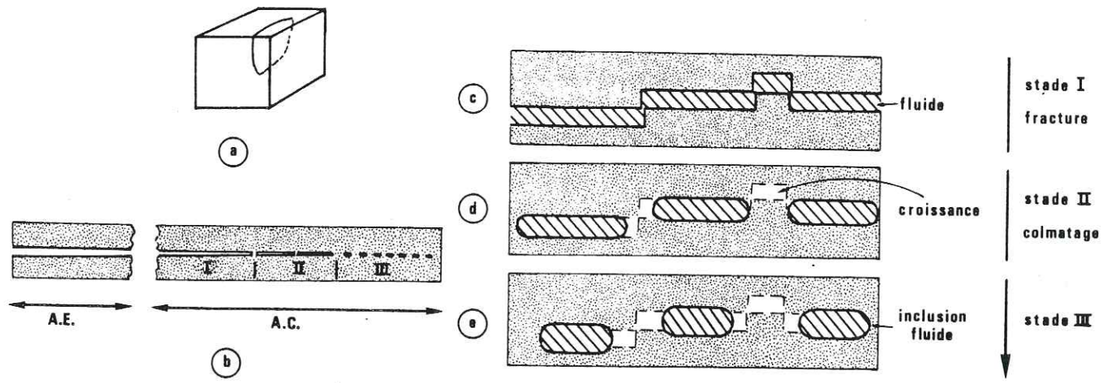


Figure 179 : Auto-colmatage des fractures, (a) : développement d'une fracture dans un solide, (b) schéma des différentes zones dans cette fracture (voir Fig. 72d), A.C : zone où l'auto-colmatage est possible, A.E. : zone où le colmatage doit se faire par un apport extérieur de matière ; (c) et (d) : transfert de matière, diminution de l'énergie de surface de la fracture : dissolution dans les zones planes (ou convexe), croissance dans les zones concaves, établissement de ponts entre les lèvres ; (e) : entre ces ponts, évolution des cavités qui deviennent plus arrondies. Pointillés : solide initial, hachures = fluide, blanc = zone de croissance (auto-colmatage en système clos).

Le mécanisme d'auto-colmatage des fentes (en système clos) est tout à fait concevable dans la nature. Au simple examen des fentes il est cependant difficle à reconnaître. Ramsay (1980) a bien décrit des alignements de petites inclusions perpendiculaires aux fibres (et parallèles au plan des fentes), mais ces inclusions doivent pouvoir aussi se former avec des apports de matière extérieure. Par contre, lorsque le remplissage des fentes est constitué de gros cristaux subautomorphes, les larges ouvertures qu'implique ce type de cristaux, excluent le processus d'auto-colmatage. On remarquera pour conclure que l'effet d'une différence d'énergie de surface comme force motrice des transferts n'est pas incompatible avec un effet conjugué d'une autre force motrice due à des différences de contrainte. Si les deux effets vont dans le même sens, ils peuvent contribuer simultanément, et chacun à leur échelle, au colmatage de fentes dans la nature. A une autre échelle le couplage de ces deux effets est invoqué dans certains processus de frittage (Coble, 1970) et Fig.102c.

IV.4.D/ Différenciation chimique dans les déformations progressives par dissolution-cristallisation

Un des caractères spécifiques du fluage par dissolution-cristallisation est qu'il s'accompagne d'une différenciation chimique des roches déformées. Nous discuterons d'abord des caractères et des processus de ces différenciations, ceci particulièremenbt lorsqu'il y a apparition de litage tectonique (les phénomènes de différenciation le long de failles seront discutés au § IV.5.C). Nous établirons ensuite une relation entre la géométrie de ces litages et la taille des hétérogénéités dans la roche. Puis nous discuterons de la possibilité d'une géométrie et d'une composition d'équilibre entre lits différenciés en système clos.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

a) Caractères généraux des litages tectoniques

Les observations des différents exemples étudiés nous conduisent d'abord à formuler deux remarques générales :

i) Une première remarque est que la présence de phyllites (argile, illite, chlorite, etc...) active les transferts de matières mobiles (voir aussi Heald 1956, Weyl, 1959). Une zone de dissolution s'initie et se développe toujours à la limite entre des domaines de roches riches en matières mobiles (quartz, calcite, dolomite), et des domaines riches en minéraux insolubles "hydratés" (phyllites). Une explication est que ces derniers sont des chemins privilégiés de transfert du fait de leur teneur en eau élevée (voir § II.4.B). Ces domaines sont, à une autre échelle, analogue à des joints de grain, ils facilitent les transferts autour des domaines quartzo-calcitiques dans les roches. Une autre explication, si les vitesses de déformation sont quelquefois imposées par les vitesses de réactions, est que ces minéraux phylliteux activent les vitesses de dissolution.

ii) Une deuxième remarque, sur le développement des processus de différenciation chimique, est que les domaines riches en matières mobiles sont apparemment toujours plus rigides que les domaines riches en espèces insolubles. En effet, dans les conditions de la déformation par dissolution-cristallisation, lorsque des matériaux, qui comportent un litage hétérogène avec alternance de lits riches en quartz-calcite et de lits riches en phyllites sont déformés, les premiers sont plissés (plis ptygmatiques, Fig. 143a) ou boudinés (Fig. 168) alors que les seconds se comportent comme une matrice plus ductile (Dieterich 1969, Stromgard 1973, Stephansson 1974). Pourtant comme le remarquent Cosgrove (1976) et Fletcher (1977) puisque les espèces dites mobiles sont plus solubles sous contrainte que les autres, les agrégats de ces espèces devraient normalement apparaître comme les plus ductiles par dissolution-cristallisation !...

Cette contradiction apparente s'explique si l'on considère non pas des matériaux monominéraux, mais des agrégats polycristallins (comme le sont les roches). Si un agrégat contient beaucoup de grains de quartz et de calcite et très peu de phyllites, il contient, le plus généralement, aussi peu de fluide dispersé dans la roche donc peu de surface de contact solide/fluide et peu de chemins de transfert. La vitesse de dissolution et de transfert est donc réduite, le matériau apparaît comme "chimiquement" rigide. Si, au contraire, un agrégat contient peu de quartz (ou de calcite) mais beaucoup de phyllites, les grains (ou les domaines) d'espèces mobiles sont entourés de ces phyllites, il y a beaucoup de contacts riches en fluide le plus souvent adsorbés, susceptibles de devenir joints de dissolution ou chemins de transfert, le matériau apparaît alors comme "chimiquement" ductile. A cela s'ajoute l'effet mécanique de la présence d'une phase fluide plus ou moins dispersée qui, par l'effet de pression de ces fluides, facilite les glissements sur un plus ou moins grand nombre de plans (voir § II.2). Les effets mécaniques et chimiques de la phase fluide vont donc ici dans le même sens : ils rendent un matériau d'autant plus ductile que sa phase fluide est dispersée.

On a pu observer dans les différents exemples étudiés, qu'il y a en plus un effet d'auto-induction des processus de différenciation. En effet, plus le matériau s'enrichit en quartz-calcite, (par le dépôt dans des fentes, ou des pores, de la roche), plus il devient rigide, donc plus il devient cassant, favorisant l'apparition d'autres fentes (fentes d'extrados dans les plis, fentes interboudins, fentes dans les zones abritées d'objets durs, etc...). Ces fentes sont colmatées à nouveau par les espèces mobiles, ce qui renforce la rigidité du lit et ainsi de suite. Au contraire, plus le matériau s'appauvrit en espèces mobiles, plus les possibilités de contact entre les fluides et les espèces mobiles augmentent et plus il peut y avoir dissolution et transfert. A cela s'ajoute le fait que la dissolution de certains grains désorganise la structure de la roche et, paradoxalement, qu'il peut y avoir un accroissement de la porosité dans les zones de dissolution (voir IV.5.B).

b) Accentuation de litages préexistants

Nous discuterons d'abord du problème de l'accentuation de litages préexistants (stratification, schistosité, etc...) lorsque la direction de compression maximale (σ_1) est perpendiculaire au plan de litage (cas de la diagénèse ou cas du développement d'une schistosité dans une déformation coaxiale).

Dans la logique du raisonnement ci-dessus, si on s'intéresse aux forces motrices du transfert, il faut considérer qu'entre un grain (ou un domaine) d'espèces mobiles, isolé dans une matrice phylliteuse et une zone de croissance (type fente) située dans un lit voisin quartzo-calcitique, c'est une différence entre les valeurs des moyennes de contraintes normales $\bar{\sigma}_n$ dans les deux zones qui est la force motrice du transfert. Dans l'hypothèse où le déviateur de contrainte n'est pas trop élevé (voir § IV.4.B), on peut admettre que l'évolution des valeurs de $\bar{\sigma}_n$ n'est pas trop différente de celle des valeurs de σ_m (contrainte moyenne) ce qui permet de raisonner sur des modèles continus.

En adoptant ce point de vue, Robin (1978) a discuté des différences de contraintes (donc des forces motrices) qui interviennent dans les processus de différenciation. Lorsque les roches comportent une certaine hétérogénéité planaire (alternance de lits visqueux "rigides" et "ductiles") et lorsque la direction de contrainte maximale (σ_1) est perpendiculaire à ce litage, Fig. 180a, on doit admettre, pour des raisons d'équilibre mécanique, que la valeur σ_1 est la même dans des lits rigides et ductiles, (Robin, 1978). On peut aussi admettre (mais pour des raisons de compatibilité géométrique) que la vitesse de déformation est la même dans les deux types de lits. La valeur de σ_3 parallèle à ces lits doit alors être plus élevée dans les couches ductiles. En conséquence la différence de contrainte $\Delta\bar{\sigma}_n$ est plus grande dans les lits rigides qui vont être boudinés (Stromgard, 1973). Surtout, les valeurs de contraintes normales aux plans de boudinage vont avoir des valeurs inférieures à n'importe quelles valeurs de contraintes normales dans les lits ductiles. Il devrait donc naturellement, du fait de la différence de potentiel chimique qui en découle, s'instaurer un flux de matière entre lits ductiles et lits rigides, puisqu'il y a différence entre valeur des moyennes de contraintes normales entre ces deux types de lits. Toute différence initiale tend à s'accentuer dans ce type de configuration.

Le même raisonnement peut être adopté si les domaines rigides ont une extension latérale limitée. Il devrait aussi apparaître un transfert de matière depuis la matrice ductile vers les domaines rigides sous l'effet de la différence de valeurs des moyennes de contraintes normales, (voir § IV.4.D.d).

c) Différenciation chimique dans les plis

Dans le cas où la direction de contrainte en compression maximale (σ_1) est parallèle (ou oblique) à un litage préexistant, le problème est plus compliqué parce qu'il apparaît le plus souvent un plissement des couches. Un certain nombre d'auteurs ont discuté des problèmes de différenciation chimique associés au plissement dont récemment Ramsay (1967), Ayrton (1969), Williams (1972), Stephansson (1974), Cosgrove (1976), Fletcher (1977), Gray & Durney (1979), Gratier (1979). Le départ de matière se fait le plus souvent à partir des flancs des plis, avec des systèmes fermés à l'échelle du pli (transfert vers la charnière), ou bien ouverts à l'échelle de ce pli (la charnière représente alors souvent l'état initial de la strate) Fig. 148. On distinguera deux possibilités de situation des zones de dissolution dans ces plis.

- Soit le départ de matière se fait à partir de plans de dissolution (plans de schistosité) qui sont plans axiaux des plis (Fig. 180b1).

- Soit le départ de matière s'effectue à partir des lits du litage initial plissé (Fig. 180b2).

(i) Le premier cas (Fig. 180b1) n'est pas fondamentalement différent de celui où il n'y a pas de plis (Fig. 180a). La question que l'on peut se poser est de savoir pourquoi les plans de dissolution sont le plus souvent localisés dans les flancs des plis. On peut répondre comme certains auteurs (Fletcher, 1977) que c'est parce que les valeurs de σ_m sont plus élevées dans ces flancs, mais ce n'est vrai que pour certaines formes de pli et pour d'autres formes, la distribution des valeurs de σ_m dans un pli est complexe (Fig. 173c & d). On peut aussi inverser la proposition et dire que les plis s'initient sur les hétérogénéités de la roche que constitue la présence de plans de schistosité antérieurs à ces plis. On retrouve alors le problème de savoir pourquoi de telles hétérogénéités planaires se développeraient perpendiculairement à un litage préexistant. Nous y reviendrons dans le paragraphe suivant consacré à la géométrie des litages tectoniques (écartement, épaisseur, composition d'équilibre) voir § IV.4.D.d.

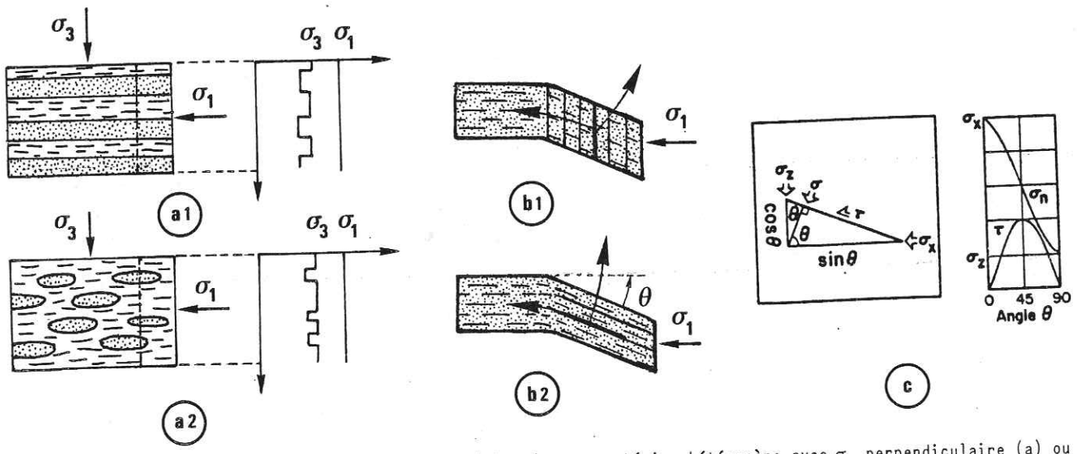


Figure 180 : Distribution des valeurs de contraintes dans un matériau hétérogène avec σ_1 perpendiculaire (a) ou parallèle (b,c) au litage initial. (a) : Evolution des valeurs de σ_1 et σ_3 dans un matériau composé de lits de différentes viscosités (a1) ou de domaines de différentes viscosités (a2). (b) : deux modèles de transfert de matière dans les plis avec, soit départ de matière depuis des plans de schistosité plan axial du pli (b1), soit départ de matière depuis l'interface entre les deux types de lits initiaux (b2). Dans ce dernier cas, l'évolution de la composante de contrainte normale à cet interface est donnée en (c). (a), d'après Robin 1978 ; (c), d'après Gray & Durney 1979.

Le deuxième cas (départ de matière des plans de litage initiaux plissés) (Fig. 180b2) est apparemment plus simple. Si on considère que les forces motrices des transferts sont des différences de contraintes normales le long des interfaces entre les lits, on sait que les valeurs des composantes en contrainte normale sur ces plans augmentent au fur et à mesure que l'angle entre σ_1 et le plan des couches augmente (Fig. 180c). Il devrait donc apparaître une différence de potentiel chimique le long de ces interfaces avec des transferts de matière depuis les flancs vers la charnière des plis. Mais on peut aussi concevoir qu'en tous points, le long des strates plissées, il puisse aussi apparaître un transfert entre les lits rigides et les lits ductiles, selon le processus décrit précédemment (Fig. 180a), ce transfert atteignant sa valeur maximale lorsque les flancs des plis sont perpendiculaires à σ_1. C'est, par exemple, ce qui semble s'être passé dans l'exemple de la Fig. 143 ou l'on a décrit un transfert de matière entre lit ductile (schistes) et lit rigide (filon plissé) et non pas entre flanc et charnière. Par contre, dans le même

secteur, mais à une autre échelle, on a bien observé un transfert entre flanc et charnière (Fig. 146). Le problème est donc plus compliqué qu'il ne le paraît et on peut faire les remarques suivantes :

Si la dissolution et le transfert de matière s'effectuaient exclusivement le long des interfaces du litage initial, la diminution de volume de ces flancs devrait, lorsque le plissement s'amplifie, être strictement proportionnelle à l'accroissement des valeurs de contrainte normale au litage (Fig. 180c), sans extension ni raccourcissement parallèle à ce litage. L'exemple de la série des plis de la région du Lautaret (CL Fig. 148) pourraît correspondre à ce type de comportement, mais on remarquera que l'éventail des angles (α) flanc/charnière pour lequel ce comportement a été observé est très faible ($32 < \alpha < 42°$) Pour des angles flanc/charnière inférieurs, les valeurs de diminution de volume dans les flancs peuvent être telles qu'elles impliquent un raccourcissement du flanc ($\Delta l/l$ négatif pour ME, Fig. 148). Il est alors plus plausible d'invoquer une dissolution dans des joints de schistosité plan axial du pli qui apparaîtraient ainsi très tôt dans le plissement (on connaît d'ailleurs d'autres exemples de schistosité associée à des plis très peu amplifiés : plis de Bourg-d'Oisans, avec schistosité de flux pour des angles flanc/charnière inférieurs à 25°). On ne peut donc pas établir de relations simples entre la diminution de volume des flancs et le développement des plis lorsque les dissolutions peuvent apparaître selon les cas (et peut être successivement) sur des joints d'orientation très différentes (comme la schistosité ou le litage initial).

Le problème est encore plus compliqué lorsqu'on examine le comportement des flancs qui font un angle élevé avec la charnière. Nous avons vu (Fig. 148) qu'il apparaissait alors le plus souvent, un allongement parallèle au litage initial qui traduit une baisse des quantités de matière qui sont extraites de ces flancs lorsque le plissement s'amplifie. Ceci peut s'expliquer de la manière suivante : dans chaque secteur nous avons analysé et comparé la même quantité de matière (quelques dizaines de lits) quel que soit l'angle flanc/charnière, or, à l'échelle de ces prélèvements, le système peut être ouvert (changement de volume) ou fermé (volume constant). On peut concevoir qu'il y ait une évolution de la taille du système clos au cours du développement du plissement avec un système d'abord ouvert (à l'échelle de quelques dizaines de lits) puis qui se ferme progressivement à cette échelle. Lorsque les flancs de pli font un angle assez important avec la charnière, le litage tectonique acquis en cours de plissement (qu'il s'agisse du litage initial accentué ou d'une schistosité) peut être suffisamment différencié pour se mettre à fonctionner en système clos avec transferts entre les lits et boudinage des lits les plus résistants, selon un processus analogue à celui de la Fig. 180a).

Ce que l'on peut retenir de cette discussion sur les processus de dissolution-cristallisation dans les plis, c'est d'abord que ce type de déformation progressive assez compliqué, ne se prête pas très bien à l'établissement de lois générales. Il faudrait distinguer divers types de plissement et surtout être capable d'identifier précisément les zones de départ (et les zones d'apport) pour chaque type de pli. Ce travail dépassait le cadre de notre étude quantitative préliminaire de la dissolution-cristallisation. On remarquera néanmoins que l'approche du problème qui consiste à raisonner seulement sur des différences de contraintes entre les domaines différenciés n'est pas suffisante dans tous les cas. Comme nous avons eu l'occasion de le voir, c'est moins l'effet de la force motrice des transferts qui est importante (effet de $\Delta\sigma_n$ dans les différentes relations), que l'effet des autres facteurs (géométriques, physico-chimiques). Ceux-ci conditionnent, par exemple, la possibilité de dissolution et de transfert à partir de certaines zones et excluent cette possibilité dans d'autres zones. On peut dire pour schématiser que la force motrice est un des paramètres de la relation de fluage mais, pour des matériaux hétérogènes ce n'est pas toujours le plus important. Les possibilités de contact solide/fluide et les possibilités de transfert sont probablement plus déterminantes sur la vitesse de déformation. Dans la croûte supérieure une zone de roche mouillée, avec un fluide (libre ou piégé) très dispersé solvant de certaines espèces de cette roche, sera toujours beaucoup plus ductile qu'une zone de roche sèche de même composition soumise à un même

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

déviateur de contrainte. Dans un processus de déformation progressive complexe comme un plissement, où les caractères physiques du matériau et les teneurs en fluide sont susceptibles de varier en cours de déformation, ces transformations interviennent pour beaucoup dans la situation et le développement des zones de dissolution (ou de cristallisation).

