



**HAL**  
open science

# Caractérisation et modélisation des écoulements fluides en milieu fissuré. Relation avec les altérations hydrothermales et quantification des paléocontraintes.

Judith Sausse

► **To cite this version:**

Judith Sausse. Caractérisation et modélisation des écoulements fluides en milieu fissuré. Relation avec les altérations hydrothermales et quantification des paléocontraintes.. Géologie appliquée. Université Henri Poincaré - Nancy I, 1998. Français. NNT: 1998NAN10306 . tel-00011716v2

**HAL Id: tel-00011716**

**<https://theses.hal.science/tel-00011716v2>**

Submitted on 2 Mar 2006

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Faculté des Sciences

U.F.R. S.T.M.P.

*Département de Formation Doctorale:*

Sciences de l'Univers

## Thèse

présentée pour l'obtention du titre de

Docteur de l'Université Henri Poincaré, Nancy 1

Spécialité Géosciences

par

**Judith SAUSSE**

# **Caractérisation et modélisation des écoulements fluides en milieu fissuré. Relation avec les altérations hydrothermales et quantification des paléocontraintes.**

Soutenue publiquement le 20 octobre 1998 devant la Commission d'Examen

Président	J. L. Leroy	Professeur, Université Henri Poincaré Nancy 1.
Rapporteurs	A. Genter	Direction de la Recherche, BRGM, Orléans.
	D. Mainprice	DR CNRS, Université de Montpellier II.
	J.-L. Potdevin	Maître de Conférence, Université de Lille I.
Directeur de thèse	M. Lespinasse	Professeur, Université Henri Poincaré Nancy 1.
Examineurs	Y. Guéguen	Professeur, Ecole Normale Supérieure, Paris.
	G. Massonnat	Expert Elf Aquitaine Production, Pau.



*Pour Jérôme,*

*pour mon artiste de mère,  
pour mon astronome de père,  
pour ma franco-anglo-danoise de sœur.*



## REMERCIEMENTS

---

Au terme de ce travail, je tiens à remercier toutes celles et tous ceux qui ont participé à sa réalisation.

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de thèse, *Marc Lespinasse*, qui a accepté de m'encadrer dès mon DEA et pendant ces trois années de thèse. En m'apportant les connaissances géologiques qui me faisaient parfois défaut, il m'a toujours guidée dans des thèmes de recherche tant originaux qu'intéressants. Je le remercie de m'avoir toujours accordé son estime et sa confiance et de m'avoir pleinement intégrée dans le monde de la recherche en me faisant participer à de nombreux congrès nationaux, internationaux ou groupements de recherche. Les quatre publications soumises ou sous presse qui figurent dans ce manuscrit sont de plus, le témoignage de sa confiance, de ses nombreux encouragements et de l'intérêt qu'il porte à mon avenir scientifique. Pour toutes ces raisons, je le remercie.

Je tiens également à remercier *Jacques Leroy*, Professeur au sein de l'UMR G2R à l'Université Henri Poincaré-Nancy 1 qui a accepté de présider le jury de thèse. Outre ce regard final sur mes travaux, j'aimerais le remercier de m'avoir donné l'opportunité d'obtenir une formation scientifique de qualité en licence et maîtrise de "physico-chimie des minéraux et matériaux naturels à finalité industrielle". Cette formation pluridisciplinaire m'a permis d'apprécier les géosciences dans leur ensemble et dans leur complexité. Je le remercie enfin pour ses nombreux conseils scientifiques, sa confiance et pour l'intérêt qu'il a toujours porté à mon travail.

Je tiens également à remercier l'ensemble des membres du jury d'avoir accepté de juger ce travail.

Je remercie Messieurs *David Mainprice*, Directeur de recherche à L'Université de Montpellier II, *Jean-Luc Potdevin* et *Albert Genter*, du BRGM à Orléans d'avoir accepté d'être les rapporteurs de cette thèse.

Je tiens à remercier particulièrement ce dernier car il m'a également accompagnée au cours de ces trois années de thèse en m'indiquant pour la première fois comment ouvrir la porte du hangar de Sultz ..., en étant toujours enthousiaste et en me procurant toujours les moyens pour mener mes recherches dans d'excellentes conditions. Merci également à Jean-Luc Potdevin pour ses nombreux conseils et l'intérêt scientifique qu'il a toujours porté à mon travail.

Je tiens à remercier *Yves Guéguen* de l'Ecole Normale Supérieure de Paris, qui me fait un grand honneur en acceptant de participer à ce jury. Je remercie également *Gérard Massonat*, Ingénieur Elf Aquitaine à Pau, qui apporte à ma thèse, par sa présence, un regard et une caution industriels.

Je remercie la société Socomine et particulièrement André Gérard, d'avoir permis un si facile accès au site de Sultz.

Je remercie également *Bertrand Fritz* du CGS-CNRS de Strasbourg pour l'intérêt qu'il a porté à mon DEA et à celui de mon cher "double", *Manu*. Il m'a également fait confiance, au même titre qu'Yves Guéguen, en acceptant sur ces trois dernières années, ma contribution scientifique aux programmes DBT-INSU-CNRS Fluides dans la croûte et GdR-CNRS n°914 Géomécanique des Roches.