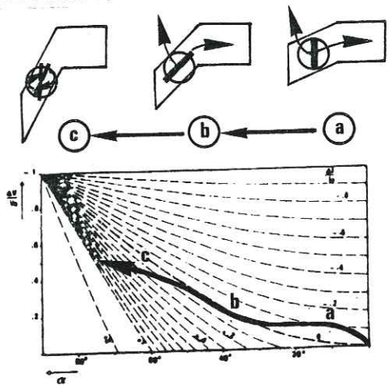


Figure 181 : En haut : évolution schématique de la taille du système clos (ou de la distance moyenne de transfert) au cours d'un plissement, en (a) le système est ouvert à l'échelle du volume de flanc analysé (rond), il y a diminution de volume et raccourcissement parallèle à la strate ($\Delta l/l_o < 0$) ; en (b) le système est toujours ouvert pour le volume considéré, mais la rotation du flanc s'effectue à longueur constante ($\Delta l/l_o = 0$) ; en (c) le système est fermé à l'échelle du volume analysé, il y a extension parallèle au flanc ($\Delta l/l_o > 0$). En bas, représentation de cette évolution du chemin de plissement sur une abaque = f ($\Delta l/l_o$,α), voir Fig. 148. L'orientation des traits épais dans le flanc schématise le type de joint de dissolution : schistosité de plan axial (a), lits inter-strates (b), les deux plans pratiquement confondus (c).

d) Relations entre la géométrie des litages tectoniques et la taille des hétérogénéités (initiales ou induites)

Une première remarque que l'on peut faire à ce propos, est que dans tous les exemples que nous avons eu l'occasion de voir (et qui ne sont pas tous décrits dans ce mémoire), il nous a toujours semblé que les joints de dissolution ne se développaient qu'au niveau d'hétérogénéités dans la roche. Nous n'avons jamais observé de schistosités (ou de stylolites) qui soient apparues dans une roche que l'on puisse considérer comme homogène à l'échelle de ces marqueurs. Au contraire, toutes nos observations peuvent être résumées dans la Fig. 182 où l'on voit que l'espacement entre les joints de dissolution est lié à la taille des hétérogénéités de la roche. Ces hétérogénéités peuvent être des fossiles mais plus couramment des grains ou des domaines (ensemble de grains) relativement plus résistants que la roche environnante (voir Fig. 6, 9, 17). Ce peuvent être aussi des hétérogénéités induites par la déformation comme des plis avec dissolution, dans la matrice de ces plis (Fig. 143-146) ou dans les flancs de ces plis (Fig. 8, 151). Dans ce cas l'association pli-dissolution-cristallisation tient simplement au fait que la zone de charnière se comporte comme une zone relativement plus rigide que la matrice (Fig. 143-146), ou que les flancs (Fig. 8 et 151). Enfin, ces hétérogénités peuvent être induites par le mécanisme de dissolution-cristallisation lui-même. Nous avons vu plusieurs exemples où des joints de dissolution sont apparus autour de filons plissés (Fig. 143), de fentes colmatées (Fig. 164) de cristallisations dans les zones abritées (Fig. 17).

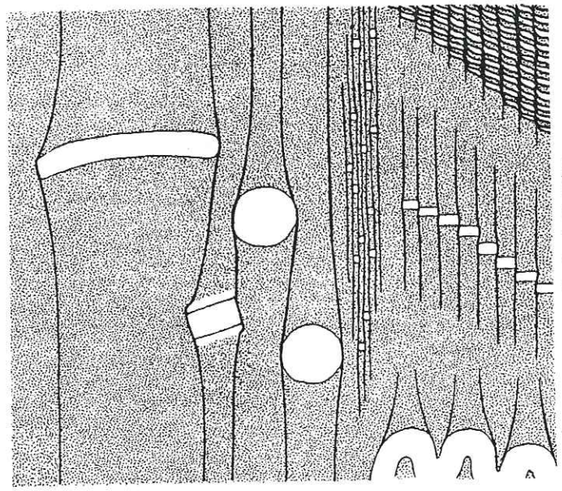


Figure 182 : Influence de la taille des hétérogénéités initiales sur l'espacement entre zones de dissolution. L'apparition d'hétérogénéités induites par la déformation (plis) ou par le développement des processus de dissolution-cristallisation (cristallisation dans les zones abritées, fentes, etc...) renforce encore le litage tectonique et le stabilise (voir Fig. 183).

Dans l'hypothèse ou le système reste ouvert à l'échelle du litage tectonique acquis, l'écartement moyen entre les lits serait donc simplement fonction de la taille moyenne des hétérogénéités, qu'elles soient initiales ou induites par déformation (plis).

Dans l'hypothèse ou le système est clos à l'échelle des litages, le problème est plus intéressant parce que, comme dans l'interférence plissement-différenciation discutée au paragraphe précédent, il y a ici aussi un effet d'induction réciproque de deux processus : la taille des hétérogénéités impose dans un premier temps l'écartement entre les joints de dissolution mais les possibilités de transfert au sein de la roche interviennent très vite pour modifier cet écartement. Les espèces dissoutes peuvent en effet recristalliser dans l'environnement immédiat du joint de dissolution (voir ci-dessous). A partir du moment ou le colmatage autour des joints est suffisamment complet la (ou les) bandes colmatées près du joint initial, vont à leur tour jouer le rôle d'hétérogénéités et induire des joints de dissolution à leurs limites (Fig. 183b & c). L'écartement (e) entre les joints induits ne sera plus alors fonction de la taille (d) des hétérogénéités mais des possibilités de transfert (et de recristallisation) au sein de la roche. Cet écartement pourra être plus petit (Fig. 183b) ou plus grand (Fig. 183c) que la taille des hétérogénéités initiales selon ces possibilités de transfert et de cristallisation. De telles zones de cristallisation qui induisent des dissolutions dans la matrice environnante ont été décrites dans plusieurs exemples : ombres de pression, (Fig. 17), plis (Fig. 145), fentes (Fig.164), colmatages interboudins (avec boudins boudinés, Fig. 168d). Mais c'est aussi une observation courante dans l'étude des joints stylolitiques que de trouver les pores de la roche mieux colmatés près des joints que loin de ceux-ci. Ce colmatage de la roche sur une certaine épaisseur de part et d'autre des joints de dissolution explique d'ailleurs les problèmes de certains exploitants pétroliers qui constatent une baisse progressive de la perméabilité des roches près des joints de stylolites qui constituent des barrières imperméables au pétrole. Contrairement à ce qui est souvent affirmé, ce ne sont pas toujours ces joints de stylolites qui sont imperméables mais ce peuvent être les zones de colmatage autour des stylolites.

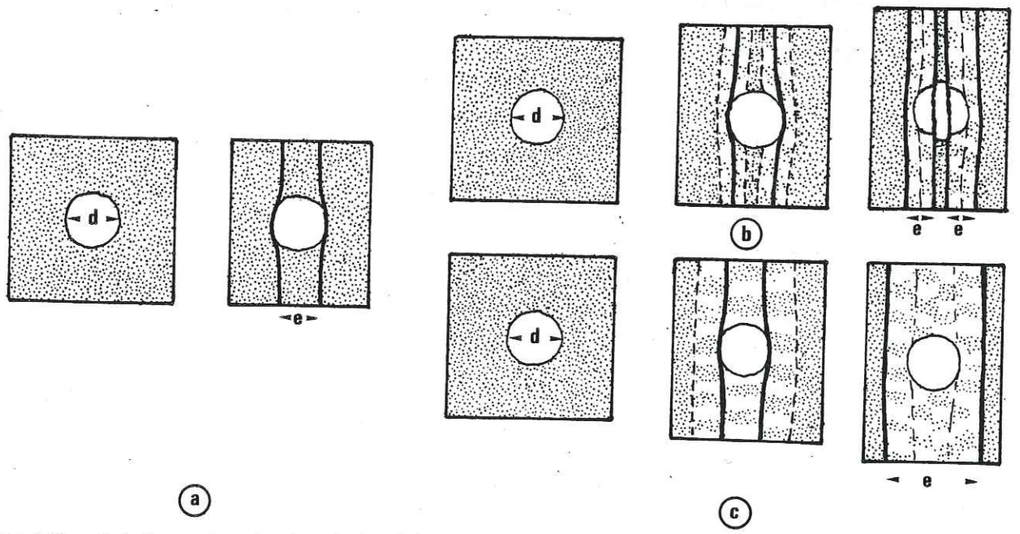


Figure 183 : Relation entre écartement des joints de dissolution et taille des objets durs ; (a) : cas d'un système ouvert, relation simple entre e et d, (b) cas d'un système fermé (à l'échelle du litage induit), les zones consolidées par le dépôt des cristaux peuvent devenir plus rigides que l'objet initial et induire à leurs limites de nouvelles zones de dissolution. L'écartement fini (stabilisé, voir Fig. 185) peut être inférieur (b) ou supérieur (c) à la taille des hétérogénéités initiales, selon les possibilités de transfert et de croissance des matières mobiles.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Dans la logique de ce raisonnement, on peut alors concevoir qu'un joint ayant fonctionné comme zone de dissolution à un moment donné soit, à un instant suivant, situé dans une zone de dépôt ce qui devrait souvent stopper la dissolution sur ce joint (cas de la Fig. 183c). De même des zones de dissolution peuvent recouper des hétérogénéités initiales si celles-ci sont relativement moins rigides que les zones voisines consolidées par les dépôts de cristaux (Fig. 183b). L'exemple de la Fig. 131c3 d'une couche compétente plissée recoupée par des joints de dissolution illustre cette évolution.

Dans cette hypothèse d'une relation entre écartement des joints de dissolution et taille des hétérogénéités (initiales ou induites), on peut concevoir le développement d'un litage extrêmement régulier (s'il est imposé par la taille des grains par exemple, Fig. 9), ou bien on peut observer le développement de domaines allongés (en forme d'amandes) qui semblent des structures très fréquentes dans la schistosité de flux et qui ont été notamment bien observées par Voll (1960). L'écartement moyen peut aller du μm à l'hm ! (Fig. 9 et 165).

e) Développement des stylolites

L'effet d'hétérogénéités induites par le dépôt permet peut être aussi d'expliquer le développement de ces structures curieuses que sont les stylolites. On doit pour cela distinguer deux cas selon que ces stylolites apparaissent sur des joints préexistants (le plus généralement les joints de stratification) ou bien au niveau d'hétérogénéités de la roche.

- Le dernier cas (stylolites tectoniques) n'est pas fondamentalement différent de celui du développement de la schistosité. On a noté d'ailleurs sur plusieurs exemples (Fig. 9a, 9c) un passage continu d'une structure à l'autre. On observe alors que les pics des stylolites sont d'une taille de l'ordre de grandeur de celle des grains de la roche (Fig. 184a). La forme en zig-zag des pics doit reproduire (plus ou moins bien) la limite des joints de grains initiaux (ou d'autres hétérogénéités, voir Fig. 24), avec des perturbations induites par la transformation du matériau, voir ci-dessous.

- Par contre, lorsque les stylolites se développent sur des plans préexistants (souvent des limites de couches), on peut observer que la longueur d'onde des pics est bien supérieure à celle de la taille des grains (voir Fig. 3a). Ceci peut s'expliquer par la transformation du matériau au cours du processus de transfert de matière. On peut concevoir en effet que des zones de dissolution apparaissent isolées le long d'une interface entre deux strates, leur situation doit alors être conditionnée par des hétérogénéités acquises lors de la sédimentation (zones durcies entre deux épisodes de sédimentation, figures de courants, etc...). Les minéraux mobiles issus de ces zones de dissolution, vont se redéposer autour de celles-ci, si, comme c'est probable, il y a des vides (des pores) dans la roche environnante, Fig. 184b1. Ces dépôts vont consolider des volumes de roches situés autour des zones de dissolution (Fig. 184b2), les zones "durcies" vont pouvoir se comporter comme des objets durs et elles vont alors, soit faciliter le développement de certaines zones de dissolution, soit en induire de nouvelles. Dans tous les cas, c'est la taille de ces "poinçons" qui fixera la longueur d'onde des pics stylolitiques et comme cette taille des zones consolidées dépend des possibilités de transfert de matières mobiles, on peut dire schématiquement que la longueur d'onde des pics stylolitiques reflète les possibilités de transfert dans la roche au moment des processus de dissolution-cristallisation. On a pu remarquer (Fig.165) que ce système n'était d'ailleurs pas un état très stable puisque la plupart du temps la taille des pics stylolitiques tend à décroître lorsque les quantités de matière dissoute dans ce joint deviennent importantes (Fig. 185).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

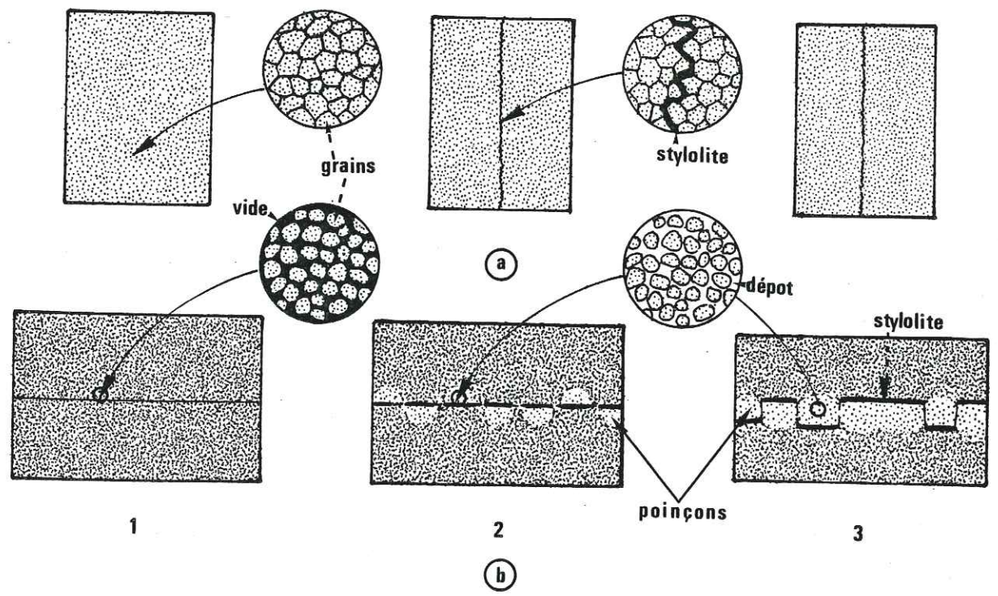


Figure 184 : Acquisition des formes stylolitiques et réglage de leur longueur d'onde : (a) effet de la forme initiale des surfaces de joints de grains (cas des stylolites tectoniques). (b) : effet de la taille des zones consolidées colmatées autour de plusieurs zones de dissolution et situées le long d'un interface stratigraphique, (cas des stylolites diagénétiques).

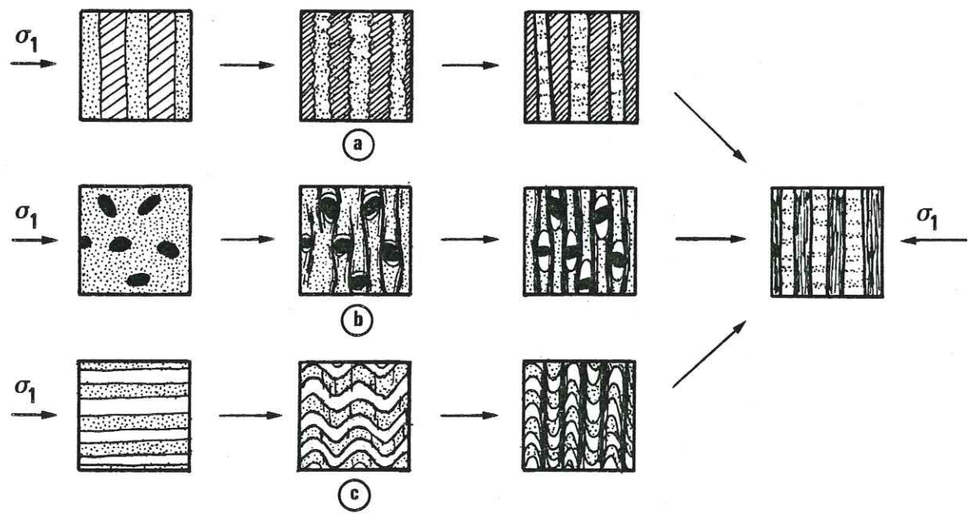


Figure 185 : Transformations physico-chimiques des roches sous contrainte : passage d'une forme instable (à gauche) vers une forme d'équilibre stable (à droite) pour des conditions de déformation données : (a) litage préexistant perpendiculaire à σ_1 ; (b) : hétérogénéités initiales dispersées ; (c) litage initial parallèle à σ_1. Dans tous les cas la forme stable est un litage perpendiculaire à σ_1 dont les caractères géométriques reflètent les conditions de déformation.(Voir Fig. 186c pour la composition d'équilibre de ces lits).

f) Développement des litages sédimentaires ou métamorphiques

Ce que nous avons dit sur l'apparition et le développement de litages tectoniques peut être étendu à d'autres types de litages souvent observés dans la nature comme les litages métamorphiques, ou les litages sédimentaires.

Compte tenu des conditions dans lesquelles se développent les processus de dissolution-cristallisation (§ I.6), la distinction entre litages tectoniques et métamorphiques est à peine nécessaire. Nous avons cependant introduit au § IV.2 une distinction entre des transferts strictement liés à la dissolution-cristallisation et des transferts dus à des cristallisations métamorphiques. Dans la mesure où une roche doit le plus souvent acquérir un litage tectonique par dissolution-cristallisation avant de subir des transformations métamorphiques importantes, il est probable que les litages métamorphiques sont partiellement hérités. Mais les réactions métamorphiques peuvent elles-mêmes renforcer (ou stabiliser) le litage. Si, par exemple, de la silice est libérée avec la cristallisation des micas, elle va aller se déposer dans les lits les plus durs comme la silice dissoute au cours des événements tectoniques antérieurs.

La mention de litages sédimentaires accentués par différenciation chimique lors de la diagénèse, peut sembler étonnante, mais en fait les processus de dissolution-cristallisation apparaissent et se développent dès le début de cette diagénèse des roches. Ils contribuent même probablement pour la plus grande part à la compaction des roches (Chilingarian & Wolf, 1976). Nous avons vu aussi sur plusieurs exemples que les distances moyennes de transfert (ou plutôt d'échange de matière) entre différents domaines, pouvait atteindre des tailles de l'ordre de grandeur de l'épaisseur des couches (pluri-décimétrique). Il est donc tout à fait possible que les alternances extrêmement régulières de bancs alternativement plutôt quartzeux (ou calcaire) et plutôt argileux, que l'on observe sur plusieurs centaines de mètres dans certaines séries, soient dues à des processus de différenciation chimique diagénétique. Comme dans les processus tectoniques, il est nécessaire qu'il existe une certaine hétérogénéité sédimentaire, mais celle-ci peut être largement amplifiée par les mêmes processus que ceux que nous avons décrit précédemment (modèle Fig. 180a).

Pour conclure sur ces processus d'acquisition et de développement de litages dans les roches, on trouvera schématisé dans la Fig. 185 les différentes évolutions possibles de la structure des roches selon l'orientation des contraintes et les caractères de ces roches. On peut retenir que les matériaux généralement hétérogènes que sont les roches ne sont pas des systèmes chimiquement stables sous l'effet des contraintes qui s'exercent dans la croûte. Lorsqu'une roche est soumise, à un état de contrainte avec déviateur, sa forme d'équilibre chimique est un litage qui apparaît, ou s'amplifie, perpendiculaire à σ_1 et qui se traduit par une alternance de lits plutôt riches en matière mobile (quartz, calcite) et de lits plutôt pauvres en ces éléments (et donc plutôt riches en espèces non mobiles). La géométrie de ce litage doit dépendre des mêmes paramètres que ceux qui interviennent dans les relations du fluage par dissolution-cristallisation, c'est-à-dire non seulement des différences de contraintes entre les lits (Robin, 1978) mais aussi de l'évolution des caractères géométriques et physiques des matériaux comme les coefficients de transfert, ou de réaction, ou la teneur et la nature des fluides (libres ou piégés). Les formes stables acquises sont évidemment représentatives des conditions particulières de la transformation. Si ces conditions changent, de nouvelles formes d'équilibre sont alors à rechercher. On retiendra que dans tous les cas, c'est surtout la taille des hétérogénéités de la roche (initiales ou induites) qui pourrait imposer la géométrie de ces litages (en système ouvert), ou bien les possibilités de transfert (ou de réaction), en système fermé (Fig. 183).

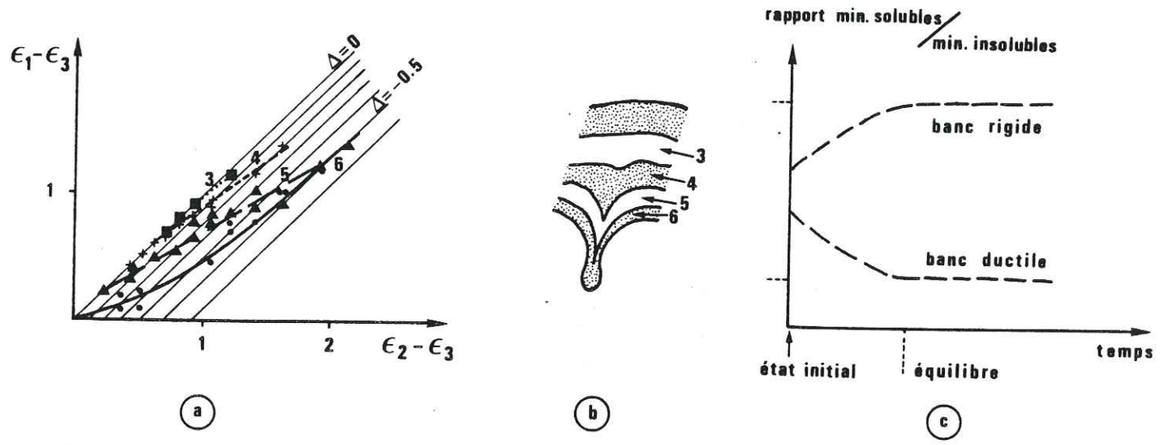


Figure 186 : (a) Evolution des valeurs de Δ avec la déformation interne des roches ; (b) : situation des couches analysées, voir Fig. 143-144. Le long de la couche 5, les augmentations infinitésimales successives de Δ sont constantes avec l'accroissement de déformation interne. Le long de la couche 6, une composition limite semble atteinte lorsque Δ=-50 % puisque la pente du chemin de déformation tend vers 1 (Δ infinitésimales successives = 0). Les valeurs ϵ_1, ϵ_3 et Δ sont issues de la Fig. 144b, $\epsilon_2 = 0$. (c) : Notion de composition d'équilibre entre deux couches voisines qui subissent une différenciation chimique : deux domaines de composition initiale proche sont différenciés en système clos au cours de la déformation progressive et ils atteignent respectivement, et en fonction du temps, leur composition d'équilibre pour les conditions de déformation imposées.

g) Composition d'équilibre de lits différenciés en système clos

Sur l'exemple de la Fig. 143 qui permettait la mise en évidence de diminutions de volume importantes dans une matrice schisteuse près d'un filon plissé de taille décimétrique, nous avons cherché à préciser les relations entre les valeurs de diminution de volume (Δ) et les valeurs de déformation interne de la matrice schisteuse ($X = l_1/l_0$ et $Z = l_3/l_0$). Nous avons utilisé pour cela la reconstitution de ces valeurs qui nous semblait la plus compatible avec les observations et les résultats obtenus. Il s'agit des valeurs de Δ , X, Z utilisées dans le schéma de la Fig. 144b.

Sur la Fig. 186, nous avons donc reporté sur un diagramme de Flinn, modifié par Ramsay (1967) (voir Fig. 133), les valeurs Δ, $\epsilon_1 = \ln (l_1/l_0)$ et $\epsilon_3 = \ln (l_3/l_0)$. Dans la matrice schisteuse, le long de ce que l'on peut appeler des couches plissées à déformation hétérogène, on peut alors observer l'évolution des augmentations successives infinitésimales des valeurs de Δ en fonction de l'accroissement de la déformation interne. On discutera simplement du comportement des deux couches les plus plissées dans la matrice schisteuse.

La déformation progressive le long de la couche 5 peut être considérée comme un chemin de déformation. Dans ce type de diagramme, lorsqu'un tel chemin apparaît rectiligne, cela signifie que les valeurs des accroissements infinitésimaux de Δ restent constantes lorsque la déformation interne augmente. Ceci caractérise notamment des déformations progressives coaxiales sous un état de contrainte stable, ce qui paraît à première vue simpliste dans un secteur plissé !. On pourrait dire que l'effet des contraintes reste mineur et que c'est, par exemple, surtout les possibilités de transfert qui imposent les vitesses de changement de volume et que ces possibilités restent stables ! Mais nous ne

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

discuterons pas ce problème plus avant parce que la distribution des valeurs de déformation interne n'a pas été obtenue avec une assez grande précision, (cette distribution a déjà été extrapolée à partir des valeurs de déformation interne aux limites du secteur). Il reste que ce type d'analyse devrait être développé sur d'autres exemples pour mieux comprendre l'évolution des vitesses de déformation (et notamment pour discuter des processus d'amollissement ou de durcissement des roches, voir § IV.5.C).

Le long de la couche 6, on peut définir aussi un chemin de déformation, la courbe qui le représente n'a plus alors une pente constante mais on observe plutôt une diminution progressive des valeurs infinitésimales successives de Δ au fur et à mesure que la déformation interne s'accroît. On note qu'au-delà de valeurs de $\Delta = -50$ %, la pente de la courbe tend vers 1 ce qui signifie que les valeurs infinitésimales de Δ tendent vers une valeur nulle. Il n'y a pratiquement plus de diminution de volume en fin de déformation.

On peut alors se rappeler, que dans tous les autres exemples analysés, nous n'avons jamais obtenu de valeurs de Δ bien supérieures à - 50 %. Une première explication est que cette valeur correspond au départ de tous les minéraux mobiles de la roche. Mais on peut voir sur les diagrammes de la Fig. 171 et sur les tableaux de la Fig. 170 qu'il n'en est rien. Les diminutions de volume relatives des différents minéraux mobiles n'atteignent jamais - 100 % et elles en restent souvent assez éloignées (voir Fig. 171).

On peut aussi penser que pour un domaine de roche de nature et de taille (initiale) donnée, qui subit une différenciation chimique par dissolution-cristallisation avec départ de matière, il existe une composition limite au-delà de laquelle les transferts hors de ce domaine cessent. Si on considère deux couches contiguës, de composition initiale proche, mais qui sont progressivement différenciées en système clos par des processus de dissolution-cristallisation, il devrait alors apparaître pour chaque couche une composition d'équilibre (Fig. 186c).

On remarquera que si la composition d'équilibre des domaines "ductiles" correspond rarement à une teneur à 100 % en éléments insolubles, certaines parties de domaines "rigides" peuvent acquérir une composition à 100 % en éléments mobiles (filons plissés de la Fig. 143, fentes à cristaux, ombres de pression, colmatage interboudins, etc...). La déformation par dissolution-cristallisation se traduit donc toujours par une ségrégation des minéraux mobiles qui constituent le plus souvent des amas compacts et qui se comportent ensuite comme des zones de "drain" des matières mobiles jusqu'à ce que les possibilités d'extraction de ces matières mobiles à l'origine très dispersées dans la matrice environnante deviennent rédhibitoires.

Le problème de savoir si les compositions d'équilibre de deux domaines différenciés en système clos sont fonction des différences de contraintes introduites par l'acquisition progressive d'une hétérogénéité entre ces deux domaines, comme le suggère Robin (1978), ou bien si d'autres effets s'y ajoutent comme des effets dus à l'inhibition des possibilités de transferts (ou de réactions) par exemple par expulsion des fluides liés à des compactions ou des réactions chimiques, pose en fait tout le problème de l'étude de la déformation par dissolution-cristallisation avec l'interférence entre plusieurs paramètres qui évoluent au cours d'une déformation progressive (tous les paramètres de la relation de fluage interviennent, voir Fig. 63). La recherche de telles compositions d'équilibres dans des structures périodiques rejoint celle discutée précédemment des géométries d'équilibre sous contrainte (Fig. 185). La mesure systématique de la géométrie et de la composition des lit différenciés qui ont atteint leur équilibre pourrait permettre de retrouver des conditions (stables) de déformation.

h) Transfert de matière à différentes échelles et déformation interne des roches

Nous discuterons ensuite d'un autre problème qui est celui de la grande variabilité des tailles des systèmes clos que nous avons pu estimer depuis des tailles millimétriques jusqu'à hectométriques. Cette grande variabilité peut s'expliquer bien sûr par des mécanismes de transferts de matière différents (diffusion et infiltration) mais la notion de transfert de matière à différentes échelles pose un certain nombre de problèmes que l'on peut rapidement évoquer ici.

Nous avons pu montrer sur divers exemples (Fig. 143, 146) que lorsqu'on observe des transferts de matière entre des domaines de tailles équivalentes, des transferts s'effectuent aussi à l'échelle de domaines d'autres ordres de grandeur de tailles (inférieures ou supérieures) apparemment simultanément. C'est ce qui est représenté schématiquement dans la Fig. 187, pour des domaines boudinés contigus d'une matrice plus ductile. Nous avons même établi une relation entre les valeurs de l'extension par boudinage (e) et la taille des domaines boudinés (d) du type $e = f(d)^n$ avec $n \simeq 2$ (voir Fig. 169). Nous avions été obligés pour cela d'admettre qu'à toutes les échelles les transferts s'effectuent en système clos, (ce qui est effectivement cohérent avec nos observations). Mais ce n'est évidemment possible que si à l'intérieur d'un domaine de taille donné, les domaines de tailles inférieures sont beaucoup plus petits que le premier et surtout s'ils sont suffisamment peu nombreux (cas des fossiles isolés au sein d'une couche, cas de couches boudinées isolées au sein d'un massif, etc..., voir Fig. 187). C'est donc clairement un cas un peu particulier d'association de systèmes assez indépendants, quasiment clos à toutes les échelles.

Dans le cas le plus général, où un domaine donné est composé de plus petits domaines qui sont jointifs et de tailles homogènes (cas de grains au sein d'une couche), il n'en est plus de même. S'il y a un départ de matière de 20 % d'une couche cette valeur doit se retrouver par exemple, au niveau de tous les grains si ceux-ci sont les domaines d'ordre immédiatement inférieur (Fig. 187c). Pour des conditions de déformation données, la valeur de la déformation interne d'une roche mesurée à une certaine échelle (et acquise par dissolution-cristallisation) est inversement proportionnelle à la taille des domaines qui se transforment en système clos au sein de cette roche, (ou ce qui revient au même, cette déformation interne est proportionnelle à la dispersion de la phase fluide, voir § IV.4.D.a). Des valeurs importantes de déformation interne peuvent donc être associées à des mécanismes de déformation par dissolution-cristallisation si la taille des domaines solides (entourés de fluides) est assez faible. Si on considère les plus petits domaines facilement identifiables dans une roche (les grains), une déformation interne très importante de la roche (mesurée à l'échelle de l'affleurement) peut être acquise par dissolution-cristallisation au niveau des grains (déplacement relatif de ces grains avec accommodation à leurs limites par transfert de matière).

La difficulté, avec les déformations naturelles des roches, c'est que la taille des systèmes clos (autour de domaines répartis de manière homogène) est susceptible d'évoluer au cours de la déformation progressive. Le plus généralement, cette taille décroît au fur et à mesure que la roche se compacte (au fur et à mesure que les possibilités de transfert diminuent). Mais puisque ces transferts sont avant tout fonction des teneurs en eau, on peut concevoir qu'une augmentation des possibilités de transfert apparaisse à l'occasion d'épisodes de fracturation intense ou de transformation minérale (avec production d'eau) et qu'ainsi alternent dans le temps, non seulement des transferts sur des distances variées, mais aussi des mécanismes de déformation par dissolution-cristallisation différents. Si par exemple, la relation de fluage est limitée par les processus de transfert (modèle D ou I, Fig. 63) et qu'à un certain moment les possibilités de transfert deviennent très grandes ce sont les vitesses de réactions qui vont devenir les processus limitant la vitesse de la relation de fluage (modèle R, Fig. 63).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Le principe de la méthode de calcul des transferts que nous avons adopté (analyse chimique comparative des résidus de dissolution) nous a, en fait, imposé d'étudier plus particulièrement des systèmes isolés à déformation hétérogène, ce qui explique que nous ayons pu trouver, dans un même massif, des systèmes apparemment clos de tailles très variées. Nous avons pu ainsi étudier les conditions d'initiation, ou de développement, des déformations par dissolution-cristallisation à l'échelle des roches, mais on ne peut pas, avec ce type de méthode, étudier les transferts de matière à l'échelle des grains minéraux. L'étape suivante de cette étude devrait donc être de trouver une autre méthode de quantification des transferts de matière au niveau des domaines qui sont répartis de la manière la plus homogène dans les roches, c'est-à-dire les grains. Comme nous l'avons déjà dit à la fin de la discussion sur la déformation expérimentale de ces grains (§ III.8) le développement d'une méthode d'estimation des quantités redéposées après déformation par transfert semble être une des priorités méthodologiques de l'étude des transferts par dissolution-cristallisation. Une première approche par l'étude en cathodoluminescence nous a semblé prometteuse. D'une manière plus générale, des analyses de la répartition des éléments traces dans les minéraux déformés, pourrait peut-être nous permettre de mettre en évidence ces transferts à l'échelle des grains minéraux.

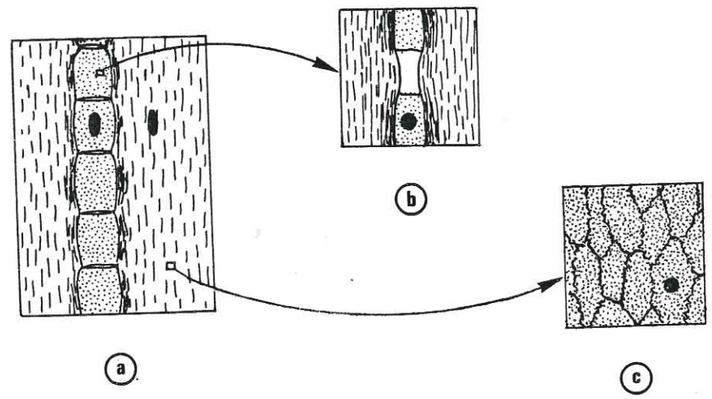


Figure 187 : Représentation schématique des transferts de matière à différentes échelles dans une roche déformée. Lorsqu'au sein de domaines de tailles données, on rencontre d'autres domaines isolés de tailles très inférieures, on peut considérer que les systèmes sont clos du point de vue des transferts aux deux échelles (cas d'une belemnite boudinée dans une couche elle-même boudinée), la relation entre les valeurs d'extension des différents domaines et la taille de ces domaines est alors du type $e = f(1/d^n)$ avec $n \gtrsim 2$ (voir Fig. 169). Si au contraire les domaines d'ordre inférieur sont contigus et homogènes, leur diminution de volume correspond à celle de la roche et les déplacements relatifs de ces petits domaines (accommodé par dissolution-cristallisation) contribuent à la déformation interne du domaine de taille supérieure. En noir, valeurs des déformations internes dans les différents domaines.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

IV.5/ IMPLICATION DES DEFORMATIONS PAR DISSOLUTION-CRISTALLISATION DANS QUELQUES PROBLEMES GEOLOGIQUES ET GEOPHYSIQUES

Pour clore la partie de ce mémoire consacrée aux déformations naturelles, nous évoquerons rapidement un certain nombre de problèmes géologiques et géophysiques dans lesquels les processus de dissolution-cristallisation sont impliqués. Comme dans un certain nombre de cas discutés précédemment, il ne s'agit pas ici de résoudre tous les problèmes mais simplement de les exposer et de suggérer un certain nombre de thèmes qui restent à développer dans le cadre de recherches interdisciplinaires en tectonochimie.

IV.5.A/ Différenciation chimique et différenciation structurale dans la déformation des roches

Un certain nombre d'exemples de différenciation structurale dans des déformations progressives naturelles, sont donnés dans la Fig. 188. On y voit, par exemple, l'évolution de la direction des axes de plis par rapport aux directions de déformation interne lorsque les valeurs de cette déformation interne (marquée par des bélemnites tronçonnées) changent au sein d'un même massif (Fig. 188a). On y voit aussi les différentes structures qui peuvent se développer dans des zones de cisaillement contiguës telles que : plis d'entraînement à schistosité de plan axial (b), schistosité avec déplacement relatif (apparent) des microlithons inverse du sens de cisaillement (c) ; fractures colmatées (de type Riedel) qui font un angle faible avec le plan de cisaillement (d), (plan "C" auteurs anglo-saxons).

Ce qui nous intéresse ici c'est que toutes ces structures peuvent apparaître dans une même série (dans un même massif déformé) associées à des transferts de matière qui s'effectuent, par exemple, entre les schistosités de dissolution (départ) et les fractures colmatées (dépôt) ; ou bien entre les flancs longs (départ) et les flancs courts (dépôt) au début d'un plissement (stade b2) ; ou bien encore entre les flancs inverses (départ) et les flancs normaux (dépôt) lorsque le même type de plissement est beaucoup plus accentué (stade b3). Les transferts de matière renforcent alors la différenciation structurale. Ainsi, s'il apparaît localement des fractures de type Riedel (Fig. 188d) et des schistosités de dissolution (Fig. 188c) dans deux domaines proches initialement peu différenciés, les transferts de matière vont rendre le domaine avec fractures colmatées de plus en plus résistant (le domaine se durcit), ils vont donc faciliter l'apparition de nouvelles fractures. A l'inverse, dans le domaine avec schistosité, l'accroissement de teneur en résidus insolubles va au contraire "amollir" ce secteur, et généralement accroître les possibilités de départ et transfert (voir § IV.4.D). C'est la même chose pour deux couches contenant des plis de même direction, celle qui se durcit au cours de la déformation (par apport de matière) conserve des plis parallèles à Y (stade b1) alors que celle qui s'amollit présente des axes de plis progressivement réorientés qui deviennent parallèles à X (stade b3).

On pourrait ainsi citer une multitude d'exemples d'intéraction entre différenciation structurale et différenciation chimique et c'est bien normal dans la mesure où toutes structures acquises quel qu'en soit le mécanisme va devenir une limite (potentielle) de domaines et va le plus souvent faciliter à son niveau, soit le départ soit le dépôt d'espèces mobiles. L'apparition de nouvelles structures va donc modifier les conditions des transferts mais ces transferts interviennent à leur tour sur le développement des nouvelles structures et il se poursuit ainsi une intéraction entre les divers processus. L'exemple que nous discuterons, dans un paragraphe suivant, du colmatage (ou des dissolutions) le long de failles sismiques (ou asismiques) en est une bonne illustration.

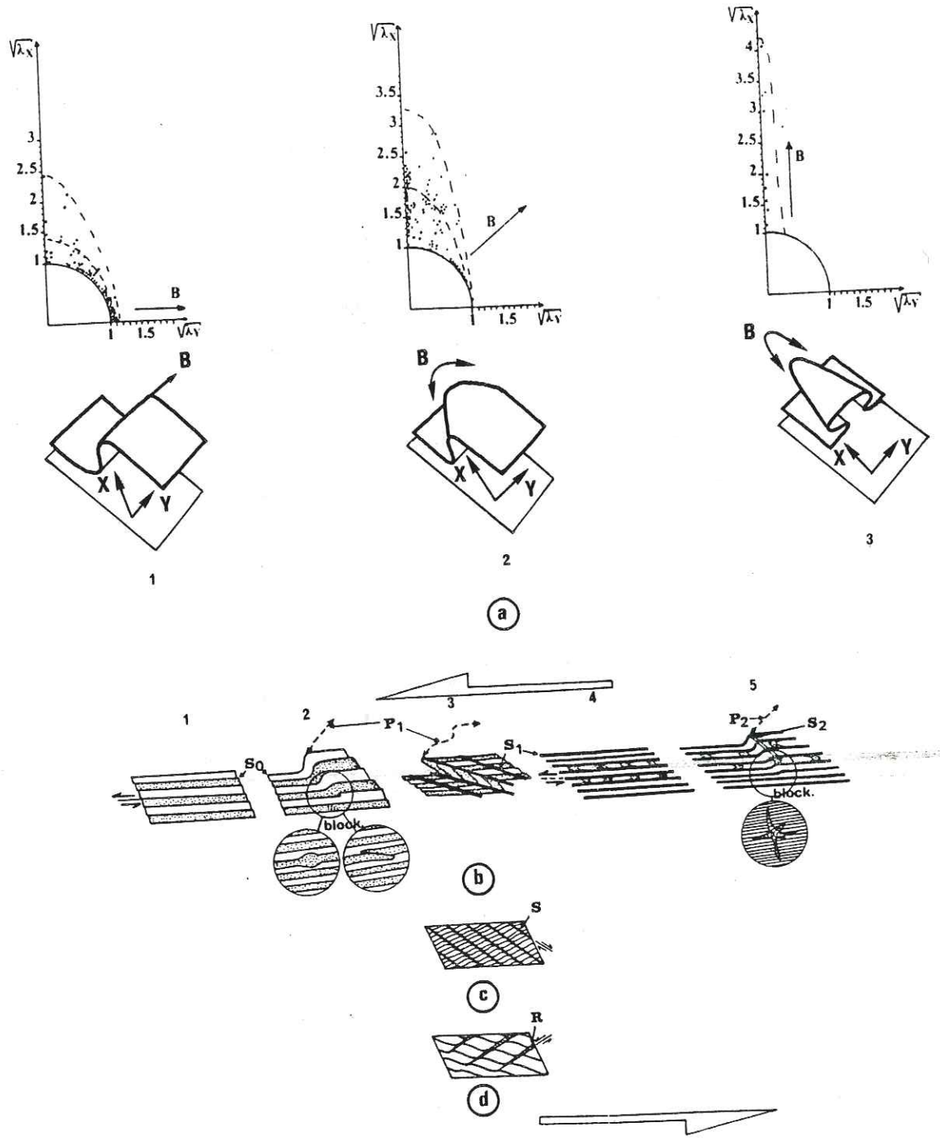


Figure 188 : Quelques exemples de différenciation structurale des roches au cours d'une déformation progressive. En haut, évolution des relations entre l'axe des plis "B" et les directions de déformation principale (X et Y), avec l'accroissement du rapport des valeurs de déformation interne de la roche (marqué par la mesure de l'élongation des bélemnites) : "B" est parallèle à Y lorsque la déformation interne de la roche est faible, et "B" devient parallèle à X lorsque cette déformation interne est forte. En bas, différentes structures qui se développent dans une zone de cisaillement ; (b) : plis d'entraînement, (dont les axes évoluent voir plus haut) avec schistosité de plan axial ; (c) : schistosité de dissolution ; (d) : fractures colmatées (de type Riedel). Toutes ces structures peuvent apparaître dans une même série et s'accompagner de transfert de matière (entre schistosités et fractures colmatées ; entre flancs longs et flancs courts des plis, stade (b2) ; ou entre flancs normaux et flancs inverses (stade b3).

Une autre conséquence de la liaison entre différenciation chimique et différenciation structurale est l'accroissement de la dispersion des mesures que l'on peut effectuer sur des secteurs comportant des domaines différenciés. Ainsi les valeurs données par les belemnites tronçonnées sont-elles très dispersées, même lorsqu'elles concernent des zones à stratification constante (cas des Fig. 188a1 et a2). Cette dispersion pourrait être due à l'hétérogénéité du comportement des bélemnites elles-mêmes, mais alors la valeur d'extension maximale devrait être la valeur maximale donnée par ces fossiles, or, avec cette valeur maximale et la valeur de contraction que l'on connaît dans la région (Z = 0,6) cela signifierait qu'il y a une augmentation de volume de près de 60 % dans tout le massif analysé (les fossiles ont été ramassés dans des éboulis que surplombent des falaises de plusieurs centaines de mètres). Ce n'est pas réaliste. La dispersion des valeurs est plus probablement due à l'hétérogénéité de la déformation due à la différenciation du massif en domaines de différentes tailles. Il peut s'agir soit de différenciation entre les couches (cisaillements parallèles à ces couches de valeurs différentes), soit de différenciations entre domaines parallèles à la schistosité, avec alternance de domaines avec dépôt et avec départ de matière, litage tectonique), voir aussi Fig. 165.