Il m'est ensuite agréable de remercier en général toute la communauté scientifique de Nancy, pour sa sympathie envers les jeunes thésards. En particulier, *Martin Canals* qui va désormais dispenser son savoir à des encore plus jeunes, à *Moha Ayt Ougougdal* qui m'a toujours aidée et qui m'a remise plusieurs fois sur le droit chemin en analyse d'images. Je remercie également l'ensemble des professeurs et techniciens, toutes disciplines confondues de l'Université Henri Poincaré Nancy 1 avec qui j'aurai des souvenirs de déménagement inoubliables... Merci de la quotidienne

sympathie de "M." Alain (Desmet), "M." Marc (Deschamps), Pierre Barbey, Jacques Clermonté, Bernard Lathuilière, Pierre-Jean Fauvel, Marc Durand, Christian Hibsich, Jacques Leroux, Micheline Hanzo, Laurence Mansuy (alias "Lolotte"), Régine Ruck, Vincent et ses orchidées, Yves Dusausoy, Jean Babkine, Bernard Gabenisch. Merci à Nicole, "M<sup>me</sup>" Ferry, "M<sup>me</sup>" Marchal, Nicole Engel qui m'a déniché l'ouvrage original de Darcy, à Hubert Gallus et à Marie-Odile Campadiou.

Merci à speedy Eric de la cellule info, pour ses nombreux dépannages et conseils informatiques.

Merci à Christian Peigney et Rémi Mansanty du Centre de Mesures Lorrain (IUT Génie mécanique-UHP Nancy 1) qui ont passé des heures à palper mécaniquement ces sacrées "pierres"...et qui j'espère vont finir grâce à mon insistance, par les appeler "granites". Un grand merci également à Marcel Beck du Lycée technique Marcel Paul à Jarny pour sa compétence et les nombreux samedis matins passés à mes côtés.

Merci à Christian Le Carlier et à Pascal Audigane, tout d'abord pour leur amitié et pour m'avoir souvent aiguillée en hydraulique pure et dure.

Il m'est ensuite particulièrement agréable de remercier Béatrice Ledésert et Michel Dubois de l'Université de Lille I, qui m'ont accompagnée lors de cette thèse en me prodiguant toujours de bons conseils et en prenant le temps de m'expliquer tant de choses concernant Sultz. Merci à Michel le barbu et à Véro sans qui je ne saurais toujours pas ce qu'est un estaminet!

Un merci tout particulier à Sylvie Gentier du BRGM d'Orléans, à Nicole Liebig, Christine Destrigneville (mémorable sortie de ski de fond!) et Yves Géraud du CGS-CNRS de Strasbourg qui m'ont tous aidée amicalement et scientifiquement d'une façon ou d'une autre lors de cette thèse.

Merci à Marie-Camille, docteur ès "administration" du CGS-CNRS de Strasbourg pour sa gentillesse et sa patience et surtout sans qui je ne serais pas en train de rédiger ces remerciements mais plutôt de remplir un ordre de mission en retard!

Je tiens maintenant à avoir une pensée émue pour Laurent Bailly, alias "Robert", mon premier collègue de travail. Que puis-je te dire à par " \$\*🌻🍀]\$\uparrow%:★!;§%🌀\$\$ ". Je suis sûre que Sarah serait d'ailleurs d'accord avec moi et j'en profite pour lui adresser mon amitié sincère et définitive.

Merci, petite Anne-Sylvie, d'avoir été à mes côtés chaque jour en supportant les bons et les mauvais. Que serait mon chapitre 5 sans ton aide de juge-arbitre avisé!

Merci à tous mes amis de la fac et hors fac que je dois citer pêle-mêle mais qui sont bien rangés dans mon estime: Denis (alias MAD), Catherine et le petit Théo, Stéphane, Sophie (et Delphie), Sandrine, Céline, Lilya, Hamza, Nadège, Laetitia, Lumi, Rodolfo, Aliouka, Jean-Mi, Delphine, Sylvain, Daniel.

Un grand merci à Franck, Sylvie, au petit Lucas (tellement mimi...), à Estelle (gardienne ès poissons), à Albert, Denis, Michel, Lydie, Jérôme, Cécile, Sylvie, Anne-Catherine, bref au sympathique "cerpege" en général.

Merci à la bande de Jarny: Yvan alias "Chapeau melon", Nathalie alias "Bottes de cuir", Ludo mon rouquin préféré, Mag, Poire Edlinger dit Eric Kasparov, Cédric et Fte and Co.

Je dois enfin remercier les personnes sans qui tout ce travail n'aurait pas été le même. Merci Jérôme, merci Arielle, merci maman, merci papa, merci Mimi, merci Bernard, merci mon p'tit Biloute.

## RESUME

---

Dans tous les types de matériaux (roches cristallines, sédimentaires, bétons, céramiques, ...), la présence de fractures (à toutes échelles) implique une perméabilité généralement élevée et des écoulements fluides orientés. Ces circulations de fluides dans les fractures impliquent des interactions fluide - roche (dissolution cristallisation) plus ou moins intenses en fonction de la nature, des conditions physico-chimiques, et des taux de renouvellement des fluides donc des perméabilités. Ces phénomènes d'altération, qui se traduisent principalement par le colmatage des fractures (altération filonienne) et fissures (plans d'inclusions fluides et veinules, altération pervasive) sont des indices très précieux quant à la description des modalités et intensités des migrations fluides dans les systèmes fossiles.