L'étude des interactions entre le développement de structure et l'évolution des transferts de matière débouche en fait sur l'étude des processus de durcissement ou d'amollissement des roches au cours d'une déformation progressive et donc sur le problème des transformations chimiques et mécaniques des roches en cours de déformation (Cobbold 1977).

IV.5.B/ Redistribution des minéralisations dans les déformations avec transfert de matière

On peut avoir une idée du comportement des éléments recherchés pour leur intérêt économique dans les déformations avec transfert, en comparant ce comportement avec celui de quatre des minéraux les plus fréquemment rencontrés dans les roches étudiées (quartz, calcite, illite, chlorite). On observe sur la Fig. 189 les rapports X_p/X_e (X_p = teneur d'un élément dans une zone protégée, X_e = teneur du même élément dans une zone exposée) pour différents exemples qui correspondent aux dessins de la Fig. 147, (voir aussi Fig.170).

On note sur cette figure, trois types de comportements :

- Certains éléments comme Ba et Rb suivent, dans les cinq cas, exactement le comportement des deux minéraux majeurs insolubles (illite et chlorite).

- Un autre élément comme Sr suit le comportement de la calcite, aussi dans tous les cas.

- Enfin les autres éléments sont, dans certains exemples strictement associés aux minéraux insolubles (CL, MI), et dans d'autres exemples, ils présentent un comportement de minéraux très peu mobiles (du type de celui du quartz dans certains exemples cités (ME, LE).

Comme nous l'avons dit à propos des différences de comportement du quartz et de la calcite en fonction des conditions de déformation (voir IV.4.A.), s'il est évident que les éléments "utiles" sont redistribués dans le processus de déformation par dissolution-cristallisation, leur comportement doit probablement varier avec les conditions de cette déformation, et bien sûr ce comportement doit aussi être fonction de celui de leurs minéraux-hôtes. Des études plus systématiques toujours par des analyses comparatives de secteurs à déformation hétérogène mais proches de gisements, pourrait peut être nous dire comment ces redistributions tectoniques interviennent dans les processus de minéralisations.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

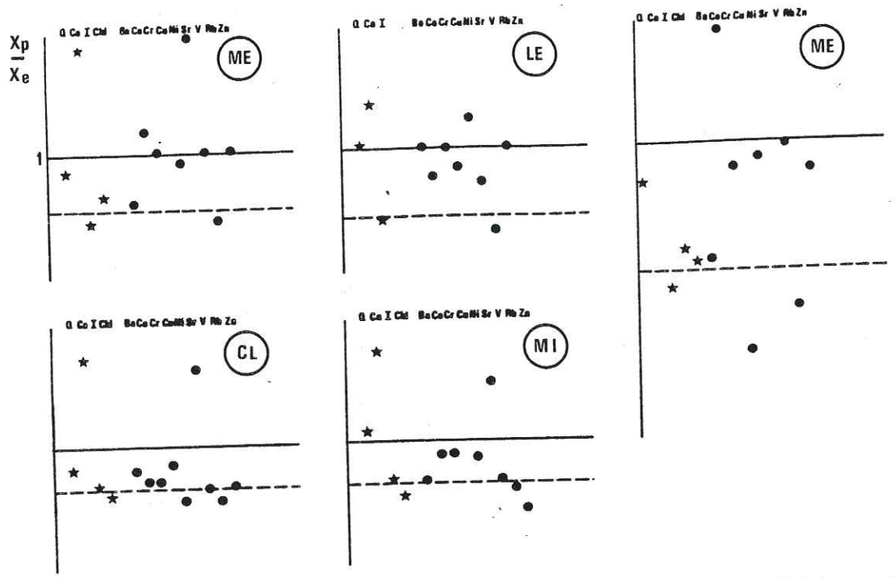


Figure 189 : Représentation des valeurs X_p/X_e dans différents exemples de paires zone protégée/zone exposée dans des déformations par dissolution-cristallisation. X_p = teneur d'un élément dans une zone protégée, X_e = teneur du même élément dans la zone exposée, sachant que ces deux zones avaient la même composition avant la déformation.

Même si les redistributions de minéralisations interviennent après une période de déformation par dissolution-cristallisation, les structures acquises lors de cette déformation et notamment les processus de différenciation en domaines inhérents à cette déformation, peuvent intervenir sur la répartition des dépôts. Cette déformation s'accompagne en effet d'une modification de la porosité (ou de la perméabilité) de la roche. S'il est clair que pendant la déformation les éléments mobiles vont se déposer dans les secteurs plutôt protégés, soumis aux moindres valeurs de contrainte en compression, il n'est pas du tout évident que cette règle soit encore valable pour les minéralisations concentrées après la déformation des roches. Lorsqu'on examine un massif affecté de structures témoignant d'une déformation par dissolution-cristallisation (avec des fentes colmatées et des joints de dissolution), on observe en effet, contrairement à une opinion courante, que les zones les plus perméables sont plutôt les joints de dissolution et non pas les fentes qui sont presque toujours beaucoup trop bien colmatées pour laisser circuler les fluides. Ainsi dans tous l'Atlas Central Marocain, les minéralisations en calcosine (concentrées après l'apparition de stylolites) s'observent systématiquement dans ces joints de stylolites quelle que soit leur orientation et leur nature (diagénétique ou tectonique) alors qu'il n'y a jamais de concentration dans les fentes à calcite associées.

Une autre observation, qui va dans le même sens, est celle qui a été faite sur l'exemple des calculs de changement de volume dans une matrice schisteuse autour d'un filon plissé (Fig. 143). Nous avons mesuré la densité des échantillons situés le long d'une même couche schisteuse mais prélevés soit près des extrados de plis (zone protégée) soit près des intrados de ces plis (zone exposée). Les densités moyennes sont respectivement de 2,742 ± 0,04 et 2,762 ± 0,01. Cette différence de densité est due en partie à la différence de composition chimique des zones protégées ou exposées. On peut calculer les densités théoriques dans ces deux types de zones à partir de leurs compositions, on trouve

respectivement des valeurs de 2,75 et 2,82. On peut ainsi estimer une certaine porosité du matériau qui correspond à la différence entre densité théorique (sans vide) et densité mesurée. On trouve que cette porosité ($n = d_t - d_m)/d_m$) varie de 0,3 % dans les zones protégées à 2 % dans les zones exposées.

Cette augmentation de la quantité de vides dans les zones exposées pourrait s'expliquer ainsi (Fig. 190) : si, après départ des matières mobiles les minéraux insolubles peuvent occuper entièrement la place dégagée, il ne devrait pas y avoir perte de porosité, mais, si ces minéraux insolubles ne peuvent pas boucher ces vides, alors la porosité va s'accroître dans les zones exposées. La raison d'un tel comportement pourrait être que les "vides" laissés par les matières mobiles étaient au moment de la déformation occupés par des fluides. Si la pression de ces fluides était proche de la valeur de la contrainte moyenne sur la roche, elle devrait s'opposer au colmatage des vides. En raisonnant ainsi, on admet implicitement que la force motrice du transfert n'était pas une différence de contrainte normale sur des joints particuliers mais une différence de la moyenne des valeurs de contraites normales autour de certaines zones (avec un très faible déviateur de contrainte). Mais nous avons vu qu'une telle analyse était justifiée lorsque l'on considère des transferts entre des zones dont la taille est très supérieure à celle des joints de dissolution (cf. § IV.4.B.).

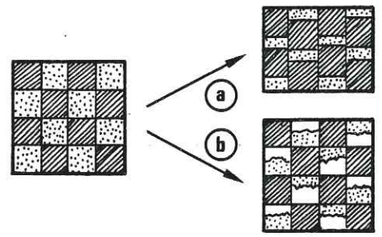


Figure 190 : Représentation schématique de deux types de comportement des roches soumises à une dissolution ; (a) : transformation à porosité nulle constante ; (b) transformation avec apparition de pores à la place des matières dissoutes, pores remplis de fluide à une pression proche de la moyenne des contraintes normales sur la roche.

On retiendra donc que la redistribution des minéralisations au sein d'un massif de roches déformées peut être directement, ou indirectement, liée au processus de déformation par dissolution-transfert et cristallisation. Dans le premier cas, les règles de prospection découlent alors de l'estimation de la mobilité des espèces recherchées puisque leur situation tient à cette mobilité : schématiquement, si ces espèces sont très peu mobiles, on les trouve dans des zones qui ont été soumises aux valeurs de contraintes maximales en compression, si elles sont très mobiles, au contraire, elles sont dans des zones protégées des fortes contraintes (voir les différents exemples du § IV.3 et aussi la Fig. 131). Mais si la redistribution des minéralisations est postérieure à la déformation des roches par dissolution-cristallisation, la différenciation des roches en domaines et l'hétérogénéité qui résulte de cette déformation vont souvent guider le dépôt des minéralisations. Mais les règles de prospection doivent alors être repensées en fonction des conditions du dépôt de ces minéralisations qui peuvent n'avoir aucun rapport avec les conditions de déformations antérieures (avec par exemple dépôt de matières mobiles dans les joints de dissolution).

IV.5.C/Dissolution-cristallisation le long des failles (alternance de comportement *si*smique et asismique)

Nous avons eu l'occasion de voir, sur plusieurs exemples, que les processus de dissolution-cristallisation peuvent contrôler le déplacement relatif de deux blocs qui sont séparés, soit par une zone de déformation continue (zone de cisaillement, voir Fig. 131, 152), soit par une zone de discontinuité (Fig. 2, 16, 22, 131). C'est ce qui est représenté schématiquement sur la Fig. 191b, où l'on voit que la vitesse de déplacement relatif de deux blocs engrenés l'un dans l'autre peut être limitée par la vitesse du

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

transfert de matière (en système clos dans ce que l'on peut appeler une cellule de transfert) depuis une zone qui s'oppose au déplacement (zone de compression maximale avec dissolution) vers une zone ouverte par ce déplacement (zone de moindre contrainte en compression), avec cristallisations en fibres parallèles au déplacement. D'une certaine façon, ce processus peut permettre de résorber des obstacles au déplacement, de diminuer la longueur des engrenages entre les blocs et donc de diminuer leur résistance mécanique.

On remarquera d'abord que la plupart des failles que l'on peut observer dans la croûte supérieure ont dû, au moins à certains moments de leur fonctionnement, présenter un tel processus de transfert par dissolution-cristallisation. L'observation de cristaux en fibres dans les zones abritées le long des failles est en effet très familière aux géologues qui utilisent des critères de dissymétrie dans les relations fibres/plan porteur pour déterminer le sens du déplacement relatif des blocs de part et d'autre de ces failles (Fig. 16c). On peut se rappeler aussi que le mécanisme de croissance de ces fibres est du type fracture-colmatage (crack-seal, Ramsay 1980) et qu'il implique une multitude d'ouvertures successives infinitésimales, (d'un ordre de grandeur du micron), qui sont une condition de l'apparition de ces fibres allongées parallèles aux déplacements successifs. (Si les ouvertures de cavités tectoniques sont plus importantes, la forme des cristaux du colmatage sera différente et leur orientation sera imposée par celle de leur support, voir Fig. 11).

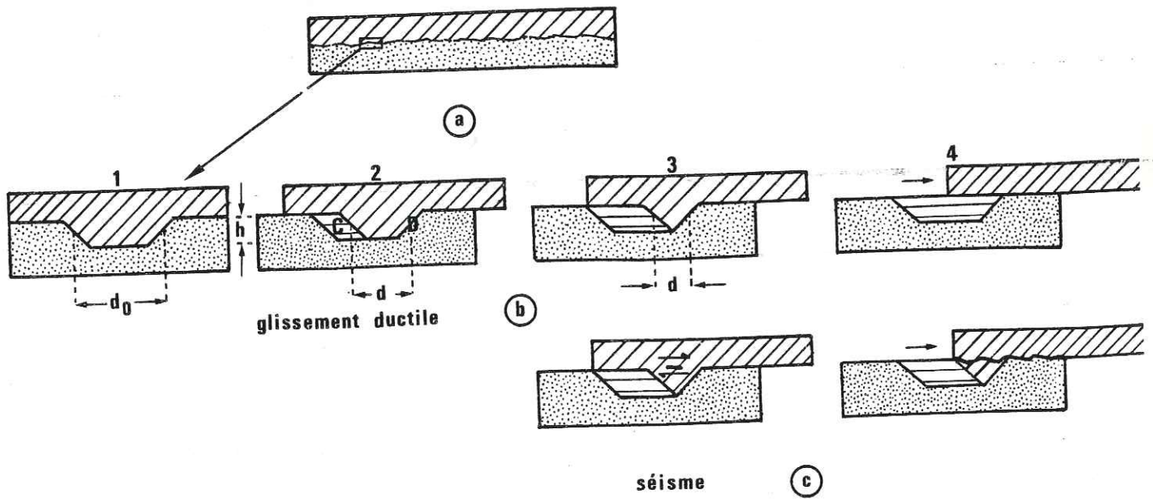


Figure 191 : Déplacement relatif de deux blocs engrenés, accommodé par un transfert de matière entre des zones de dissolution (D) et de cristallisation (C) : (a) : plan de faille limite irrégulière entre deux blocs. (b) : Evolution de la géométrie d'un obstacle au glissement, en 4 le glissement est libre. (c) : Avant que l'obstacle ne soit complètement résorbé, il peut apparaître une rupture de cet obstacle lorsque sa taille atteint une valeur critique, un séisme s'ensuit, puis si les deux lèvres de la faille sont de nouveau engrenées, on peut revenir au stade b1. On a alors glissement par saccades, alternance de périodes ductiles (asismiques b1-2) et de ruptures (séismes, c).

On pourrait considérer que ces ouvertures successives sont de petits séismes successifs sur le plan de glissement. Mais, avec un déviateur de contrainte de 10 MPa (nécessaire au transfert, voir plus loin), autour d'une faille hectométrique, les ordres de grandeur des déplacements finis associés aux séismes que l'on enregistre couramment sont bien plus élevés. D'après une relation théorique de Madariaga (1976), dans de telles conditions, on doit avoir, après un séisme, des déplacements au moins de l'ordre du centimètre. On doit donc plutôt admettre que le déplacement relatif des blocs accommodés par transfert de matière correspond, sur une assez longue période, à un glissement ductile assez continu et asismique. Cela n'exclut pas que les multiples ouvertures successives (qui ne sont d'ailleurs pas nécessairement simultanées pour toutes les cellules de transfert en système clos, le long d'une même faille), puissent être en relation avec des phénomènes sismiques mais il doit alors s'agir de ruptures sismiques qui se produisent sur des failles voisines de celles où se produit le glissement par transfert. Ce qui est intéressant, c'est alors de savoir si ces glissements ductiles peuvent alterner, sur une même faille, avec des ruptures, ce qui expliquerait que, sur une population donnée, certaines failles sont cassantes, d'autres ductiles et qu'éventuellement, elles peuvent changer de comportement au cours du temps.

Il est d'abord possible d'imaginer une évolution du type de celle de la Fig. 191b, où la vitesse du glissement entre les blocs est limitée par la vitesse du transfert de matière autour des obstacles jusqu'à ce que ceux-ci soient complètement effacés, puisqu'ensuite ce glissement entre les blocs soit libre (mis à part le frottement mécanique entre les deux surfaces devenues planes). Mais ceci est une évolution simpliste qui n'est pas très intéressante dans une application aux problèmes naturels. Si, par contre, lorsque la résistance des engrenages décroît (du fait de leur diminution de longueur par le transfert de matière, Fig. 191b3) l'état de contrainte autour de la zone de faille est tel qu'une rupture de ces engrenages peut survenir (comme dans la Fig. 191c), on aura alors une rupture avec un déplacement très brusque qui sera comparable aux ruptures sismiques. Après ce séisme et parce que le plan de rupture a peu de chance d'être régulier, les deux blocs de part et d'autre de la faille ont la possibilité de se retrouver de nouveau engrenés l'un dans l'autre. Un glissement ductile par transfert peut alors de nouveau s'installer pour effacer les nouveaux obstacles jusqu'à ce que la taille de ces obstacles atteigne une valeur critique qui permettra un nouveau séisme et ainsi de suite. On peut bien ainsi décrire une alternance, sur une même faille, de périodes sismiques et asismiques, donc un fonctionnement par saccades du type stick-slip. Ceci n'est évidemment possible que si la dissolution s'effectue au moins partiellement dans le compartiment qui comporte les obstacles en relief, ce que nous admettrons bien sûr ici.

Nous avons essayé de définir un peu plus précisément l'évolution des systèmes de transfert dans le temps parce que cette évolution dépend notamment des mécanismes qui limitent la vitesse de la déformation par dissolution-cristallisation (voir Fig. 63). On considère alors l'exemple de la Fig. 191b, avec une cellule de transfert en système clos, et avec les paramètres géométriques suivants : h = hauteur de l'obstacle, d = longueur de cet obstacle, w = épaisseur de l'interface, plan entre les deux zones de réaction, l = largeur de la zone de faille. On envisage trois types de processus qui peuvent limiter la vitesse des changements de forme de l'obstacle :

- (i) la vitesse de réaction aux interfaces solide/fluide dans les zones de dissolution ou de cristallisation (modèle type R,§ IV.4.E).
- (ii) La vitesse de diffusion entre les deux zones de réaction (modèle type D, § IV.4.C)
- (iii) La vitesse d'infiltration du fluide entre les deux zones de réaction (modèle type I, § IV.4.D).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

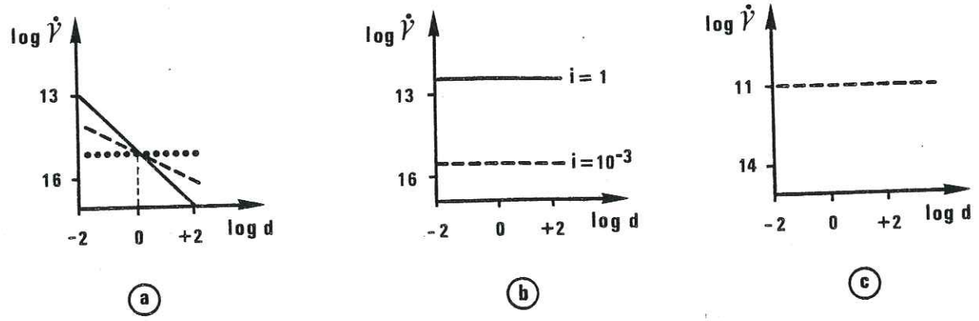


Figure 192 : Evolution des valeurs de la vitesse de déplacement de blocs ($\dot{\gamma}$) lorsque la longueur des engrenages (d) diminue (avec le temps, voir Fig. 191), avec différents modèles utilisant des processus différents pour limiter la vitesse du glissement par transfert. (a) : Modèle avec vitesse ($\dot{\gamma}$) limitée par la diffusion le long de la faille, avec trois modes de croissance des fibres : croissance centrifuge diffusion sur la distance d (traits continus), croissance centripète : diffusion sur une distance constante d_0 (pointillés), croissance par étirement-colmatage : diffusion sur une distance d' telle que $d_0 < d' < d$ (tirets). (b) : Modèle avec vitesse ($\dot{\gamma}$) limitée par l'infiltration des fluides le long de la zone de faille. (c) : Modèle avec vitesse ($\dot{\gamma}$) limitée par les vitesses de réaction (dissolution ou cristallisation) ; $\Delta\bar{c} = 5\ 10^{-5}$, $\bar{c} = 10^{-4}$, $\Delta\sigma_n V_s = 220$ J, T° = 200°C, $w = 10^{-4}$ m, $h = 5\ 10^{-2}$ m.

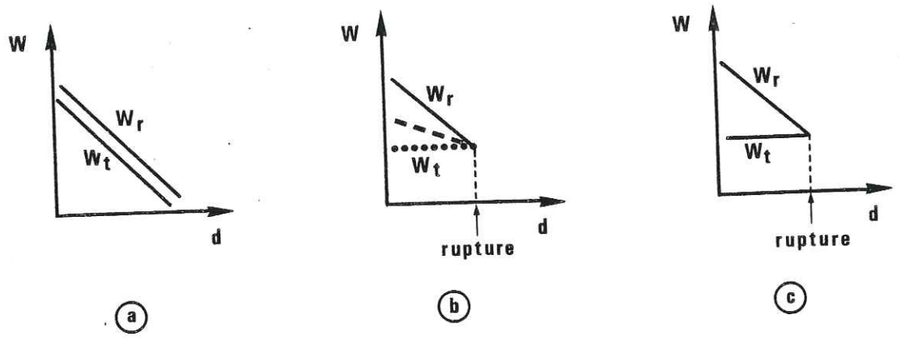


Figure 193 : Lorsque la vitesse du déplacement des blocs est imposée et constante, évolution comparée de l'énergie nécessaire au transfert (W_t) et de l'énergie nécessaire à la rupture (W_r) lorsque la longueur des engrenages (d) diminue (par transfert de matière, voir Fig. 191-192) : (a) : avec les modèles D (diffusion) et croissance centrifuge (traits continus), (b) même modèle avec croissance centripète (pointillés), ou étirement-colmatage (tirets) ; (c) : avec les modèles R & I' (réaction et infiltration). Dans les cas b & c, il apparaît une alternance de périodes asismiques (transfert lorsque $W_t < W_r$) puis sismiques (rupture lorsque $W_r < W_t$)

Dans les trois cas, on considère que la vitesse d'accroissement des fibres correspond à la vitesse de déplacement relatif des deux blocs ($\dot{\gamma}$). Le volume de matière mobile transféré par unité de temps est alors :

$$\dot{v} = J\ V_1\ S_t$$

avec J = nombre de moles de matières mobiles transportées par unité de temps à travers une surface unité; V_1 = volume d'une mole de cette matière mobile; S_t = surface traversée. La vitesse de déplacement est alors la suivante :

$$\dot{\gamma} = \dot{v}/S_c$$

avec S_c = surface de cristallisation.

Selon les modèles choisis, les termes J et S_t s'expriment différemment (Fig. 63)
- Avec un modèle type R :

$$J_R = k'\bar{c}\ \Delta\sigma_n\ V_s/R\ T\ \ V_1$$

$$S_t = h\ l$$

avec $k'\bar{c}$ = vitesse de déplacement de l'interface solide/fluide sous l'effet d'une différence de potentiel chimique de R T ; $\Delta\sigma_n$ = différence de contrainte normale sur les deux interfaces (dissolution et cristallisation). Si ces deux interfaces sont à 45° du plan de faille : $\Delta\sigma_n = \sigma_1 - \sigma_3$; R = constante = 8,31 Joules ; T = température (°K) ; V_s & V_1 = volume molaire des espèces mobiles, à l'état solide (V_s) ou dissous (V_1).

- Avec un modèle type D :

$$J_D = D\ c\ \Delta\sigma_n\ V_s/R\ T\ d$$

$$S = w\ l$$

avec D = coefficient de diffusion de l'espèce mobile, dans un fluide fixe (libre ou piégé) dans le plan de faille; c = concentration (nb moles/unité de volume).

- Avec un modèle type I :

$$J_I = K'\ i\ \Delta c$$

$$S_t = h\ l$$

avec K' = coefficient de perméabilité moyen, sur une épaisseur (h) le long de la faille; i = gradient hydraulique = $\Delta h/\Delta x$ que l'on considère ici plutôt comme indépendant de d (voir ci-dessous); c = différence de concentration des espèces solubles dans le fluide entre une zone moyenne le long de la faille et la zone de croissance (nb.moles/unité de volume).

On peut alors écrire trois relations possibles pour la vitesse du déplacement relatif des blocs selon la nature du processus qui limite cette vitesse :

$$\dot{\gamma}_R = k'\bar{c}\ \Delta\sigma_n\ V_s/R\ T$$

$$\dot{\gamma}_D = D\ \bar{c}\ \Delta\sigma_n\ V_s\ w/R\ T\ d\ h$$

$$\dot{\gamma}_I = K'\ i\ \Delta\bar{c}$$

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

avec $\bar{c} = c.V_l$ = concentration en rapport volumique, $\dot{\gamma}_R$, $\dot{\gamma}_D$, $\dot{\gamma}_I$ = vitesses du déplacement respectivement limitée par les vitesses de réaction ($\dot{\gamma}_R$), de diffusion ($\dot{\gamma}_D$), d'infiltration ($\dot{\gamma}_I$).

Ce qui nous intéresse ici, c'est l'évolution des valeurs de $\dot{\gamma}$ avec le temps, c'est-à-dire pour le dispositif schématisé, Fig. 191b, avec le changement de longueur des engrenages (d).

- Dans le cas des modèles type R ou I, la vitesse du glissement ductile est indépendante de l'évolution de la longueur des obstacles au glissement (d). Les relations $\log \dot{\gamma} = f(\log d)$ sont données respectivement dans les Fig. 192c et d, avec les valeurs $k'\bar{c} = 2\ 10^{-8}$ m/s et $K' = 10^{-8}$ m/s adoptés au § IV.4 et avec i = 1 (trait continu) ou i = 10^{-3} (pointillés). (Un déplacement de 1 µm/an correspond à $\dot{\gamma} = 3\ 10^{-13}$ m/s). Dans tous ces cas, on peut alors s'attendre à un fonctionnement en saccade de la faille. En effet la résistance mécanique au glissement de la faille décroît, elle, avec la diminution de longueur des engrenages (d). Si on raisonne sur une vitesse de déplacement constante (imposée par des conditions aux limites extérieures au système) qui soit accommodée par transfert de matière, et si on trace l'évolution de l'énergie nécessaire à ce transfert (W_t qui a une valeur constante puisque $\dot{\gamma}$ est indépendant de d), et de l'énergie nécessaire à la rupture (W_r dont la valeur décroît lorsque d diminue), il va arriver un moment ou la valeur W_r va se trouver inférieure à la valeur W_t (Figure 193c), une rupture (un séisme) devrait alors s'ensuivre. Le pente des courbes $W_r = f(d)$ dépend bien sûr du rapport entre les quantités dissoutes sur le bloc supérieur et sur le bloc inférieur (Fig. 191). Elle peut être nulle (d = constante) si toute la dissolution s'effectue dans le bloc inférieur, mais nous avons considéré ici que cette dissolution devait plutôt être répartie entre les deux blocs (ou bien se produire dans le bloc supérieur comme dans l'exemple schématique de la Fig. 191).

- On pourrait envisager un cas particulier dans le modèle type I où la perte de charge (Δh) le long de la faille, entre zone de départ et zone de dépôt pourrait être constante et donc que le gradient de charge $i = \Delta h/\Delta x$ soit inversement proportionnel à d ($\Delta x = d$). Mais ceci ne devrait se produire que lorsque les distances entre ces zones sont assez importantes (peut être hectométriques). Comme les déplacements sur les failles restent toujours de plusieurs ordres de grandeur inférieurs, l'effet de cette évolution du gradient de charge devrait rester négligeable et $\dot{\gamma}_I$ rester indépendant de d.

- Dans le cas du modèle D, les valeurs de la vitesse de glissement sont inversement proportionnelles à la longueur des engrenages. Elles ont été tracées sur la Fig. 192a (traits continus) avec une valeur de D correspondant à la diffusion dans l'eau (10^{-9} m^2/s) Normalement, si on raisonne toujours pour une vitesse de déformation constante, l'énergie nécessaire au transfert doit donc décroître de la même manière que celle nécessaire à la rupture (Fig. 193a). Il ne devrait pas pouvoir apparaître, dans ce cas, d'alternance de comportement ductile/fragile. Mais on peut remarquer que les caractères géométriques du modèle choisi dans la Fig. 191 impliquent un mécanisme particulier de croissance des fibres. En effet, la distance de transfert est égale à (d) seulement si cette croissance des fibres s'effectue de manière centrifuge (croissances successives à l'extrémité des fibres la plus éloignée du plan porteur de base, voir Fig. 13-18). Par contre, si la croissance de ces fibres se fait de manière centripète (cristallisations successives à la base des fibres, entre celles-ci et le plan porteur), la distance du transfert reste constante et égale à d_o (Fig. 191). Dans ce cas, la vitesse du glissement est indépendante de l'évolution de (d), l'énergie nécessaire au transfert (W_t) à vitesse constante est donc aussi constante et on peut donc avoir une alternance de période sismique et asismique sur la même faille (Fig. 193b courbes en pointillés), lorsque l'énergie nécessaire à la rupture (W_r) se trouve inférieure à celle nécessaire au transfert (W_t). Avec encore un autre mode de croissance des fibres : par étirement des fibres avec colmatage de fractures tout au long de celles-ci, la distance moyenne du transfert devrait être une valeur d' qui décroît avec le temps mais qui reste toujours supérieure à d. Dans ce cas la relation $\dot{\gamma} = f(d)$ doit être intermédiaire entre les deux précédentes (tirets Fig. 192a). La courbe d'évolution de l'énergie nécessaire à ce transfert en fonction de d est celle représentée sur la Fig. 193b (tirets). On voit qu'elle peut aussi converger avec la courbe de l'énergie nécessaire à la rupture. Il devrait donc aussi pouvoir apparaître un glissement par saccade dans ce cas.

- Au total on met donc en évidence la possibilité d'alternance de périodes de glissements sismiques et asismiques avec un grand nombre de modèles de glissement. Les courbes $\dot{\gamma} = f(d)$ des Fig. 192a,b,c sont évidemment indicatives et seulement valables si un des processus successifs du transfert est très lent par rapport aux autres (voir § II.4).

Il faut bien sûr préciser que si un glissement saccadé est explicable par des modèles de dissolution-cristallisation le long des failles, cela ne signifie pas que l'on doive l'observer pour toutes les failles. Il est probable que dans beaucoup de cas, compte tenu de l'extrême hétérogénéité des matériaux naturels et de leur teneur en eau aussi très variable (particulièrement dans les zones de failles), il apparait, en certains secteurs plutôt des glissements ductiles, et en d'autres secteurs, plutôt des ruptures.

- Une dernière remarque peut concerner l'évolution dans le temps d'un système où il y a, dans certaines zones plutôt systématiquement de la dissolution, et dans d'autres zones, plutôt de la cristallisation. Comme nous l'avons vu précédemment (§ IV.4.D) un processus de différenciation chimique doit apparaître qui tend à renforcer toute différence initiale même minime le long d'une faille. Dans un tel système, il devrait apparaître, à terme, une concentration des dépôts dans certaines zones qui, en se durcissant, devraient devenir le siège de la plus grande part de la sismicité. Le "déblocage" du système ne pourrait intervenir qu'avec un changement des conditions de la déformation avec modification d'au moins un des paramètres des relations de fluage (voir Fig. 63).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

CONCLUSIONS

Pour conclure ce mémoire, nous rappellerons d'abord les principaux résultats obtenus dans le cadre de cette étude. Nous résumerons notamment, (i) : les caractères généraux de la déformation des roches par dissolution-cristallisation ; (ii) : les principes qui nous ont conduit à l'établissement de plusieurs modèles de cette déformation pour les roches de la croûte supérieure ; et enfin, (iii) : les méthodes de vérification de ces modèles, qu'elles soient expérimentales (déformation de grains et de cavités), où basées sur l'analyse de déformations naturelles. Nous reviendrons ensuite sur les principaux sujets de nos discussions en rappelant certains problèmes liés à la complexité des déformations naturelles. Nous définirons enfin un certain nombre de thèmes de recherches qu'il nous semble logique de développer à la suite de cette étude et nous donnerons quelques applications possibles à des problèmes géologiques ou géophysiques.

Une roche composée de petits domaines rigides jointifs, peut s'écouler de manière ductile si les petits domaines peuvent être déplacés les uns par rapport aux autres. La dissolution-cristallisation est un mécanisme de déformation de ce type, où les déplacements relatifs des domaines sont rendus possibles par des transferts de matière, en présence de fluide. Les transferts s'effectuent entre les limites de domaines soumises aux valeurs maximales de contraintes normales en compression (zones de dissolution sous contrainte), et les limites de ces mêmes domaines soumises aux valeurs minimales de ces contraintes (zones de cristallisation). Le transfert entre ces zones peut s'effectuer par diffusion, aux limites ou à travers les domaines, le long des chemins de transfert privilégiés contenant des fluides fixes, libres (fentes, cavités), ou piégés (joints de grains). Ce transfert de matière peut aussi se concevoir par déplacement des fluides (infiltration) à travers (ou aux limites) des domaines.

La nécessité de la présence d'une phase fluide aux limites des domaines, qui soit un bon solvant d'une partie au moins des minéraux de ces domaines, fait que l'on rencontre plutôt ce type de déformation dans la croûte supérieure, où il s'avère être un des mécanismes de fluage les plus fréquemment observés jusqu'à environ 10 km de profondeur. Cette déformation ductile de la croûte apparait par un certain nombre de marqueurs qui témoignent des phénomènes de dissolution (joints de stylolites ou de schistosité, galets ou fossiles impressionnés), et de cristallisation (fentes, fractures ou cavités colmatées). Ces structures soulignent les limites des domaines autour desquels s'effectue le transfert. On remarquera que ces marqueurs sont, à l'échelle de la roche, des surfaces (ou des plans) de discontinuités, ce qui traduit un caractère important de ces déformations ductiles : elles affectent des matériaux discontinus. Une observation attentive de ces roches déformées par dissolution-cristallisation montre, en plus, que les limites des domaines autour desquels s'effectuent les transferts sont très souvent calquées sur des hétérogénéités antérieures à la déformation (limites d'objets ou d'agrégats relativement plus rigides que leurs matrices), ou sur des hétérogénéités acquises au cours de cette déformation (plis, fractures, zones de dépôts de matière mobile, etc...). On soulignera enfin que les fentes colmatées par les cristaux mobiles sont des ruptures "fragiles" (parallèles à σ_1) même lorsqu'elles apparaissent à 10 km de profondeur , et que leur remplissage s'effectue par de multiples fractures et colmatages successifs.

Dans une déformation comme la dissolution-cristallisation, qui voit intervenir trois types de processus successifs indispensables à cette transformation : le passage du solide à sa solution (dissolution), puis le transfert de matière, puis le passage de l'état dissous au solide (cristallisation), avec un système clos à l'échelle d'un même domaine, si l'un des processus successifs est beaucoup plus lent que les autres, c'est sa vitesse qui impose la vitesse du changement de forme du domaine. Lorsque c'est le transfert qui est le plus lent, et s'il y a concurrence pour ce transfert entre plusieurs mécanismes (diffusion, infiltration), on peut aussi simplement considérer qu'un seul de ces mécanismes est nettement plus efficace que l'autre. Dans tous les cas, on admet alors que la force motrice de la déformation est utilisée par un seul des processus successifs dont la cinétique impose la vitesse de la déformation. Plusieurs relations entre cette vitesse de déformation ($\dot{\varepsilon}$) et les différents paramètres de la transformation peuvent alors être établies avec des modèles théoriques de déformation ductile (de fluage) des roches. On a distingué les modèles suivants :

- Des modèles de type R, avec vitesse ($\dot{\varepsilon}$) limitée par la cinétique de réactions de dissolution ou cristallisation.
- Des modèles de type F, avec vitesse limitée par le rythme d'ouverture des fentes, si cette ouverture est nécessaire à la croissance des cristaux mobiles.
- Des modèles de type D, avec vitesse limitée par la vitesse de diffusion aux limites ou à l'intérieur des domaines, (D').
- Des modèles de type I, avec vitesse limitée par la vitesse d'infiltration à travers les domaines.

Les paramètres de la transformation sont la géométrie des domaines, la température, la nature et la pression des fluides, la nature des solides, les valeurs des coefficients de transfert (diffusion, cinétique, perméabilité), et bien sûr les forces motrices des transferts (ou des réactions) qui, selon les cas, peuvent être dues à des différences de contrainte normale ($\Delta\sigma_n$) autour des domaines (assimilables dans certains cas au déviateur de contrainte), à des différences de charge (de pression) à travers ces domaines, mais aussi à des différences d'énergie de surface, d'énergie élastique ou d'énergie plastique autour de ces domaines. Ces paramètres n'interviennent pas de la même manière dans tous les modèles, ce qui permet normalement de les distinguer. C'est l'analyse de l'effet de la géométrie des domaines, (avec transfert en système clos), particulièrement l'effet de la taille (d) de ces domaines, qui permet le plus facilement de discriminer les modèles, parce que la vitesse de déformation dépend de cette taille d selon la relation $\dot{\varepsilon} = f(1/d^n)$ avec n = 1,2 ou 3 selon les modèles. L'effet de la température peut aussi être utilisé (énergie d'activation différente pour les différents coefficients de transfert ou de réaction). On y ajoutera l'effet des valeurs des coefficients de transfert, qui sont normalement d'ordre de grandeur différents entre la diffusion (transfert sur de petites distances) et l'infiltration (transfert sur de grandes distances), ce qui devrait se traduire par de faibles valeurs de d dans le premier cas et de plus fortes valeurs dans le second.

Ce qui caractérise aussi ces déformations par dissolution-cristallisation, c'est qu'elles peuvent apparaitre théoriquement sans seuil de valeurs des forces soumises à la transformation. C'est une différence importante avec les déformations plastiques. La dissolution-cristallisation est donc plutôt un fluage de type visqueux (théoriquement même avec une viscosité newtonnienne, c'est-à-dire une relation linéaire entre $\Delta\sigma_n$ et $\dot{\varepsilon}$). Nous avons d'ailleurs montré que les valeurs de σ_n associées à ce fluage (qui sont souvent les forces motrices principales) devaient être assez faibles, avec des vitesses de déformation qui, significatives dans la nature (10^{-11} à 10^{-15} s^{-1} pour des roches mouillées compactées), restent néanmoins beaucoup trop lentes pour être reproduites directement en laboratoire.

Pour obtenir, expérimentalement, des transferts de matière sous contrainte, avec dissolution, diffusion, et cristallisation en système clos, sur des domaines mesurables avant et après déformation, il est donc toujours indispensable d'imposer, à au moins un des paramètres des valeurs de plusieurs ordres de grandeur supérieures à celles qu'il a normalement dans la nature, ceci bien sûr sans modifier les principes de la transformation. Après discussion des différentes possibilités d'activation de la vitesse de déformation, nous avons choisi d'imposer un accroissement drastique des valeurs de solubilité des espèces en solution en utilisant des solutions corrosives (NaOH 0.1 à N pour le quartz et NH_4Cl 5% + $LiCl_2$ pour la calcite). Des valeurs de déformation significatives ont alors pu être mesurées (plus de 10%) en maintenant au contact de tels fluides fixes, à 200-400°C, 100-200 MPa, et durant plusieurs semaines à plusieurs mois, soit des petits grains sous contrainte uniaxiale, soit des petites cavités (inclusions fluides) sous pression (ϕ = 100 μm, $\dot{\varepsilon} = 10^{-7}$ à 10^{-9} s^{-1}).

Ces essais nous ont donc d'abord permis de trouver une possibilité de réaliser des déformations expérimentales par dissolution-cristallisation, sur des minéraux naturels (quartz, calcite), ce qui constituait le but principal de notre étude. Ils nous ont aussi permis de commencer à tester l'effet de certains paramètres des relations de fluage, notamment celui de la nature des solides et des fluides, et celui des différentes forces motrices des transferts. En analysant l'effet de la géométrie des domaines et celui de la température (énergie d'activation), nous avons aussi pu déterminer le type de processus limitant la vitesse de déformation et donc le type de modèle de déformation qui s'applique dans différents cas. Celui-ci dépend notamment de la quantité de fluide autour des solides en cours de transformation : le modèle type R s'applique à la déformation de petites cavités remplies de fluide (analogues à des micropores) alors que c'est le modèle de type D qui s'applique à la déformation d'un agrégat déjà, bien compacté (comportant relativement peu de fluides piégés entre les grains). Nous avons également montré que même lorsque les valeurs des contraintes normales autour des domaines sont constantes (déviateur de contrainte nul), des transferts de matière peuvent apparaitre, dus à des différences d'énergie de surface (ou plus exactement à des différences de courbures de la surface) autour des domaines. Compte tenu de la durée de chacun des essais, il faudra néanmoins encore plusieurs années de travail pour continuer à vérifier un à un l'effet de chacun des paramètres des modèles (voir perspectives de recherches).

Pour savoir si les modèles théoriques (ou expérimentaux) s'appliquent aux déformations naturelles, et dans quelles conditions, il est d'abord nécessaire de pouvoir mesurer les quantités de matière transférées dans ces déformations naturelles. Nous avons donc, dans un premier temps, mis au point une méthode de calcul des changements de volume des roches basée sur le fait que lorsqu'une roche multiminérale subit une déformation par dissolution-cristallisation, seules certaines espèces minérales sont mobiles (quartz, calcite, etc...) alors que d'autres espèces (argiles, micas) sont relativement insolubles.

En analysant les teneurs des espèces insolubles passivement concentrées dans les zones de départ de matière (stylolites, schistosités) et en les comparant à celles de ces mêmes espèces dans des zones relativement "protégées" de la déformation, on peut calculer les quantités de matière transférées par dissolution-cristallisation. La méthode implique bien sûr d'étudier des déformations hétérogènes (plissement, cisaillement, poinçonnement, boudinage). Elle doit être complétée par des mesures comparatives de densité entre les zones diversement déformées et aussi par l'analyse des quantités de matières mobiles éventuellement redéposées dans les zones "protégées". Il faut également vérifier que les transferts ne sont pas liés à d'autres processus (recristallisations métamorphiques), en s'assurant notamment d'un taux de concentration identique pour tous les éléments constitutifs des espèces minérales insolubles.

Pour des modèles simples de déformation progressive, cette méthode permet de calculer non seulement les changements de volume des zones déformées par rapport à leur volume initial, mais aussi les changements de volume de chacun des minéraux mobiles (toujours par rapport à leur volume initial). Elle permet de comparer la mobilité de ces minéraux

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

selon les conditions de déformation. La méthode a l'avantage d'une grande simplicité mais l'inconvénient de ne pouvoir s'appliquer (dans les limites précédemment définies) qu'à des volumes de roches assez importants (d'une taille supérieure d'un ou deux ordres de grandeur à la taille des grains), pour que la roche puisse être considérée comme initialement homogène dans toutes les zones diversement déformées d'un même secteur. Elle ne permet donc pas de mettre en évidence des transferts de matière à l'échelle des grains. D'autres méthodes devraient être développées pour cela, qui seraient d'ailleurs aussi très utiles pour la mise en évidence des cristallisations expérimentales (voir perspectives de recherches).