Une étude géométrique des réseaux de fractures aux échelles micro et macroscopique, basée sur la répartition spatiale des minéraux de remplissage des fractures, a été réalisée et appliquée à deux granites différents: le granite de Soultz-sous-Forêts (Bas-Rhin, France) et le granite du Brézouard (Vosges, France). A l'échelle macroscopique, une nouvelle méthodologie d'étude des données de forage (graphes binaires cumulés) est présentée dans le cas du granite de Soultz. Elle permet d'identifier la présence de trois associations minérales (quartz-illite, calcite-chlorite et hématite) dans des réseaux de fractures ayant une géométrie 3D et des caractéristiques hydrauliques spécifiques. Ces altérations impliquent des systèmes de fractures différents, des modes d'altération distincts et non synchrones. A l'échelle microscopique, la reconstitution des séquences d'ouverture - percolation - colmatage des fissures est délicate. Cependant, l'étude de leurs caractéristiques géométriques (orientations, rayons, densités volumiques) et de ce fait de leurs porosités, surfaces d'échanges et perméabilités, permet de visualiser leurs rôles distincts dans la propagation des fluides. Ces microstructures sont très nombreuses dans les granites et peuvent impliquer des perméabilités élevées mais variables dans le temps. Ceci a été confirmé par le biais d'une modélisation de l'évolution spatio-temporelle d'une perméabilité de fissures suite à des interactions fluide-roche.

Les modèles de perméabilité utilisés (géométriques ou statistiques) dans les deux précédentes approches restent très dépendants de la définition de l'ouverture caractéristique des drains. Une fracture réelle dans une masse rocheuse est caractérisée par des épontes qui ne sont ni parallèles ni forcément imbriquées. L'étude de ces fractures naturelles, à échelle macro et microscopique, complétée par une modélisation plus théorique de leur comportement hydro-mécanique, a permis de mettre en évidence l'influence des rugosités de surface sur la propagation des écoulements fluides et donc des altérations.

Ces fractures sont formées et percolées sous l'influence de régimes tectoniques qui contrôlent leur orientation. A Soultz-sous-Forêts, un important système de veines de quartz témoigne d'une phase d'extension majeure à l'Oligocène. Ces fractures ont été successivement percolées et colmatées par des fluides. La pression fluide caractéristique de ces séquences d'ouverture-colmatage des fractures peut être contrainte par une étude microthermométrique des inclusions fluides présentes dans les quartz secondaires qui colmatent les veines. La prise en compte de i) la répartition géométrique des pôles des filons, ii) de considérations empiriques des critères de rupture, et iii) des pressions fluides, a permis finalement de mettre au point une méthodologie de quantification des tenseurs de paléocontraintes à l'origine du développement des systèmes filoniens à Soultz.

**Mots clés:** fractures, microfissures, perméabilité, altérations hydrothermales, rugosité, paléocontraintes, hydro-mécanique, pression fluide, granite, Soultz-sous-Forêts.



## ABSTRACT

---

In all materials (rocks, concretes, ceramics, ...), the presence of fractures at different scales implies high permeability and often oriented fluid flows. These fluid circulations in fractures induce more or less intense fluid-rock interactions with mineral crystallisation and/or dissolution. These phenomena directly depend on the nature of the fluids and the rocks, the physical and chemical properties of the media and the rate of fluid renewal (permeabilities).

Usually, the development of such alterations leads to a massive sealing of the fractures (vein alterations) and of the fissures (fluid inclusion planes and microcracks, pervasive alteration). Therefore, their study brings us precious indications for the understanding of the mechanisms of fluid migrations in fossil systems.

A geometrical study of the fracture systems at micro or macroscopic scales, based on the spatial distribution of sealing minerals, is applied to two different granites: the Soultz-sous-Forêt granite (Bas - Rhin, France) and the Brézouard granite (Vosges, France). At the macroscopic scale, a new graphical method is proposed in order to study drilling data (Soultz granite). It allows to identify the presence of three independent mineral associations (quartz - illite, calcite-chlorite and hematite) in independent fracture systems characterised by a specific 3D geometry and hydraulic properties. These three types of vein alteration correspond to distinct and non contemporaneous fluid percolations.

At the microscopic scale, the reconstitution of crack opening - fluid percolation - crack sealing stages is delicate. However, the study of their geometrical characteristics (orientations, radius, volumic densities) and thereby the quantification of their porosities, exchange surfaces and permeabilities, allow to identify their respective roles in the fluid propagation. These microstructures, which are very numerous in granites, imply high but variable matrix permeabilities. This has been confirmed by the modelisation of the space-time evolution of the Brézouard granite crack permeability during fluid-rock interactions.

The two used permeability models (geometrical or statistical) remain very dependent on the definition of the characteristic opening of fracture or fissure. Real fractures in a rocky mass are characterised by non parallel, flat and thus overlapped walls. The study of these natural fracture surfaces at micro and macroscopic scale is completed by a theoretical modelisation of their hydro-mechanical behaviour. This work indicates the influence of the surface roughness on the fluid flow as well as the propagation of the alteration.

These fractures were formed and percolated under a particular tectonic regime that controls their orientation. Numerous quartz veins in the Soultz granite are opened and sealed during the Oligocene extension. The characteristic fluid pressure of these opening - sealing stages are quantified thanks to fluid inclusion studies. These inclusions are located in secondary quartz which seal the veins. A new method of paleostress quantification is proposed, based on the knowledge of this fluid pressure. It takes i) the geometrical distribution of the vein poles, ii) some empirical considerations of rupture criteria, and iii) the fluid pressures into account.

**Key Words:** fractures, microfissures, permeability, hydrothermal alterations, roughness, paleostresses, hydro-mechanic, fluid pressure, granite, Soultz-sous-Forêts.