Comme nous l'avons souligné précédemment, c'est l'analyse de l'effet de la taille des domaines (avec transfert en système clos) sur la vitesse de déformation (ou dans la nature, sur la valeur de cette déformation) qui permet le plus facilement de reconnaitre les domaines d'application des différents modèles. Nous avons donc systématiquement cherché à estimer la taille des systèmes clos, en faisant des bilans des matières transférées. Si l'estimation des quantités dissoutes ne pose plus de problèmes majeurs (avec la méthode présentée ci-dessus), l'estimation des quantités redéposées reste encore délicate (voir plus haut). Malgré cela, nous avons pu estimer la taille d'un certain nombre de systèmes clos (ou, ce qui revient au même, la distance moyenne des transferts). On trouve des valeurs extrèmement variées, du millimètre à l'hectomètre, qui impliquent clairement deux mécanismes de transfert dans la nature : par diffusion (pour les petites distances) et par infiltration (grandes distances), ce qui confirme la validité des modèles de type D et I. On soulignera d'autre part qu'une déformation par dissolution-cristallisation peut être associée à des valeurs de déformation interne importantes pourvu que la taille des domaines soit de quelques ordres de grandeur inférieure à celle des marqueurs de ce que l'on appelle déformation interne. D'une manière générale, la déformation est d'autant plus aisée que les roches contiennent des fluides (de l'eau) dispersés dans un grand nombre de joints à la limite des domaines (joints de grains mais aussi joints de stylolites et de schistosité, conjugués à des fentes ou des fractures de taille milli à hectométrique).

Grâce à ces analyses quantitatives, nous avons aussi pu reconnaitre, sur certaines roches déformées naturellement par dissolution-cristallisation, l'effet de certains paramètres des modèles théoriques (et expérimentaux) comme l'effet de la valeur de la solubilité des espèces en solution (qui se marque par une plus grande mobilité du quartz que de la calcite à haute température et l'inverse à basse température) ; ou bien l'effet de l'accroissement des valeurs de contrainte en compression sur les quantités dissoutes (qui apparait bien sur des cartes de répartition des éléments insolubles dans des matrices schisteuses poinçonnées par des objets durs). Dans certains cas, il semble même possible de déterminer le type de processus qui limite la vitesse de déformation, ou le type de chemin de transfert (en système clos) autour de domaines de tailles(d) variés. Ceci est possible par l'analyse des relations $\dot{\varepsilon} = f(1/d^n)$ puisque la valeur de n passe de 1,2 à 3 selon respectivement les modèles R, D' ou D. Il reste cependant à multiplier les mesures pour confirmer (ou infirmer) la valeur n = 2 trouvée sur les premiers exemples analysés.

La complexité des déformations naturelles apparait cependant par d'autres effets qui n'ont pas été intégrés aux modèles théoriques, comme la présence des minéraux phylliteux (par exemple, dans les joints de dissolution) qui active la vitesse de déformation des roches en jouant le rôle de chemin de transfert (ou de zone de réaction) privilégié probablement grâce à la forte teneur en fluide adsorbé aux limites de ces grains. On a pu, de même, observer un effet très important de la structure et particulièrement de l'hétérogénéité de la roche qui conditionne aussi bien l'initiation et le développement des zones de dissolution, que la situation des zones de cristallisation. Une déformation progressive par dissolution-cristallisation s'accompagne ainsi toujours de l'acquisition d'un litage tectonique, avec alternance de lits relativement ductiles (riches en phyllites, mais contenant des grains de quartz-calcite dispersés) et de lits relativement rigides (riches en quartz-calcite). Les transferts s'effectuent des premiers vers les seconds

jusqu'à un stade d'équilibre où ces lits perpendiculaires à σ_1 (dans les déformations coaxiales) ont une géométrie et une composition qui dépendent des conditions de la déformation. Semblent particulièrement importantes pour cet équilibre : (i) la taille des hétérogénéités, qu'elles soient initiales (antérieures à la déformation), ou acquises pendant cette déformation (plis, joints de discontinuité, zone de dépôts, etc...), (ii) les possibilités de transfert (ou de dépôt) en cours de déformation et aussi bien sûr (iii) les forces motrices du transfert. S'expliquent ainsi la géométrie de certains stylolites par l'effet d'une transformation localisée des propriétés physiques des roches en cours de déformation avec développement de zones "durcies" et de zones "amollies" contiguës. On peut étendre ces hypothèses sur les modes de développement des litages à d'autres processus comme le métamorphisme ou la diagénèse qui s'accompagnent aussi de l'acquisition, ou du développement, de tels litages. Il apparait également dans la nature, la possibilité pour les joints de dissolution de continuer à fonctionner en étant obliques aux directions principales de contraintes (σ_1). Ceci confirme la possibilité de développement des processus de dissolution-cristallisation dans des déformations progressives non-coaxiales mais cela implique aussi des valeurs des déviateurs de contrainte assez faibles (de l'ordre de quelques dizaines de MPa).

La faible valeur des déviateurs de contrainte dans les déformations par dissolution-cristallisation est d'ailleurs aussi confirmée par l'observation du type de fentes associées à ce fluage, dans lesquelles se déposent les cristaux des espèces mobiles. Il s'agit de fentes à rupture fragile qui apparaissent jusqu'à grande profondeur ($\simeq$ 10 km), avec une pression de fluide très élevée, probablement très proche de la valeur de la contrainte principale minimale (et même un peu supérieure s'il s'agit de fractures hydrauliques). Les mécanismes du colmatage de ces fentes ont fait l'objet d'une discussion particulière dans la mesure où ces processus semblent discontinus dans le temps (fractures successives de très faibles ouvertures, immédiatement colmatées). S'y ajoute le fait que des forces propres apparaissent dans ce colmatage, dues à l'effet de l'énergie de surface des joints de rupture qui peuvent conduire à un auto-colmatage de certaines fentes.

De ces résultats expérimentaux et naturels, on conclura qu'il y a plusieurs types de relations entre les différents paramètres des déformations par dissolution-cristallisation (différents modèles de ces déformations) selon notamment la teneur en eau et les possibilités de transfert et de réaction au sein de ces roches. A titre d'exemple, on peut dire que le colmatage des pores (dissolution-cristallisation au cours de la diagenèse) devrait plutôt être associé à des modèles de type R, le changement de forme d'agrégats bien compactés à des modèles de type D, et que le changement de forme de roches fracturées (perméables) à des modèles de type I. Comme on observe souvent dans la nature une succession de ces processus (avec par exemple : diagenèse, compaction, déformation ductile, fracturation, puis de nouveau déformation ductile mais à une autre échelle), la modèlisation du comportement de la croûte supérieure par des modèles de fluage par dissolution-cristallisation doit tenir compte de tous les paramètres de cette déformation (température, pression et contraintes, mais aussi géométrie et composition des domaines) et éventuellement des modifications de ces paramètres en cours de déformation.

Cette étude de la dissolution-cristallisation devrait déboucher sur un certain nombre d'applications, notamment pour la recherche de matière première éventuellement concentrée par ces processus de transfert au cours des événements tectoniques, puisque la reconnaissance de structures témoins de ces transferts permet d'orienter les recherches d'un élément en fonction de sa mobilité. Nous avons aussi proposé un modèle d'évolution des failles, qui permet d'expliquer des comportements alternativement sismiques (déplacements brusques) et asismiques (déplacements lents accommodés par transfert avec croissance de cristaux en fibres parallèles à ce déplacement).

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

Un certain nombre de thèmes de recherches devraient être développés à la suite de cette étude :

- D'un point de vue général, subsistent des problèmes liés au fait que les déformations par dissolution-cristallisation sont discontinues (dans le temps et dans l'espace) ce qui nécessiterait des études sur la croissance et la rupture des cristaux colmatant les fentes, et sur la répartition des contraintes autour des domaines de forme complexe (modèlisations numériques de matériaux hétérogènes).

- Pour l'aspect expérimental, on sait maintenant comment faire de la dissolution-cristallisation sur des minéraux naturels au laboratoire. Il est donc souhaitable de poursuivre des mesures systématiques pour compléter nos études sur l'effet des différents paramètres dans la déformation ductile des grains et des cavités (avec, dans ce dernier cas, une application à l'étude de l'affaiblissement des roches par corrosion). Pour affiner ces mesures, nous développons d'ailleurs deux nouveaux types de dispositifs d'étude expérimentale de la dissolution-cristallisation, l'un qui s'apparente à une méthode de frittage, mais en phase fluide et à basse température, l'autre qui est plutôt un système d'indentation très lente d'une plaque d'un solide au contact de sa solution. Des mesures des coefficients de diffusion au sein d'agrégats mouillés de minéraux phylliteux et des tests des effets inhibiteurs (ou catalyseurs) de ces minéraux sur les vitesses de réaction fluide/roche permettraient également de mieux contraindre les modèles.

- Pour définir plus précisément les domaines de validité de chacun de ces modèles appliqués aux déformations naturelles, il est aussi nécessaire de les tester sur un plus grand éventail de conditions de ces déformations naturelles. La même démarche que celle adoptée dans notre étude pour les calculs de transfert de matière pourrait d'ailleurs être appliquée à l'étude d'autres processus naturels qui ne sont pas fondamentalement différents de celui que nous avons étudié, qui impliquent aussi des transferts de matière, mais qui s'acompagnent de recristallisations des minéraux (comme le métamorphisme) ou de phénomènes de ségrégation avec transferts en profondeur sur de grandes distances (comme certaines transformations des granites par exemple en épisyénites).

- Pour une extension de l'étude des processus de dissolution-cristallisation naturels au cas où les transferts s'effectuent à l'échelle des grains minéraux, on rappellera qu'il est indispensable de mettre au point de nouvelles méthodes permettant de distinguer, sur un même cristal déformé, les zones de croissance syntectoniques du grain initial. L'étude des cristaux en cathodoluminescence semble pour cela prometteuse mais toute méthode permettant de révéler de faibles différences de teneur en éléments traces pourrait convenir. Le développement d'une telle méthode aurait notamment des applications à l'étude de la diagénèse. Différents modèles de densification des roches pourraient en effet être définis qui, sur leurs principes, ne devraient pas être fondamentalement différents des modèles de fluage. La possibilité de mettre en évidence des transferts à l'échelle des grains permettrait également l'étude de la transition entre la dissolution-cristallisation et les autres mécanismes de fluage avec transferts autour des grains (mais en l'absence de fluide) comme le fluage de Coble ou la superplasticité.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

BIBLIOGRAPHIE

ADAMS, M., SINES, G. 1978. Crack extension from flaws in a brittle matérial subjected to compression. Tectonophysics, 49, 97-118.

ALLIROT, D., BOEHLER, J.P., SAWCZUK, A. 1977. Irreversible deformation of an anisotropic rock under hydrostatic pressure. Int. J. rocks meca., mining sciences & géomeca. abst., 14, 77-83.

AMIEUX, P. 1982. La cathodoluminescence : méthode d'étude sédimentologique des carbonates. Bull. Cent. Rech. Elf-Aqu., 6, 437-483.

AMSTUTZ, G.C., PARK, W.C. 1967. Stylolites of Diagenetic age and their role in the interpretation of the Southern Illinois Fluorspars Deposits. Mineralium Deposita, 2, 44-53.

ANDERSON, O.L., GREW, P.C. 1977. Stress corrosion theory of crack propagation with application to geophysics. Rev. Geophys. Space Phys., 15, 77-164.

APRAHAMIAN, J. 1974. La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins de Belledonne et du Pelvoux (variations et relations possibles avec des évènements tectoniques et métamorphiques Alpins). Géol. Alpine, 50, 5-15.

ARTHAUD, F., MATTAUER, M. 1969. Les déformations naturelles. Essai d'évaluation des conditions Pression-Température de différents types de déformation. Rev. Ind. Min. n° spécial juillet 1969.

ASHBY, M.F. 1972. A first report on deformation mechanisme maps . Acta Metall., 20, 887-897.

ASHBY, M.F., VERRAL, R.A. 1973 . Diffusion accommodated flow and superplasticity. Acta Metall., 21, 149-163.

ATKINSON, B.K. 1982. Subcritical crack propagation in rocks : theory, experimental results and applications. J. Struct. Geol., 4, 41-56.

AUMAITRE, A., BUFFET, G. 1973. Minéralogie pétrologie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du Massif des Ecrins Pelvoux (Alpes Française occidentales). Thèse 3ème cycle, Grenoble, 361 p.

AYRTON, S. 1969. On the origin of gneissic banding. Eclogae Geol.-Helv., 62, 567-570.

BADOUX, H. 1963. Les bélemnites tronconnées de Leytron (Valais). Bull. Lab. Geol. Mineral. Geophys. Musée Geol. Univ. Lausanne, 138, 1-7.

BAETA, R.D., ASHBEE, K.H.G. 1970. Mechanical deformation of quartz. Phil. Mag., 22, 604-635.

BAKER, P.A., KASTNER, M., BYERLEE, J.K., LOCKNER, D.A. 1980. Pressure solution and hydrothermal recrystallization of carbonate sediments - an experimental study. Marine Geology, 38, 185-203.

BALDERMAN, M.A. 1974. The effect of strain rate and temperature on the yield point of hydrolytically weakened synthetic quartz. J. Geophys. Res., 79, 1647-1652.

BARD, J.P. 1980. Microtextures des roches magmatiques et metamorphiques. Masson ed., 192 p.

BARNS, R.L., KOLB, E.D., LAUDISE, R.A., SIMPSON, E.E., KROUPA, K.M. 1976. Production and perfection of "z face" quartz. J. Cryst. Growth, 34, 189-197.

BARROUQUERE, G., DERAMOND J., MAJESTE-MENJOULAS, C., SOULA, J.C. 1969. Interpretation microtectonique de la structure "griotte". C.R.Aca. Scie. Paris, 431-433.

BATHURST, R.G.C. 1971. Carbonate sediments and their diagenesis. Chap II, p. 459-473, in Development in sedimentology, vol. 12, Elsevier ed..

BEACH, A. 1979. Pressure solution as a metamorphic process in deformed terrigeneous sedimentary rocks. Lithos, 12, 51-58.

BEACH, A. 1980. Numerical models of hydraulic fracturing and the interpretation of syntectonic veins. J. Struct. Géol., 2, 425-438.

BERNARD, D., GRATIER, J.P., PECHER, A. 1977. Application de la microthermométrie des inclusions fluides des cristaux syncinématiques à un problème tectonique. C.R. Somm. Soc. Géol. France, 5, 284-288.

BERNARD, D. 1978. Microthermométrie des inclusions fluides de cristaux syncinematiques. Application à la couverture sédimentaire du Nord Pelvoux. Thèse 3ème cycle, Univ. de Grenoble.

BERNER, R.A., MORSE, J.W. 1974. Dissolution kinetics of calcium carbonate in sea water. Am. J. Sci. 274, 108.

BERRY, F.A.F. 1973. High fluid potentials in California Coast Ranges and their tectonic significance. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 57, 1219-1249.

BIENIAWSKI, Z.T. 1967. Méchanism of brittle fracture of rock. Int. J. Rock Mech. & Mining Scie, 4, 407-423.

BILLINGS, M.P. 1954. Structural Geology. Prentice-Hall Inc. Englewood, cliffs N.J.

BIOT, M.A., WILLIS, D.G. 1957. Elastic coefficients in the theory of consolidation. J. Appl. Mech, 24, 594-601.

BLACIC, J. 1971. Hydrolitic weakening of quartz and olivive. Ph D Thesis, Univ. California.

BODOU, P. 1976. L'importance des joints stylolitiques dans la compaction des carbonates. Bull. Centre Rech. Pau, 10, 2, 627-644.

BONNET, J.L. 1982. Etude du poinçonnement d'une série stratifiée par le déplacement d'une écaille chevauchante. Exemples expérimentaux et naturels. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble.

BORRADAILE, G.J. 1981. Minimum strain from conglomerates with ductility contrast. J. Struct. Geol., 3, 295-297.

BOSWORTH, W. 1981. Strain-induced preferential dissolution of halite. Tectonophysics, 78, 509-526.

BOUCHEZ, J.L. 1977. Le quartz et la cinématique des zones ductiles. Thèse Univ. Nantes.

BOUDIER F. 1976. Le massif lherzolitique de Lanzo (Alpes piemontaises). Etude structurale et pétrologique. Thèse Univ. Nantes.

BOUDON J. 1976. Application de la méthode des éléments finis à l'approche mécanique d'un phénomène tectonique : le poinçonnement (cas d'une couverture sédimentaire déformée par un mouvement d'un compartiment de socle). Thèse Ing. Univ. Grenoble.

BOUDON, J., LINO, M., POUYET, P. 1983. Modèle de comportement d'un milieu hétérogène fissuré. A paraitre.

BOULLIER, A.M., GUEGEN, Y. 1974. SP-mylonites. Origine of some mylonites by superplastic flow. Contrib. Mineral. Petrol., 50, 93-104.

BOULTER, C.A., RAHEIM, A. 1974. Variation in Si $^{4+}$ content of phengites through a three stage déformation sequence. Contr. Miner. Petrol., 48, 57-71.

BRACE, W.F., BOMBOLAKIS, E.G. 1983. A note on brittle crack growth in compression. J. Geophys. Res., 68, 3709-3713.

BRACE, W.F., MARTIN, R.J. 1968. A test of the law of effective stress for crystalline rocks of law parasity. Int. J. Rock Mech. Min-Sci., 5, 415-426.

BRACE, W.F. 1972. Pore pressure in Geophysics. In slow and fracture of rocks. The Griggs volume. Am. Geophys. Union. ed.

BRUN, J.P., COBBOLD, P.R. 1980. Strain heating and thermal softening in continental shear zones : a review. J. Struct. Geol., 2, 149-158.

BUFFET, G. 1981. Variabilité des caractères spilitiques et magmatiques du volcanisme alcalin triasique du massif des Ecrins Pelvoux (Alpes Française), Thèse d'Etat. Univ. Grenoble.

BUI, H.D. 1978. Mécanique de la rupture fragile. Masson éd..

BURNHAM, C.W., HOLLOWAY, J.R., DAVIS, N.F. 1969. Thermodynamic properties of water to 1000°c and 10 000 bars. Geol. Soc. Am. Sp. paper. 132, 96 p.

BYERLEE, J.D. 1967. Frictional characteristics of granit under high confining pressure. J. Geophys. Res., 72, 3639-48.

CALVET, R. 1973. Hydratation de la montmorillonité et diffusion des cations compensateurs. Ann. Agron., 24, 77-217.

CAMPESTRINI-ROBERT, I. 1979. Etude des mécanismes de plissement d'une série stratifiée dans une zone de cisaillement. Exemple de la côte Basque. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble.

CARISTAN, Y., HARPIN, R.J., EVANS, B. 1981. Deformation of parous aggregates of calcite and quartz using the isostatic hot-pressing technique. Tectonopnysics, 78, 629-650.

CARON, J.M., JEANNETTE, D. 1975. Cisaillements et cristallisations dans les roches métamorphiques : interprétation de quelques microstructures. Bull. Soc. Geol. Fr., 7, 708-720.

CARON, J.M., KIENAST, J.R., TRIBOULET, C. 1981. High pressure-low temperature metamorphisme and polyphase Alpine deformation at Sant'Andrea di Cotone (Eastern Corsica France). Tectonophysics, 78, 419-451.

CARTER, N.L., GRIGGS, D.T., CHRISTIE, J.M. 1964. Experimental deformation and recrystallisation of quartz. J. Geol, 72, 687-756.

CASEY, M.P. 1976. Application of finite clement analysis to come problems of structurel Geology. Ph D, London, 303 p.

CASEY, M., DIETRICH, D., RAMSAY, J.G. 1983. Method for determining deformation history for chocolate tablet boudinage with fibrous crystals. Tectonophysics, 92, 211-240.

CHARLES, R.J. 1958. Dynamic fatigue of glass. J. Appl. Phys., 29, 1657-1662.

CHATAGNON, F. 1982. L'analyse d'images appliquée à des problèmes structuraux : fracturation du site de barrage de Vinça (Pyrénnées Orientales). Structure d'un marbre de Carrare Déformation des quartzites du Massif de Dora Maira. Thèse 3ème cycle Univ. Grenoble.

CHILINGARIAN, G.V., WOLF, K.H. 1976. Compaction of coarse-grained sediments. 2 tomes. Elsevier.

CHOUKROUNE, P. 1971. Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisation syncinématiques dans les zones abritées (pressure shadows). Bull. Soc. Géol. Fr., 7, 257-271.

CHRISTIE, J.M., GREEN, H.W. 1964. Several new slip system in quartz. Am. Geophys. Union Trans., 45, 102.

CLOOS, E. 1947. Oolite deformation in South Montain Fold, Maryland. Geol. Soc. Am. Bull., 58, 843-918.

COBBOLD, P.R. 1977. Description and origin of banded deformation structures : II-Rheologie and the growth of banded pertubations. Can. J. Earths. Scie., 14, 2510-2523.

COBBOLD, P.R. 1979. Removal of finite deformation using strain trajectories. J. Struct. Geol., 1, 67-72.

COBBOLD, P.R., PERCEVAULT, M.N. 1983. Spatial integration of strain using finite elements. J. Struct. Geol., 5.,

COBLE, R.L. 1963. A model for boundary diffusion controlled creep in polycrystalline matérial. J. Appl. Phys., 34, 1679-1682.

COBLE, R.L. 1970. Diffusion models for hot pressing with surface energy and pressure effects as driving forces. J. Applied Physics, 41, 4798-4807.

CORNET, F.H. 1977. Application de la fracture hydraulique à la mesure in situ des contraintes. Mem. BRGM, 91, 173-181.

COULOMB, C.A. 1773. Sur une application des règles de Maximis et Minimis à quelques problèmes de statique relatifs à l'architecture. Acad. Roy. Scie. Mem. Math. Physi., 7, 343-82.

COSGROVE, J.W. 1976. The formation of crenulation cleavage. J. Geol. Soc. Lond., 132, 155-178.

COSTET, J., SANGLERAT, G. 1975. Cours pratique de mécanique des sols. Dunod éd..

COX, S.F., ETHERIDGE, M.A. 1983. Crack-seal fibre growth mecanisms and their significance in the developpement of oriented layer silicate microstructures. Tectonophysics, 92. 147-170.

DAYRE, M., DESSENNE, J.L., WACK, B. 1970. Variation locales et moyennes de la densité d'échantillons de craie soumis à l'essai triaxial. 2ème Congrès Soc. Int. Meca. Roches, Belgrade. 2 (15), 373-381.

DAYRE, M., KHALAF, F. 1971. Etude du comportement des matériaux anisotropes schisteux. Symponium "problèmes de rhéologie" Varsovie - Pologne.

DE BOER, R.B., NAGTEGAAL, P.J.C., DUYVUS, E.M. 1977. Pressure solution experiment on quartz sand. Geochim. Cosmochim. Acta., 41, 257-64.

DECKER, R., DECKER, B. 1981. Les éruptions du Mont Saint Hélène. Pour la science, 43.

DEELMAN, J.C. 1976. Lithification analysis. Experimental observations. Geol. Rundschau, 65, 1055-1078.

DELAIR, J. 1977. Fracturation des roches calcaires, étude détaillée des microstructures cassantes et des stylolites affectant un calcaire micritique. Thèse 3ème cycle Univ. Montpellier.

DELAIR, J., LEROUX, C. 1978. Méthode de quantification de la disparition de matière au niveau de stylolites tectoniques et mécanismes de la déformation cassante des calcaires. Bull. Soc. Géol. Fr., XX, 137-144.

DIETERICH, J.H., CARTER, N.L. 1969. Stress-history of folding. Am. J. Scie., 267, 129-154.

DUBZIAK, K.A., FRANK, E.U. 1966. Messungen der Viskosität des Wassers bis 560°c und 3500 bars. Ber. Bunsenges, Phys. Chem., 70, 1120-1128.

DUNOYER de SECONZAC, G. 1969. les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. Mem. Serv. Carte Géol. Als.Lorr., 29.

DUNNINGTON, H.V. 1954. Stylolites development post-date rock induration. J. Sedi. Petrol, 24, 27-49.

DURNEY, D.W. 1972. Solution transfer, an important geological deformation mechanism. Nature. Lond., 235, 315-317.

DURNEY, D.W., RAMSAY, J.G. 1973. Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. In K.A. de Jong & R. Scholten Editors : Gravity and Tectonics, Wiley Ed., 67-96.

DURNEY, D.W. 1976. Pressure solution and crystallization deformation. Phil. Trans. R. Soc. Lond., 283, 229-240.

DURNEY, D.H. 1978. Early theories and hypotheses on pressure solution - redeposition Geology, 6, 369-372.

EADINGTON, P.J., WILKINS. R.T.W. 1980. The origin, interpretation and chemical analysis of fluid inclusions in minerals. Technical Communicaton 69, Institute of Earth Resource CSIRO.

ELLIOTT, D. 1973. Diffusion flow law in metamorphics rocks. Geol. Soc. Am. Bull., 84, 2645-2664.

ELLIOTT, D. 1976. The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. Phil. Trans. R. Soc. London, A 272, 289-312.

ELLIS, A.J. 1963. The solubility of calcite in sodium-chlorite solution at high temperature. Am. J. Scie., 261, 259.

ERNST, N.G., BLATT, H.G., HARVEY, A. 1963. Experimental study of quartz overgrowths and synthetic quartzites. J. Geol., 72, 461-469.

ETHERIDGE, M.A., HOBBS, B.E., PATERSON, M.S. 1973. Experimental deformation of single crystals of biotite. Contr. Mineral. Petrol., 38, 21-36.

ETHERIDGE, M.A., HOBBS, B.E. 1974. Chemical and deformational controls on recrystallization of mica. Contr. Miner. Petrol., 43, 111-124.

EVANS, A.G. 1972. A method for evaluating the time-dependent failure characteristics of brittle matérials, and its application to polycristalline alumina. J. Mater. Sci., 7, 1137-1146.

FARRA, V. 1983. Etude theorique de la propagation de cavites par dissolution. Application aux inclusions fluides et aux fissures Dipl. Ecol. Mines Nancy, Univ. de Grenoble.

FISHER, G.W., ELLIOT, D. 1974. Criteria for quasi-steady diffusion and local equilibrium in metamorphism, in Geochemical transport and kinetics, edited by Hofmann, Giletti, Yoder, Yund, Carnegie Inst. Washington.

FLEITOUT, L., FROIDEVAUX, C. 1980. Thermal and mechanical evolution of shear zones. J. Struct. Geol., 2, 159-164.

FLETCHER, R.C., HOFFMAN, A.W. 1974. Simple models of diffusion and combined diffusion-infiltration metasomatism. Geochemical transport and kinetics edited by hoffman, Gilatti, Yoder 2 yund. Carnegie Institut of Washington. 243-259.

FLETCHER, R.C. 1977. Quantitative theory for metamorphic differenciation in development of crenulation cleavage. Geology, 5, 185-187.

FLETCHER, R.C., POLLARD, D.D. 1981. Anticrack model for pressure solution surfaces. Geology, 9, 419-424.

FLINN, D. 1962. On folding during three dimensionnel progressive deformations. Quart. J. Geol. Soc., 118, 385-433.

FLINN, D. 1978. Construction and computation of three dimensional progressive deformation. J. Geol. Soc. Lond., 135, 291-305.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

FREY, M. 1970. The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rock during the Alpine orogenesis. Sedimentology, 15, 261-279.

FRIEDEL, J. 1964. Dislocations, Pergamon ed.

FRIEDMAN, M., HIGGS, N.G. 1981. Calcite fabric in experimental shear zones in mecanical behavior of cristal rock.Carter, Friedman, Logan, Stearns ed. Am. Geophy. Union, 24, the Haudin Volume.

FRIEDMAN, D., HEARD, H.C. 1982. Incipient mechanical cleavage in a experimentally deformed biotite single crystal. In Atlas of deformational and metamorphic rock fabric, Borradaille, Bayly, Powell ed. Springer-Verlag. p. 413.

FYFE, W.S., PRICE, N.J., THOMPSON, A.B. 1978. Fluids in the earth's crust Elsevier ed.

GAMOND, J.F. 1982. Displacement features associated with fault zones : a comparison between observed examples and experimental models. J. Stuct. Géol., 5, 33-45.

GASQUET, D. 1979. Etude pétrologique géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne et du Grand Chatelard traversés par les galeries EDF Arc_ Isère (Alpes Françaises). Thèse 3ème cycle Univ. Grenoble.

GIBBS, J.W. 1877. On the equilibriun of heterogeneous substances. Transaction of the Connecticut Acadamy- 3 - 108-248 et 343-524. Also published in : The Scientific papers of J.W. Gibbs. Vol. 1- Thermodynamics. Longman. Green and Cy, 1906, 55-353.

GOGUEL, J. 1942. Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. Mem. Sew. Carte Geol. 514 p. Paris.

GRATIER, J.P., LEJEUNE, B., VERGNE, J.L. 1973. Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux (depuis les Aravis jusqu'à la région de Remollon). Thèse 3ème cycle, Univ. de Grenoble.

GRATIER, J.P., VIALON, P. 1975. Clivage schisteux et déformation : analyse d'un secteur clé du bassin mésozoique de Bourg d'Oisans (Alpes Dauphinoises). Geol. Alpine, 51, 41-50.

GRATIER, J.P., SUBRA, A. 1976. Structures géologiques et minéralisations du Jbel Aouam. Mise au point d'un modèle, quelques idées nouvelles sur l'exploitation du champ filonien. Rapport interne, S.M.A. Maroc.

GRATIER, J.P. 1976. Déformation et changement de volume dans un marbre à stylolitesde la région de Rabat (Maroc) Bull. Soc. Geol. Fr., 7, XVIII, 1461-1469.

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. Geol. Fr., XXI, 95-104.

GRATIER, J.P., VIALON, P. 1980. Deformation pattern in a heterogeneous material : folded and cleaved sedimentary cover immediatly overlying a cristalline basement (Oisans, French Alps). Tectonophysics, 65, 151-180.

GRATIER, J.P. 1981. Caractères des déformations successives dans l'Atlas de Beni-Mellal (Haut Atlas Marocain). Notes Serw Geol. Maroc, 42, 308, 195-212.

GRATIER, J.P. 1982. Approche experimentale et naturelle de la déformation des roches par dissolution-cristallisation avec transfert de matière. Bull. Minéral., 105, 291-300.

GRATIER, J.P. 1983. Estimaton of volume changes by comparative chemical analyses in heterogeneously deformed rocks (folds with mass/transfer). Jour. Struc. Geol., 5, 329-339.

GRATIER, J.P. JENATTON, L. 1984. Deformation by solution-deposition and reequilibraton of fluid inclusions in crystals depending on temperature ,internal pressure,and stress. Jour. Struct. Geol. 6, 189-200.

GRAY, D.R. 1977. Differenciation associated with discrete crenulation cleavage. Lithos, 10, 89-101.

GRAY, D.R., DURNEY, D.W. 1979. Investigation of the mechanical significance of crenulation cleavage. Tectonophysics, 58, 35-79.

GRDINA, Y.V., NEVEROV, V.V. 1967. Healing of cracks in rock salt crystals Sov. Phys. Cryst., 12, 421-424.

GREEN, H.W., GRIGGS, D.T., CHRISTIE, J.M. 1970. Syntectonic and annealing recrystallization of fine grained quartz aggregate. In experimental and natural rock deformation. Paulitsch Ed. Springer Verlag, 272-335.

GRESENS, R.L. 1966. The effect of structurally produced pressure gredients on diffusion in rocks. J. Geol., 74, 307-321.

GRIFFITH, A.A. 1921. The phenomena of rupture and flow in solids. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A221, 163-98.

GRIGGS, D.T. 1940. Experimental flow of rocks under conditions favouring recrystallization. Geol. Soc. Am. Bull, 51, 1001-1022.

GRIGGS, D.T., PATERSON, M.S., HEARD, H.D., TURNER, F.J. 1960. Annealing recrystallization in calcite crytals and aggregates. In Rock deformation Griggs and Handin ed., Geol. Soc. Am. Mem, 79, 21-37.

GRIGGS, D.T., BLACIC, J.D: 1964. The strength of quartz in the ductile regime. Trans. Amer. Geophys. Un., 45, 102-103 (Abstrect).

GRIGGS, D.T. 1967. Hydrolytic weakening of quartz and other silicates Geophys. J. Roy Astron. Soc., 14, 19-31.

GRIGGS, D.T. 1974.A model of hydrolitic weakening in quartz. J. Geophys. Res., 79, 1653-1661.

GUIGUET, R. 1978. Description d'une cellule triaxiale 200 MPa avec percolation de fluide et régulation thermique jusqu'à 250°c. Rapport interne IRIGM, Univ. de Grenoble.

HAAS, J.L., J . 1976. Physical and Thermodynamic properties of the coexisting phases and thermochemical properties of the H2O and NaCl component in boiting NaCl solution. Geol. Surv. Bull., 1421 a and 1421 b.

HALL, J. 1815. On the vertical position and convolutions of certain strata and their relation with granite. Trans. Roy. Soc. Edimburgh, 7, 79-108.

HANDIN, J. HAGER, R.V., FRIEDMAN, M., FEATHER, J.N. 1963. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure : pore pressure effects. Bull. Am. Soc. Petrol. Geol., 47, 717-755.

HANSHAW, B.B., ZEN, E.A. 1965. Osmotic equilibrium and overthrust faulting. Geol. Soc. Am. Bull., 76, 1379-1386.

HEALD M.T. 1955. Stylolites in sandstones. J. Geol.63, 101-114.

HEALD, M.T. 1956. Cementation of Simpson and St Peter sandstone in part of Oklahoma Arkansas and Missouri. J. Geol., 64, 16-30.

HEALD, M.T. 1959. Significance of stylolites in permeable sandstone J. Sed. Petrol., 29, 251-253.

HEARD, H.G. 1960. Transition from brittle fracture to ductile flow in Solenhofen limestone as a function of temperature, confining pressure, and interstitial fluid pressure In Rock Deformation Grigg - Handin ed. Geol. Soc. Am. Mem., 79, 193-226.

HEARD, H.C., RUBEY, W.W. 1966. Tectonic implication of gypsum déhydratation. Bull. Geol. Soc. Am., 77, 741-760.

HENRY, J.P. 1978. Mécanique linéaire de la rupture appliquée à l'étude de la fissuration et de la fracture des roches calcaires. Thèse d'Etat Univ. Lille.

HERRING, C. 1950. Diffusional viscosity of a poly crystalline solid. J. Appl. Phys., 21, 437-445.

HERRING, C. 1953. Structure and properties of Solid Surfaces, Gomer & Smith ed. University of Chicago Press.

HOBBS, B.E., Mc LAREN, A.C., PATERSON, M.S. 1972. Plasticity of single crystals of synthetic quartz in Flow and fracture of rocks the Griggs vol. Am. Geophys. Union, 16, 29-54.

HOBBS, B.E., MEANS, W.D., WILLIAMS, P.F. 1976. An outline of structural geology. John Wiley & Sons ed..

HOEFER, H. 1879. Die hohen Gerölle und Geschiebe-Eindrücke des Saltnitz-Konglomerates Tschermaks. Min. Pet. Mitt, 2, 325-345.

HUBBERT, M.K., RUBEY, W.W. 1959. Mechanic of fluid filled porous solide and its applications to overthrust faulting. Geol. Soc. Am. Bull., 70, 115-166.

HUMBERT, L. 1976. Eléments de petrologie dynamique des systèmes calcaires 213 p. ed. techniques Paris.

ILDEFONSE, J.P. 1980. Recherche sur le transport du silicium et du magnésium en conditions hydrothermales. Thèse d'état, Univ. Orléans.

IKORNIKOVA, N.Y. 1961. The process of solution of calcite in aqueous solutions of chlorides at high temperatures and pressures. Soviet. Physics Crystallography, 5, 726-733.

JAEGER, J.C., COOK, N.G.W. 1969. Fundamentals of rock mechanics. Methuen&Co éd., 513 p.

JENATTON, L. 1981. Microthermomètrie des inclusions fluides des cristaux associés à l'ouverture de fentes alpines, Thèse de 3ème cycle, Univ. Grenoble.

JOST, W. 1960. Diffusion in Solids Liquids and Gases. Academic Press.

KAMB, W.B. 1959. Theory of preferred orientation developped by crystallization under stress. J. Geol., 67, 153-170.

KARIM, A. 1970. A theory of diffusional flow with apparent non Newtonian viscosity in fine grained material. In Ultra fine grained metals, Burke, Weiss ed, Syracuse Univ. Press.

KENNEDY, G.C. 1950. A portion of the system silica-water. Econ. Geology, 45, 629-653.

KERN, R., WEISBROD, A. 1964. Thermodynamique de base pour mineralogistes petrographes et géologues. Masson Ed.

KERRICH, R. 1977. An historical review and synthesis of research on pressure solution. Zentbl. Geol. Paldont., H 5-6, 512-550.

KERRICH, R., BECKINSALE, R.D., DURHAM, J.J. 1977. The transition between deformation regimes dominated by intercrystalline diffusion and intracrystalline creep evaluated by oxygen isotope thermometry. Tectonophysics, 38, 241-257.

KINGERY, W.D., BOWEN, H.K., UHLMANN, D.R. 1976. Introduction to ceramics 2ème édition. John Wiley & Sons ed.

KNIPE, R.J. 1981. The interaction of deformation and metamorphism in slates. Tectonophysics, 78, 249-273.

LAUBSHER, H.B. 1975. Viscous components in Jura. Tectonophysics, 27, 239-254.

LAUDISE, R.A. 1970. Hydrothermal synthesis of single crystals. Prentice-Hall Englewood Cliff. N.J.

LECOINTRE, G. 1926. Etude du paleozoique de la région de Rabat. Mem. Soc. Sc. Nat. Maroc.

LE CORRE, Cl. 1978. Approche quantitative des processus synschisteux. Thèse d'Etat Univ. Rennes.

LEFAUCHEUX, F. 1974. Contribution à l'étude de defauts présentés par des calcites hydrothermales de synthèse. Thèse d'Etat, Univ. Paris VI.

LEMMLEIN, G.C., KLIYA, M.O. 1954. Change in fluid inclusion under the effect of temporary heating up of a crystal. Akad. Nauk. SSSR Doklady, 94, 233-236.

LEMMLEIN, G.C. 1956. Formation of fluid inclusions and their use in geological thermometry. Geochemistry, 1956, 630-642.

LEROY, J. 1979. Contribution à l'étalonnage de la pression interne des inclusions fluides lors de la décrépitation. Bull. Mineral. Cristallogr., 102, 584-593.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

LIPHAN, P.W., MOORE, J.G., SWANSOW, D.A. 1981. Builting of the North Flank of Mount Saint Helens volcans before the 5/18 eruption : geodetic data. A.G.U. Meeting, Eos, vol. 62, 6.

LLIBOUTRY, L. 1982. Tectonophysique et géodynamique, une synthèse, géologie structurale et géophysique interne. Masson ed.

LOCKNER, D., BYERLEE, J.D. 1977. Hydrofracture in Weber sandstone at high confining pressure and differential stresses. J. Geophys. Res., 82, 2018-2026.

LUTON, M.J., SELLARS, C.M. 1969. Dynamic recrystallisation in nickel and nickel iron alloys during high temperature deformation. Acta Metall., 17, 1033-1043.

Mc CLAY, R.R. 1977. Pressure solution and Coble creep in rocksand minerals / a review. J. Geol. Soc. London, 134, 57-70.

Mc EWEN, T.J. 1978. Diffusionnal mass transfer processes in pitted pebble conglomerates. Contr. Miner. Petrol., 67, 405-415.

Mc EWEN, T.J. 1981. Brittle deformation in pitted pebble conglomerate. J. Struct. Geol., 3, 25-38.

MADARIAGA, R. 1976. Dynamics of an expanding circular fault. Bull. Seism. Soc. Am. 639-666.

MALAVIEILLE, J., ETCHECOPAR, A. BURG, J.P. 1982. Analyse de la géométrie des zones abritées : simulation et application à des exemples naturels. C.R. Acad. Sc., 294, 279-284.

MARCH, A. 1932. Mathematische Theorie der Regulun nach der Kornges talt bei Affiner Deformations. Zentbl. Krist., 81, 285-297.

MARTIN, R.J.III. 1972. Time dependent crack growth in quartz and its application to creep of rocks. J. Geophys. Res, 77, 1405-1419.

MASSE, P. 1974. Compaction des carbonates : étude la stylolitisation des facies "lagon" du bathonien du bassin de Paris. Rapport interne ELF-ERAP.

MASSON, H. 1972. Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. Eclogae Geol. Helv., 65, 27-41.

MATTAUER, M. 1973. Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre, Hermann ed.

MAXWELL, J.C. 1960 Experiment on compaction and cementation of sand in Rocks deformation, Griggs et/al ed. , Geol. Soc. Am. Mem, 79, 105-132.

MEANS, W.D., PATERSON, M.S. 1966. Experiments on preferred orientation of platy minerals. Contr. Mineral. Petrol., 13, 108-133.

MENARD, G. 1979. Relation entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse 3ème cycle. Univ. Grenoble.

MITRA, S. 1976. A quantitative study of deformation mechanisms and finite strain in quartzites. Contrib. Mineral. Petrol., 59, 203-226.

MOHR, O. 1900 Welche Umstände bedingen die Elastizitätsgrenze und den Brunch eines Materials ? Z. Ver. dt. Ing. 44, 1524-30, 1572-77.

MOLNAR, p., TAPPONNIER, P. 1981. A possible dependance of tectonic strength on the age of the crust in Asia. Earth Planet. Scie. Lett., 52, 107-114.

MORALES, R. 1981. Etude expérimentale, au laboratoire, de la fracturation hydraulique de roches. Analyse des pressions d'injection. Thèse Ing. Univ. Grenoble.

MUGGE, O. 1928. Veber die Entstehung faseriger Minerale und ihrer Aggregations formen. Nenes Jb. Min. Beil. Bed., 58, 303-348.

MUGNIER, J.L. 1984. Analyse quantitative des déplacements et des déformations dans des massifs externes. Alpins. Thèse Ing. Univ. Grenoble.

MULLIS, J. 1975. Growth conditions of quartz crystals from Val d'Illiez (Valais, Switzerland). Schweiz. Mineral. petrogr. Mitt., 55, 419-429.

MULLIS, J. 1983. Evolution and migration of the fluid in the central Alpes during the retrograde metamorphism. Symposium : European Current Research on fluids inclusions Orléans.

MULLIS, J., DUBESSY, J., KOSZTOLANYI, C., POTY, B. 1983. Fluid evolution in alpine fissures during prograde and retrograde metamorphism along the geotraverse : Lucerne-Bellinzona (Suiss Alps). Symp. Eur.Curr. Res. on fluids inclusions- Orléans.

MURREL, S.A.F. 1963. A criterion for brittle fracture of rocks and concrete under triaxial stress, and the effect of pore pressure on the criterion. In Rocks Mechanics, Fairhurst ed. 5 th symp. Rock Meca., Pergamon., 563-577.

NABARRO, F.R.N. 1948. Deformation of crystals by the motion of single ions. In Report of a conference on the strength of solids : Phys. Soc. London Proc. 75 p.

NABARRO, F.R.N. 1967. Steady state diffusional creep. Phil. Mag., 16, 231-237.

NADAI, A. 1963. Theory of flow and fracture of solids Mc. Graw Hill ed. 705 p.