# TABLE DES MATIERES

RESUME.....	7
ABSTRACT .....	9
LISTE DES FIGURES.....	17
LISTE DES TABLEAUX .....	29
LISTE DES ANNEXES .....	31
GLOSSAIRE.....	33

## INTRODUCTION GENERALE.....35

### CHAPITRE 1: *La perméabilité fissurale. quantifications et modélisations.*

INTRODUCTION .....	43
1. EQUATIONS GENERALES DE L'HYDRAULIQUE.....	45
1.1. <i>Hydraulique des milieux poreux.</i> .....	45
1.1.1. Introduction. ....	45
1.1.2. Loi de Darcy. ....	45
1.1.3. Relations porosité-perméabilité. ....	47
1.2. <i>Hydraulique des milieux fissurés.</i> .....	50
1.3. <i>Adaptation de la loi cubique.</i> .....	52
1.3.1. Rugosité relative. ....	52
1.3.1. Coefficient de perte de charge et Nombre de Reynolds. ....	53
1.3.2. Simulation des écoulements fluides dans une fracture rugueuse. ....	55
1. 4. <i>Conclusion.</i> .....	56
2. MODELES GEOMETRIQUES.....	57
2.1. <i>Milieu homogène équivalent.</i> .....	58
2.2. <i>Double - Porosité.</i> .....	58
2. 3. <i>Approche milieu continu.</i> .....	61
2. 4. <i>Approche milieu discontinu.</i> .....	62
2. 5. <i>Conclusion.</i> .....	63
3. MODELES STATISTIQUES.....	64
3.1. <i>Génération d'analogues: réseaux de fractures artificiels.</i> .....	64
3.2. <i>Analyse de la connexité d'un réseau de fractures.</i> .....	65
3.3. <i>Théorie de la Percolation.</i> .....	66
4. CONCLUSION.....	72

## **CHAPITRE 2: Applications: quantification des paléoperméabilités fissurales.**

<b>1. INTRODUCTION.....</b>	<b>75</b>
<b>2. ANALYSE D'UNE PERCOLATION FOSSILE À ÉCHELLE MACROSCOPIQUE.....</b>	<b>76</b>
2.1. <i>L'échangeur géothermique de Soultz-sous-Forêts.</i> .....	77
2.1.1. Contexte géologique. ....	77
2.1.2. Les migrations fluides. ....	79
2.2. <i>Mise en évidence d'une zonalité verticale complexe.</i> .....	81
2.2.1. Phases de remplissage des fractures. ....	81
a. Méthode d'analyse des données.....	81
b. analyse des courbes cumulées et normalisées .....	82
2.2.2. Orientation des fractures.....	84
2.3. <i>Corrélation Remplissage - Orientation des fractures.</i> .....	87
2.3.1. Choix d'une méthode de représentation des données. ....	87
a. étude structurale .....	87
b. études graphiques.....	88
2.3.2. Conclusion: relation fracturation - colmatage. ....	92
2.4. <i>Paléoperméabilités fissurales.</i> .....	94
2.4.1. Perméabilités de fractures: méthodologie.....	95
2.4.2. Résultats. ....	95
2.5. <i>Discussion et conclusion.</i> .....	98
<b>3. ANALYSE D'UNE PERCOLATION FOSSILE A ECHELLE MICROSCOPIQUE. ....</b>	<b>99</b>
3.1. <i>Objectifs.</i> .....	99
3.2. <i>Typologie des microfissures.</i> .....	100
3.2.1. Microfissures "actuelles". ....	100
3.2.2. Microfissures fossiles. ....	101
3.2.3. Plans d'inclusions fluides.....	101
3.3. <i>Reconstitution 3D des réseaux de microdiscontinuités: Méthodologie.</i> .....	102
3.3.1. Analyse structurale. ....	102
3.3.2. Détermination des paramètres géométriques: longueurs et épaisseurs.....	102
a. Rayons moyens.....	102
b. Epaisseurs moyennes.....	103
3.3.3. Détermination des densités volumiques. ....	104
3.3.4. Perméabilités, porosités et surfaces d'échange. ....	105
a. Modèles de perméabilité: approche quantitative.....	105
b. Porosité fissurale et surface d'échange des microfissures. ....	105
3.4. <i>Application: microfissuration du granite de Soultz.</i> .....	106
3.5. <i>Résultats: Etude des réseaux de microdiscontinuités.</i> .....	106
3.5.1. Les plans d'inclusions fluides. ....	108

a. Description des réseaux.....	108
b. Paramètres géométriques.....	110
3.5.2. Les Fissures.....	113
a. Etude structurale.....	113
b. Paramètres géométriques.....	114
<b>3.6. Paléoperméabilités, porosités et surfaces d'échanges développées par les microdiscontinuités.....</b>	<b>115</b>
3.6.1. Perméabilités.....	116
3.6.2. Porosités et surfaces d'échange.....	118
3.7. Conclusion.....	120
<b>4. DISCUSSION.....</b>	<b>121</b>

## **CHAPITRE 3: *Modélisation et quantification de l'évolution d'une perméabilité de fissures actuelle. Rôle des interactions fluide - roche.***

<b>1. AVANT-PROPOS.....</b>	<b>125</b>
<b>2. INTRODUCTION.....</b>	<b>126</b>
2.1. Objectifs.....	126
2.2. Contexte d'échantillonnage.....	127
2.3. Résultats.....	128
<b>3. "EVOLUTION OF FISSURAL PERMEABILITY DURING FLUID-ROCK INTERACTIONS. EXAMPLE OF THE GRANITE OF BRÉZOUARD (VOSGES, FRANCE)."</b>	<b>129</b>
3.1. Introduction.....	129
3.2. Theoretical approach.....	130
3.2.1. Simulation of fluid rock interactions.....	131
3.2.2. Fluid flow quantification: the permeability.....	132
3.2.3. Alteration and modifications of the transport properties.....	133
3.2.4. Relation between the duration of fluid propagation and the extension of the alteration.....	134
3.3. Results.....	134
3.3.1. Definition of the initial water-rock system.....	135
a. Mineralogy.....	135
b. The fluid chemistry.....	135
c. The fluid flow vector: the microfissural network.....	136
3.3.2. Initial physical properties.....	137
a. Porosity and fluid-rock exchange surface.....	137
b. Permeability.....	137
3.3.3. Simulations of a water-granite interactions.....	138
a. Chemical modifications of the rock.....	138
b. Modifications of fluid flow.....	139
c. Modifications exchange surface.....	140
d. Evolution of the fissural permeability.....	141