NELSON, R.S., MAZEY, D.J., BARNES, R.S. 1965. The thermal equilibrium shape and size of holes in solids. Phil. Mag., 11, 91-111.

NICOLAS, A., BOUCHEZ, J.L., BOUDIER, F., MERCIER, J.C. 1971. Textures, structures, and fabrics due to solid state flow in some European Lherzolites. Tectonophysics, 12, 55-86.

NICOLAS, A., POIRIER, J.P. 1976. Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks. John Wiley & Sons, Ed.

NICOLAS, A. 1977. Stress estimates from structural studies in some mantle peridotites. Colloque Orogenic Basic Ultra Mafic Association, Grenoble.

NICOLAS, A., VIALON, P. 1980. Les mécanismes de déformation ductile dans les roches. Mem. h. ser. Soc. Geol. Fr., 10, 127-139.

NUR, A., BYERLEE, J.D. 1971. An exact effective stress law for elastic deformation of rock with fluid. J. Geophys. Res., 76, 6414-6419.

NUR, A. 1972. Dilatancy pore fluid and premonitory variation in t_S/t_P travel time. Bull. Seism. Soc. Amer., 62, 1217-1223.

ODONNE, F. 1981. Modelisation analogique du plissement lié à un decrochement de socle. Aspects expérimentaux et naturels d'une relation socle-couverture. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble.

OERTEL, G., CURTIS, C.D. 1972. Clay-ironstone concretion preserving fabrics due to progressive compaction. Geol. Soc. Am. Bull, 83, 2597-2606.

PAUL, A. 1983. Application de la méthode Bloc à l'étude de stabilité des versants d'édifices volcaniques. DEA. Univ. Grenoble.

PAQUET, J., FRANCOIS, Ph., NEDELEC, A. 1981. Effect of partial melting on rocks deformation : experimental and natural evidence on rocks of granitic composition. Tectonophysics, 78, 545-565.

PARK, W.C., SCHOT, E.H. 1968. Stylolites : their nature and origin Journ. of Sedim. Petr., 38-1, 175-191.

PATERSON, M.S. 1958. Experimental deformation and faulting in Wombeyran marble. Bull. Geol. Soc. Am., 69, 465-476.

PATERSON, M.S. 1969. Ductility of rocks. In Physics of Strength and Plasticity AS. Argon ed. M.I.T. Press Cambridge Mass., 377-392.

PATERSON, M.S. 1973. Non hydrostatic thermodynamics and its geological applications. Rev. Geophys. Space Phy., 11, 355-390.

PATERSON, M.S. 1976. Some current aspects of experimental rock deformation. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A 283, 163-172.

PATERSON, M.S. 1978. Experimental rock deformation. The brittle field. Springer - Verlag. éd.

PATERSON, M.S. 1979. The mechanical behavior of rock under cristal and mantle conditions. The earth, its origins, structure and evolution, M.W. Mc Elhinny ed. Academic Press. London 469-489.

PATERSON, M.S., KEKULAWALA, K.R.S.S. 1979. The role of water in quartz deformation. Bull. Mineral., 102, 92-98.

PECHER, A. 1981. Experimental decrepitation and requilibration of fluid inclusions in synthetic quartz. Tectonophysics, 78, 567-584.

PECHER, A. 1983. Notice de la carte géologique de St Christophe en Oisans.

PECHER, A., BOULLIER, A.M. 1984. Evolution a pression et temperature élevées d'inclusions fluides dans un quartz synthétique. Bull. Miné. à paraitre.

PERCEVAULT, M.N., COBBOLD, P.R. 1982. Mathematical removal of régional ductile strains in Central Brittany : evidence for wrench tectonics. Tectonophysics, 78, 249-273.

PHARR, G.M., ASHBY, M.F. 1981. On creep enhanced by a liquid phase. Cambridge Univ. Enginee. Dept. Research. Report CVED/C/MATS/TR.69.

PIJOLAS, B. 1978. Les deformations des terrains secondaires de la région de Megève (Hte Savoie). Mise en évidence d'une zone de cisaillement dans un plan horizontal. Thèse 3ème cycle, Univ. de Lyon.

PLUMMER, L.N., WIGLEY, T.M. 1976. The dissolution of calcite in CO_2 saturated solutions at 25° and 1 atmosphère total pressure.

POTTER, W.R., BROWN, D.L. 1977. The volumetric properties of aqueous chloride solution from °c to 500°c at pressure up to 2000 bars based on a regression of available data in the litterature Geol. Bull. 1421 c.

POTY, B. 1967. La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de la Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc. Thèse d'Etat, Univ. Nancy.

POTY, B., STALDER, H.A., WEISBROD, A.M. 1974. Fluid inclusions studies in quartz from fissures of Western and Central Alps. Schweiz Min. Petr. Milt., 54, 717-752.

POTY, B, LEROY J., JACHIMOWICZ, L. 1976. Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous microscope : l'installation de microthermométrie Chaix méca. Bull. Mineral. Cristallogr., 99, 182-186.

RAJ, R., ASHBY, M.F. 1971. On grain boundary sliding and diffusional creep. Metall. Trans., 2, 1113-1128.

RAJ, R., CHYUNG, C.K. 1981. Solution precipitation creep in glass ceramics. Acta Metall, 29, 159-166.

RAJ, R., 1982. Creep in polycrystalline aggregate by matter transport through a liquid phase. J. Geophys. Research, 87, 4731-4739.

RALEIGH, C.B., PATERSON, M.S. 1965. Experimental deformaton of serpentinite and its tectonic implications. J. Geophys. Res., 70, 3965-3985.

RAMSAY, J.G. 1963. Structure, stratigraphy and metamorphism in the Western Alps. Proc. Geologist Assoc. (Engl), 74, 357-391.

RAMSAY, J.G. 1967. Folding and Fracturing of rocks. Mc Graw-Hill ed. 568 p.

RAMSAY, J.G., WOOD, D.S. 1974. The geometric effects of volume change during deformation processes. Tectonophysics, 16, 263-277.

RAMSAY, J.G. 1980. Shear zone geometry : a review. J. Struct. Geol., 2, 83-99.

RAMSAY, J.G. 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation. Nature, 284, 135-139.

RAMSAY, J.G. 1981. Pressure solution and tectonic deformation in limestone. Conférence sur les Carbonates, Bordeaux.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

REGRENY, A. 1973. Recristallisation hydrothermale du quartz. Thèse doct. Ing. Univ. Paris VI.

RENTON, J.J., HEALD, M.T., CECIL, C.B. 1969. Experimental investigation of pressure solution of quartz. J. Sedim. Petrol., 39, 1107-1117.

RIECKE, E. 1895. Uber das Gleichgewicht zwischen einem festen homogenen deformierten körper und einer flüssigen Phase : Annalen Physic, 54, 731-738.

ROBIN, P.Y. 1973. Note on effective pressure. J. Geophys. Res. 78, 2434-2437.

ROBIN, P.Y. 1978. Pressure solution at grain to grain contacts. Geochim. Cosmochimica Acta, 42, 1383-1389.

ROBIN, P.Y. 1979. Theory of metamorphic segregation and related processes. Geochim. Cosmochimica Acta, 43, 1587-1600.

ROBIN, P.Y. 1980. Influence of an aqueous phase on stress induced diffusion in rocks. Proc. of Int. Conf on the effect of deformation on rocks. Gottingen.

ROBINSON, L.H. 1959. The effect of pore and confining pressure on the failure process in sedimentary rock. 3 rd Symp. Rock Mechanics, Quart. Colo. School. Min., 54, 177-199.

ROCHETTE, P. 1983. Propriétés magnétiques et déformations dans les roches sédimentaires alpines. Application on Dogger de la zone dauphinoise. Thèse 3ème cycle Univ. Grenoble.

ROEDDER, E. 1967. Fluid inclusions as sample of ore fluid in Géochemistry of hydrothermal ore deposit, Barnes ed., 515-574.

ROEDDER, E. SKINNER, B.J. 1968. Experimental evidence that fluid inclusions do not leak. Econom. Geol., 63, 715-730.

RUDNICKI, J.W. 1980. Fracture mechanics applied to the earth's crust. A. Rev. Earth. Planet. Sci. (ed. Donath et/al), 8, 489-525.

RUMEAU, J.L., SOURISSE, C. 1972. Compaction, diagènèse et migration dans les sédiments argileux. Bull. Cent. Rech. Pau, 6(2), 313-345.

RUTTER, E.H. 1972. The effects of strain rate changes on the strength and ductility of solenhofen limestone at low temperature and confining prssure. Int. J. Rock Mech. Min. Sci, 9, 183-189.

RUTTER, E.H. 1976. The kinetic of rock deformation by pressure-solution. Phil.Trans. Roy. Soc. London, A 283, 43-54.

RUTTER, E.H., MAINPRICE, D.H. 1978. The effect of water on the creep controlled by a diffusive mass transfer process. Gerlands Bertr. Geophysik. Leipzig, 88,2, 154-162.

RUTTER, E.H. 1983. Pressure solution in nature, theory and experiment, J. Geol. Soc. Lond. 140 725-740

SCHOLTZ C.H. 1972. Mecanism of creeps in brittle rock J. Geophys. Res. 77, 2104-2114.

SCHMID, S.M., BOLAND, J.N., PATERSON, M.S. 1977. Superplastic flow in fine grained limestone. Tectonophysics, 43, 257-291.

SCHWANDER, H.W., BURGIN, A., STERN, W.B. 1981. Some geochemical data on stylolites and their lost rocks. Eclogac Geol. Helv., 74 (1), 217-224.

SCHWERDTNER, W.M. 1977. Geometric interpretation of regional strain analyses. Tectonophysics, 39, 515-531.

SELLIER, E. 1979. Contribution à l'étude pétrologique expérimentale de la genèse des stylolites dans les formations calcaires du bassins d'aquitaine. Thèse d'Etat, Univ. Bordeaux.

SHARP, W.E., KENNEDY, G.C. 1965. The system CaO - CO_2 - H_2O in the two plase région calcite + aqueous solution J. Geol., 73, 391-403.

SIBLEY, D.F., BLATT, H. 1976. Intergranular pressure solution and cementation of the Tuscora orthoquartzite. J. Sediment. Petrol., 46, 881-896.

SIDDANS, A.W.B. 1976. Deformed rocks and their textures. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A 283, 43-54.

SIPPEL, R.F., GLOVER, E. 1964. The solution alteration of carbonate rocks, the effects of temperature and pressure. Geochim. Cosmochimica Acta, 28, 1401-1417.

SKEMPTON, A.W. 1961. Effective stress in soils, concrete, and rocks, in Pore pressure and suction in soils, 1, Butterworths ed.

SMITH, F.G. 1963. Physical geochemistry. Reading, Massachussetts Addison. Wesley.

SMITH, J.V., STENSTROM, R.C. 1965. Electron excited luminescence as a petrologic tool. J. Geol. 73, 627-635

SOPENAS, J.P., SOULAS, J.P. 1973. Etudes microtectoniques dans le Jura, deformation des calcaires sous contrainte tectonique, essais d'interprétation et de corrélation des résultats pour l'ensemble de la chaine. Thèse 3ème cycle, Univ. Besançon.

SORBY, H.C. 1858. On the microscopical structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. Quart. J. Geol. Soc. London, 14, 453-500.

SORBY, H.C. 1863. On the direct corrélation of mechanical and chemical forces. Proc. Roy. Soc. Lond., 12, 538-550.

SORBY, H.C. 1865. On impressed limestone pebble. W.Yorks. Geol. Soc., 4, 458-461.

SOULA, J.C., DEBAT, P. 1976. Developpement et caractères des litages tectoniques.Bull. Soc. Geol. Fr., XVIII, 1365-1744.

SPRUNT, E.S., NUR. A. 1977. Destruction of porosity through pressure solution. Geophysics, 42, 300-312.

SPRUNT, E.S., NUR, A. 1977. Experimental study of the effects of stress on solution rate. J. Geophys. Res., 82, 3013-3022.

SPRY, A. 1969. Metamorphic textures. Pergamon Ed. 350 p.

STEPHANSSON, O. 1974. Stress-induced diffusion during folding. Tectonophysics, 22, 233-251.

STEPHENS, M.B., GLASSON, M.J., KEAYS, R.R. 1979. Structural and chemical aspects of metamorphic layering development in meta sediments from Clunes, Australia, Am. J. Scie., 279, 129-160.

STOCKDALE, P.B. 1922. Stylolites. Their nature and origin. Thèse, Indiana Univ. Studies, 9, 97.

STOCKER, R.A., ASHBY, M.F. 1973. On the rheology of the upper mantle. Rev. Geophy. Space Phys., 11, 391-426.

STROMPGARD, K.E. 1973. Stress distribution during formation of boudinage and pressure shadows. Tectonophysics, 16, 215-243.

SWAIN, M.V., WILLIAMS, J.S., LAWN, B.R., BEEK, J.J.H. 1973.A comparative study of fracture of various silica modification using the Hertzian test. J. Mater Sci, 8, 1153-1164.

SWANENBERG, H.E.C. 1980. Fluid inclusions in high grade metamorphic rocks from S.W. Norway. Ph D Utrecht.

TCHALENKO, J.S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitude. Geol. Soc. Amer. Bull., 81, 1625-40.

TERZAGHI, K.V. 1923. Die Berechnung der Durchlassigkcitsziffer des tones ans dem Verlauf der hydrodynamischen Spannungserscheinungen. Sber. Akad. Wiss. Wien., 132, 105.

TERZAGHI, K. 1943. Theorical Soil Mechanics, Wiley ed.

THOMPSON, J. 1849. Theoritical consideration on the effect of pressure in lowering the freezing point of water. Trans. Roy. Soc. Edin., 16, 575-580.

THOMPSON, J. 1862. On crystallisation and liquefaction, as influenced by stresses tending to change of form in the crystals. Proc. Roy. Soc. London. 11, 473-481. Reproduced in Phil. Mag. 1862, 24,395-401.

TOURAY, J.C. 1980. La dissolution des minéraux aspects cinétique. Masson ed., 109 p.

TREMOLIERE, P., REULET, J. 1978. Influence des déformations tectoniques sur les caractéristiques pétrophysiques matricielles des réservoirs calcaires. Bull. Centr. Recher. Pau, 23(3), 331-348.

TRURNIT, P. 1968. Pressure solution phenomena in detrical rocks. Sed. Geol., 2, 89-114.

TULLIS, J.A. 1971. Preferred orientation in experimentally deformed quartzites PhD Thesis Univ. Calif. Los. Angel.

TULLIS, J.A., CHRISTIE, J.M., GRIGGS, D.T. 1973. Microstructures and prefererred orientations of experimentally deformed quartzite. Geol. Soc. Am. Bull., 84, 297-314.

TULLIS, T.E., WOOD, D.S. 1975. Correlation of finite strain from both reduction bodies and preferred orientation of mica in slate from Wales. Geol. Soc. Amer. Bull., 86, 632-638.

TURNER, F.J., GRIGGS, D.T., HEARD, H. 1954. Experimental deformation of calcite crystals. Geol. Soc. Am. Bull., 65, 883-934.

TURNER, F.J., VERHOOGEN, J. 1960. Igneous and metamorphic petrologie (2d. ed). Mc. Graw Hill, 694 p.

VAN LIER, J.A., DE BRUYN, P.L., OVERBEEK, J.T.G. 1960. The solubility of quartz. J. Phys. Chem., 64, 1675-1682.

VERNON, R.H. 1977. Microfabric of mica aggregates in partly recrystallized biotite. Contr. Miner. Petrol., 61, 175-185.

VERNON, R.H. 1976. Metamorphic Processes., Murby, London.

VOLL, G. 1960. New work on petrofabric.Geol. J., 2, 503-567.

VIALON, P., RUHLAND, M., GROLIER, J. 1976. Eléments de tectonique analytique. Masson ed.

WEBER, K. 1981. Kinematic and metamorphic aspect of cleavage formation in very low-grade metamorphic slates. Tectonophysics, 78,291-306.

WEERTMAN, J. 1968. Dislocation climb theory of steady state creep. Trans. Amer. Soc. Metals, 61, 681-694.

WEILL, D.F., FYFE, W.S. 1964. The solubility of quartz in H_2O in the range 1000-4000 bars and 400-550°c. Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 1243.

WEISBROD, A., POTY, B., TOURET, J. 1976. Les inclusions fluides en géochimie pétrologie : tendances actuelles. Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr., 99, 140-152.

WEYL, P.K. 1959. Pressure solution and force of crystallization, a phenomenological theory. J. Geophys. Res., 64, 2001-2025.

WHITE, S. 1973. Syntectonic recrystallization and texture developpement in quartz. Nature, 244, 276-278.

WHITE, S. 1979. Difficulties associated with palaeo - stress estimates. Bull. Mineral., 102, 210-215.

WHITE, J.C., WHITE, S.H. 1981. On the structure of grain boundaries in tectonites. Tectonophysics, 78, 613-628.

WIEDERHORN, S.M., TOWNSEND, P.R. 1970. Crack healing in glass. J. Am. Cer. Soc. 486-489.

WIEDERHORN, S.M., BOLZ, L.H. 1970. Stress corrosion and static fatigue of glass. J. Am. Ceram. Soc., 53, 543-548.

WILSON, G. 1946. The relationship of slaty cleavage and kindred structures to tectonics. Proc. Geol. Assoc., 57, 263-302.

WILKINS, R.W.T., BIRD, J.R. 1980. Characterization of healed fracture surfaces in fluorite by etching and proton irradiation. Lithos, 13, 11-18.

WILKINS, R.W.T., Mc LAREN, A.C. 1981. The formation of primary fluid inclusions from etch pits in crystals. N. Jb.Miner. Mh. 220-224.

WILLIAMS, P.F. 1972. Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagni Australia. Am. J. Sci., 272, 1-47.

WILLIS, B. 1894. Mechanics of Appalachian structure US Geol. Surv. 13th Ann. Report., 213-281.

WILSON, C.J.L., BELL, I.A. 1979. Deformation of biotite and muscovite : optical microstructure. Tectonophysics, 58, 179-200.

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

DERNIERE PAGE DE LA THESE

AUTORISATION DE SOUTENANCE

DOCTORAT D'ETAT

Vu les dispositions de l'article 5 de l'arrêté du 16 avril 1974,

Vu les rapports de M. onsieur.NICOLAS.A.....

M. onsieur.POIRIER.J.P.....

M. onsieur.VIALON.P.....

M. onsieur.GRATIER Jean Pierre..... est autorisé à présenter une thèse en vue de l'obtention du grade de DOCTEUR D'ETAT ES SCIENCES.

Fait à Grenoble, le 04 JUIN 1984

Le Président de l'U.S.M.G.

Le Président

M. TANCHE

tel-00636654, version 1 - 28 Oct 2011

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
15, RUE MAURICE GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 68
FAX. (33) 76 87 82 43

THESE d'ÉTAT de SCIENCES NATURELLES

Titre de l'ouvrage :

LA DÉFORMATION DES ROCHES PAR DISSOLUTION-CRISTALLISATION

aspects naturels et expérimentaux de ce fluage avec transfert de matière dans la croûte supérieure

Nom de l'auteur : Jean-Pierre GRATIER

Établissement : Université Scientifique et Médicale de Grenoble

RÉSUMÉ

L'écoulement ductile d'une roche, en présence de fluide, paut s'effectuer par transfert de matière autour de domaines constituants cette roche, sous l'effet de différences de contrainte normale, ou de différences d'énergie élastique, plastique, ou de surface. Les stylolites, schistosités, fentes ou cavités colmatées, témoignent de ce fluage par dissolution-cristallisation dans la croûte supérieure. Différents modèles théoriques en ont été établis, avec des vitesses de déformation limitées par chacun des processus successifs de la transformation (cinétique des réactions solide/fluide, ou vitesse des transferts par diffusion ou infiltration). Puis ces modèles ont été testés en distinguant l'effet de plusieurs paramètres (géométrie des domaines, conditions P.T., nature des matériaux, valeurs des coefficients de transfert).

Pour l'aspect expérimental on a réalisé des dissolutions-cristallisations du quartz et de la calcite, autour de cavités ou autour de grains sous contrainte, en maintenant ces minéraux plusieurs mois au contact de fluides chauds et sous pression (eau, Na OH, NH_4 Cl). Différentes forces motrices peuvent intervenir (énergie de surface autour des cavités, contrainte normale autour des grains). Différents processus peuvent limiter les vitesses des déformations (cinétique de réaction pour les cavités, vitesse de diffusion pour les grains).

Pour l'aspect naturel, des analyses chimiques comparatives au sein de roches à déformation hétérogène (plissement, cisaillement, poinçonnement, boudinage) permettent de faire un bilan des quantités transférées. On montre que le transfert peut s'effectuer par diffusion ou par infiltration, sous de faibles déviateurs de contrainte, avec une mobilité variable des minéraux selon les conditions P.T.. Les possibilités et les conditions du transfert imposent en priorité le type de modèle de dissolution-cristallisation et la vitesse de cette déformation. On discute de l'initiation et du développement des zones de dissolution et de cristallisation et de l'acquisition d'un litage tectonique dont l'orientation, la géométrie et les compositions reflètent les conditions de la déformation.

Des applications sont données pour des processus voisins (métamorphisme, diagenèse) et pour des problèmes particuliers (déformation interne des roches, concentration des minéralisations, glissement asismique des failles).

MOTS-CLÉS

Déformation ; Roche ; Dissolution-cristallisation ; Diffusion ; Infiltration ; Transfert de matière ; Litage tectonique ; Fluage ; Croûte ; Quartz ; Calcite ; Dolomite ; Inclusions fluides ; Stylolite ; Schistosité ; Fentes à cristaux.