3.4. Conclusions.....	141
3.5. Perspectives.....	142

## **CHAPITRE 4: Rugosité des fractures naturelles. Implications sur les écoulements fluides.**

<b>1. INTRODUCTION.....</b>	<b>145</b>
<b>2. CARACTÉRISATION ET QUANTIFICATION DE LA RUGOSITE.....</b>	<b>146</b>
2.1. Approche statistique.....	146
2.1.1. Etude et description de la rugosité à l'aide d'indice de rugosité.....	146
2.1.2. JRC et corrélation avec les indices de rugosité.....	148
2.2. Approche spatiale.....	149
2.2.1. Analyse spatiale géostatistique.....	149
a. Généralités.....	149
b. Calcul du variogramme ordinaire.....	149
c. Calcul de la fonction d'autocorrélation.....	152
2.2.2. Analyse spatiale spectrale.....	152
a. Dimension fractale.....	152
b. Fractales auto-affines.....	153
2.2.3. Méthodes d'estimation de la dimension fractale.....	153
2.2.4. Calcul de l'exposant de rugosité.....	154
2.2.5. Relation entre la dimension fractale D et le coefficient de rugosité.....	156
2.3. Etude des épaisseurs développées par une fracture.....	157
2.4. Conclusions.....	158
<b>3. ACQUISITION DES DONNEES.....</b>	<b>158</b>
3.1. Echelle macroscopique: profilométrie mécanique.....	159
3.2. Echelle microscopique.....	162
<b>4. MORPHOLOGIE DES SURFACES DE FRACTURES NATURELLES A SOULTZ.....</b>	<b>164</b>
4.1. fractures macroscopiques.....	168
4.1.1. Profils de rugosité dans le grès.....	168
a. Approche statistique.....	168
b. Approche spatiale.....	169
c. Distribution des épaisseurs.....	171
4.1.2. Profils de rugosité dans le granite.....	172
a. Approche statistique.....	172
b. Approche spatiale.....	174
c. Distribution des épaisseurs.....	175
d. Conclusions.....	176
4.2. Microfracturation.....	179
4.2.1. Etude structurale.....	179

4.2.2. Etude statistique des rugosités.....	180
a. Minéralogie.....	180
b. Orientation.....	181
c. Altération.....	182
4.2.3. Etude géostatistique et fractale.....	185
4.2.4. Epaisseurs de fissures et porosités de matrice.....	185
4.2.5. Bilan.....	187
4.3. Conclusion.....	189
<b>5. ECOULEMENTS FLUIDES DANS UN PLAN DE FRACTURE SOUS CONTRAINTE</b>	
<b>NORMALE.....</b>	<b>190</b>
5.1. Introduction.....	190
5.2. Modélisation des écoulements fluides.....	192
5.3. Modélisation de la fermeture mécanique d'une fracture.....	196
5.3.1. Théorie du contact Hertzien: modèle de Brown et Scholz (1986) et Yoshioka (1994).....	196
5.3.2. Sommets et rayons de courbures des contacts.....	198
5.4. Application: comportement hydromécanique des fractures à Soultz.....	199
5.4.1. Fermeture mécanique des fractures.....	200
5.4.2. Ecoulement sous contrainte normale croissante.....	204
5.5. Conclusion.....	208

## **CHAPITRE 5: Théorie de la rupture et quantification des contraintes.** ***Application au système filonien de Soultz-sous-Forêts.***

<b>1. INTRODUCTION.....</b>	<b>213</b>
<b>2. PRESSION FLUIDE ET RUPTURE.....</b>	<b>213</b>
2.1. Rappels de mécanique des roches.....	213
2.1.1. Notion de contraintes.....	213
2.1.2. Notion de déformation rupturale.....	215
2.1.3. Expression dans le cercle de Mohr et courbe intrinsèque.....	216
2.2. La pression fluide.....	219
2.2.1. Définition.....	219
2.2.2. Expression dans le cercle de Mohr.....	220
2.2.3. Détermination de la pression fluide.....	221
<b>3. QUANTIFICATION DES CONTRAINTES.....</b>	<b>222</b>
3.1. Méthodologie.....	222
3.1.1. Approche théorique: champ filonien et cercle de Mohr.....	222
3.1.2. Approche empirique: Calcul des courbes intrinsèques.....	225
3.2. Calage d'un état de contraintes 3D.....	226

3.2.1. Traitement des données de terrain.....	226
3.2.2. Développement théorique.....	227
3.2.3. Développement empirique.....	228
3.2.4. Positionnement des pôles de filons dans le cercle de Mohr. ....	231
3.3. Conclusion. ....	233
<b>4. APPLICATION NUMERIQUE: EXEMPLE DU SYSTEME FILONIEN DE SOULTZ..</b>	<b>234</b>
4.1. Filons. ....	234
4.1.1. Les fractures à quartz.....	234
4.1.2. Etude structurale.....	237
4.1.3. Orientation des fractures et tenseurs de paléocontraintes associés.....	239
4.2. Pression fluide.....	240
4.3. quantification des contraintes.....	242
4.3.1. Exemple: construction du cercle de Mohr pour la zone 2. ....	243
4.3.2. Construction des cercles de Mohr pour les zones 1 et 3.....	246
4.3.3. Bilan .....	248
4.4. Implications régionales.....	248
4.4.1. Contexte tectonique régional.....	248
4.4.2. Comparaison Oligocène - Actuel.....	250
4.5. Conclusion. ....	252
<b><u>CONCLUSION GENERALE</u></b> .....	<b>253</b>
<b>Références bibliographiques.....</b>	<b>259</b>
<b>Annexes .....</b>	<b>269</b>

# LISTE DES FIGURES

## CHAPITRE 1

Figure 1: Schématisation et principe du perméamètre de Darcy. (d'après Schneebeli, 1966) .....	46
Figure 2: Schématisation de la porosité d'un grès. (Guéguen et Palciauskas, 1992) .....	48
Figure 3: Exemple de réseau fissural dans lequel le fluide suit un chemin tortueux (entre les points P et Q). La distance réelle parcourue par le fluide dans le réseau, est supérieure à la distance directe D (Arch et Maltman, 1990). La tortuosité est alors définie comme le rapport PQ/D.....	49
Figure 4: Schématisation d'une fissure par deux plans parallèles et lisses espacés d'une épaisseur constante e permettant un écoulement plan de Poiseuille. ....	51
Figure 5: Face inférieure d'une fracture dans un granite (Soultz-sous-Forêts). La fracture n'est pas colmatée par des phases secondaires, mais sa surface présente des aspérités qui définissent sa rugosité .....	52
Figure 6: Ecoulement laminaire et création de zones de turbulence dans des conduits anguleux. Les lignes de courants (filets liquides) sont parallèles entre elles dans les parties rectilignes et s'organisent en cellules de turbulences dans les zones moins accessibles aux écoulements (coins). Celles-ci sont localisées entre les zones de séparation et de rattachements des filets liquides (Collinson et Thompson, 1982, modifié).....	53
Figure 7: Domaines de validité des lois d'écoulement dans les fractures (d'après Louis, 1967 dans Gentier, 1986). 1) Loi de Poiseuille, 2) Blasius, 3) Nikuradse, 4) et 5) Louis.....	54
Figure 8: Mise en évidence de la chenalisation d'un écoulement fluide dans un plan de fracture macroscopique. (granite, carrière de Barbey Serroux, Vosges). Différentes fractures sont présentes. Certaines sont sèches. La fracture méridienne (trait pointillé) est percolée (écoulements = traces noires sur la roche représentées par des flèches) mais les fluides sortent de la roche par endroits seulement. Le plan de fracture présente donc des vides disponibles pour les fluides et des zones où soit la fracture est fermée (colmatage), soit son épaisseur est trop faible (les écoulements sont chenalisés aux endroits permettant les plus forts débits).....	55
Figure 9: Carte des fractures et joints visibles sur le front de taille 1000, Yucca Mountain, Nevada (d'après Barton et Hsieh, 1989). ....	57
Figure 10: Quantification de la distance interfracturale caractérisant une famille de fractures recoupées par un forage. Les discontinuités sont repérées en orientation par leur azimuth et pendage. La distance l qui sépare les fractures dans le puits de forage permet de calculer D la distance interfracturale réelle (perpendiculaire aux épontes) pour chaque paire de fractures. Une moyenne de ces distances est ensuite calculée.....	59
Figure 11: Présentation schématique des deux approches généralement utilisées pour modéliser les milieux à perméabilité de fractures. ....	60
Figure 12: Données pratiquement disponibles sur carottes et paramètres géométriques d'une famille de fractures nécessaires au calcul de la conductivité hydraulique équivalente (d'après Vuillod, 1995). Sk représente l'espacement moyen entre deux fractures (k-1 et k+1) appartenant à la famille m. Deux systèmes de fractures (M=2) sont représentés et caractérisés par leur normale. ....	61
Figure 13: Principe de l'approche milieu discontinu, utilisée par le code UDEC. Le massif rocheux est modélisé par un ensemble de blocs homogènes séparés par la fracturation. Chaque bloc constitue un milieu continu dont les propriétés hydrauliques et mécaniques sont modélisées par l'intermédiaire d'un maillage bidimensionnel. Les blocs interagissent entre eux par le biais des discontinuités. ....	63
Figure 14: Présentation schématique des chargements en pression ( $P_i$ ) des éprouvettes (5m*5m) pour le calcul du tenseur de perméabilité (Code UDEC, Vuillod, 1995).....	63
Figure 15: Paramètres géométriques des réseaux de fractures utilisés pour construire des réseaux modèles. Les propriétés des fractures permettent de contrôler les étapes de la génération des réseaux. ....	64
Figure 16: Circuit imprimé correspondant à deux systèmes de joints orthogonaux. Sa réalisation permet d'étudier le degré de connexion des deux systèmes et d'individualiser les chemins de conduction préférentiels (Hudson et Lapointe, 1980). ....	65
Figure 17: Exemple de réseau de coordinence Z=4. Réseau de Bethe. ....	67
Figure 18: Exemples de réseaux percolants. Les réseaux (a) à (d) sont construits à partir de maillages réguliers (coordinence Z entier). Ils correspondent aux réseaux (sous chaque cas) générés aléatoirement (e) à (h)	

(coordinnence Z entier ou décimal). Les probabilités de percolation (P) augmentent avec la densité et la longueur des éléments. (D'après Long et al., 1991). .....	67
Figure 19: Probabilité de percolation P représentée en fonction de la probabilité d'occupation de site (ou de liaison) p dans le cas d'un réseau régulier de coordinnence Z=4. Le seuil de percolation est atteint pour $p=p_c=1/3$ (équation 34). (Guéguen et Palciauskas, 1992, modifié).....	68
Figure 20: A: Réseau de fractures généré de façon aléatoire juste au dessus du seuil de percolation. B: Squelette ou partie connectée du réseau de fractures (d'après Balberg et al., 1991). 1) fractures isolées du réseau percolant 2) fractures en "dead end". Ces fractures sont connectées par une de leurs extrémités au réseau percolant mais ne participent pas aux écoulements. 3) fractures faisant partie du réseau percolant.....	69
Figure 21: Schématisation du multi-réseau de Bethe (Canals et al., 1993). La distinction des familles de fissures (ici traits noirs, gris et traits noirs fins) est possible. Chaque famille est envisagée comme un réseau de Bethe, plus ou moins connecté (sites différents) aux autres réseaux voisins (approche multi-réseau). .....	70
Figure 22: Modèle classique des "disques". Une fissure est modélisée par un disque dont le rayon c et l'épaisseur e sont égaux à l'extension et l'ouverture réellement observées. (Guéguen et Palciauskas, 1992). .....	71

## CHAPITRE 2

Figure 23: Champ de température actuel observé dans le fossé rhénan (d'après Le Carlier de Veslud et al., 1994). Une anomalie thermique est centrée sur Soultz (gradient de température de 105°C/km au niveau de Pechelbronn). .....	77
Figure 24: Carte géologique et structurale schématique du Graben rhénan dans la région de Soultz-sous-Forêts (bordure Ouest).D'après Dubois et al. (1996). .....	78
Figure 25: Représentation schématique des zones réservoirs développées au niveau du doublet géothermique GPK1-GPK2. La circulation des fluides est réalisée à grande profondeur par perméabilité de fractures. (D'après document SOCOMINE).....	78
Figure 26: A) Répartition avec la profondeur des phases minérales de colmatage des fractures recoupées par EPS1. B) Nature et fréquence d'apparition de ces phases minérales. Quartz, calcite, chlorite, illite et hématite sont prédominants. ....	80
Figure 27: Représentation de l'ensemble des fractures présentes dans le forage EPS1. A) Pôles des fractures projetés dans un canevas de Schmidt hémisphère inférieur (Can. Schm. inf.). B) Contours des zones de plus fortes densités des pôles de fractures (Can. Schm. inf.). .....	80
Figure 28: Trois types de représentations possibles des données de forage concernant la répartition des différents minéraux de remplissages dans les fractures (variable m, en fonction de la profondeur ( $P_i$ )). A) Les cinq types de remplissages ( $m = 1$ à 5) sont simplement positionnés en fonction de la profondeur. Chaque fracture contenant le quartz, l'illite, la chlorite, la calcite ou l'hématite est représentée par un point noir. B) Le nombre de fractures contenant un minéral m est cumulé ( $X'_{im}$ ). Ce cumul est réalisé pour les cinq espèces et représenté en fonction de la profondeur. Le nombre de fractures à calcite est le plus important (1335 fractures - étoile). C) Une normalisation des courbes précédentes ( $X''_{im}$ ) est réalisée. Cette opération permet de visualiser trois comportements et trois associations minérales différents en fonction de la profondeur (quartz - illite; calcite - chlorite, hématite). .....	82
Figure 29: A) Evolution des remplissages de fractures avec la profondeur. Le nombre de fractures contenant une des cinq phases minérales principales a été cumulé et normalisé. Ces courbes cumulatives permettent de visualiser des comportements communs: quartz - illite, chlorite - calcite, et la présence caractéristique de l'hématite au toit du granite. B) Schématisation d'une des courbes précédentes (fractures à quartz) permettant de définir 6 zones de profondeur particulières où le quartz apparaît très abondant (zones grisées), ou quasiment absent (zones blanches). Cette méthode a été appliquée aux 5 phases minérales. 16 zones particulières ont finalement été définies (zones en pointillés).....	83
Figure 30: Différentes familles de fractures apparaissant sur l'ensemble du forage EPS1. Les projections stéréographiques (Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur) correspondent aux seize zones de profondeur et présentent les orientations moyennes des pôles des familles de fractures (carrés blancs). Ouverture des fractures.....	85
Figure 31: Histogramme de fréquence (barres) et fréquences cumulées (courbe) des épaisseurs de fractures présentes dans le granite de Soultz.75% des épaisseurs sont inférieures au millimètre. ....	86

- Figure 32: Histogramme cumulé présentant les épaisseurs moyennes de fractures en fonction de leur remplissage (calcite, chlorite, quartz, illite et hématite) et de la profondeur.....86
- Figure 33: Représentations stéréographiques (Can. Schm. Inf.) des contours des pôles des plans de fractures colmatées respectivement par le quartz, l'illite, la calcite, la chlorite et l'hématite. Ces données structurales correspondent à l'ensemble du granite de Soultz (1400-2300 m).....88
- Figure 34: Exemple de représentation possible pour l'ensemble des variables traitées: le type de minéral (m avec m=1 à 5 pour le quartz, illite, calcite, chlorite et hématite), les familles d'orientation ( $F_n$  avec n=1 à 10) sont placées en fonction de la profondeur. Ce graphique est composé de 10 abscisses indépendantes ( $F_n$ ). Chaque sous-graphique définit l'évolution des 5 types de remplissage en fonction de la profondeur. 50 colonnes doivent être lues et interprétées. ....89
- Figure 35: A) Exemple de représentation binaire ( $X''F_n=f(X''_{im})$ ) des variables cumulées et normalisées orientation et type de remplissage. Cette représentation permet de visualiser les écarts de ces courbes par rapport à une droite de pente 1. B) Schématisation de la courbe précédente. Les nombres de fractures cumulés présentant un des 5 types de remplissage (m) et appartenant à une des dix familles d'orientation ( $F_n$ ) sont normalisés à 1 (étoile). La représentation  $X''F_n - X''_{im}$  est donc proche d'une droite de pente 1 si leur évolution est identique, c'est à dire si les fractures contenant 1 minéral m appartiennent à la famille  $F_n$ . Les coefficients de corrélation r sont donc estimés graphiquement en étudiant l'écart des courbes avec la droite de pente 1. ....90
- Figure 36: Représentation "ternaire" des nombres cumulés et normalisés des fractures appartenant à la famille  $F_1$  ( $X''_{F_1}$ , Figure A) ou  $F_2$  ( $X''_{F_2}$ , Figure B) et colmatées par de la calcite ( $X''_{icalcite}$ ) en fonction de la profondeur. Les courbes d'isovaleurs de profondeur sont calculées par kriegeage à partir des trois variables  $X''_{F_2}$ , (ou  $X''_{F_1}$ ),  $X''_{icalcite}$  et profondeur  $P_i$ . Ces courbes sont représentatives au voisinage de chaque courbe et permettent de visualiser graphiquement l'évolution des variables (présences de fortes pentes ou paliers) en fonction de la profondeur. ....91
- Figure 37: Schématisation et interprétation de la Figure 36A. Les courbes d'isovaleurs (courbes pointillées) permettent de situer les zones de profondeur. Des zones particulières peuvent être dégagées. (1) Toutes les fractures appartenant à la famille  $F_1$  sont colmatées par de la calcite (1750-2150 m), (2) certaines fractures  $F_1$  contiennent de la calcite (1400-1450 m; 2150-2300 m); (3) les fractures  $F_1$  ne contiennent pas de calcite ou les fractures colmatées par la calcite n'appartiennent pas à la famille  $F_1$  (1450-1550 m; 2100-2150 m).....92
- Figure 38: Bilan des relations entre les orientations principales des familles de fractures et leur remplissage caractéristique. Chaque zone de profondeur a été représentée par un stéréogramme (Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur) dans lequel figurent des symboles (pôles moyens des fractures) représentant les trois associations minérales. Hématite (étoile); calcite-chlorite (carré) et quartz-illite (rond). Les symboles sont positionnés dans la figure quand les minéraux qu'ils représentent sont caractéristiques des familles de fractures. 4 zones de profondeur (A), B), C), D)) peuvent être distinguées.....93
- Figure 39: Bilan des conductivités directionnelles sur l'ensemble du forage EPS1. A) Stéréogrammes (Can. Schm., inf.) représentant les traces cyclographiques des plans moyens des familles de fractures présentes pour chaque zone de profondeur. La taille des traits est fonction des valeurs de conductivités directionnelles des systèmes de fractures: trait pointillé ( $10^{-12}$  à  $10^{-9}$  m/s), trait simple ( $10^{-9}$  à  $10^{-7}$  m/s), trait gras ( $10^{-7}$  et plus m/s). B) Conductivités directionnelles moyennes en m/s calculées pour l'ensemble des fractures et sur chaque zone de profondeur. Les valeurs moyennes sont représentées par un rond blanc. Les barres d'erreur permettent de visualiser l'amplitude des variations de conductivités équivalentes entre les minima et maxima observés pour chaque zone. C) Conductivités directionnelles moyennes, en m/s calculées pour chaque zone de profondeur et pour chaque type de remplissage: réseaux "efficaces" et caractéristiques des précipitations d'hématite, calcite, chlorite, quartz et illite. Les courbes sont comparées à la moyenne des conductivités sur l'ensemble du forage. ....96
- Figure 40: Quelques exemples de microfissures fossiles. Photographies réalisées sous microscope en lumière transmise polarisée et analysée. Toutes ces fissures sont colmatées par du quartz (Qz), des minéraux phylliteux (mp), des carbonates (c). ....101
- Figure 41: Schématisation et modélisation des microdiscontinuités. Une microfissure réelle présente une forme 3D proche d'un ellipsoïde aplati. Un modèle classique (Guéguen et Dienes, 1989) permet sa représentation par un disque dont le rayon est égal à son extension et l'épaisseur à son ouverture maximale .....103
- Figure 42: Schématisation d'une fissure observée au microscope. En fonction des grossissements utilisés, le degré de complexité des épontes (rugosité) augmente. La définition d'une épaisseur caractéristique est alors problématique. Le grossissement G\*20 permet le meilleur compromis: la digitalisation de l'extension totale des microfissures et la définition d'une épaisseur moyenne est possible (analyse d'images). ....104

- Figure 43: Schématisation d'un plan d'inclusion fluide. Les inclusions ont été piégées dans le plan de microfissure lors de sa cicatrisation. Les épontes (trait pointillé) de la fissure ne sont plus identifiables par une observation microscope classique. L'épaisseur caractéristique du plan d'inclusion fluide est alors fixée arbitrairement comme égale au diamètre de la plus grosse inclusion.....104
- Figure 44: Zones d'échantillonnages et faciès d'altération présents dans l'étude de la zone microfracturée 2158-2160 m. Des jeux de lames minces dans des plans perpendiculaires ont été réalisés. La présence d'une importante veine de quartz et de macrofractures plus fines, de direction NS caractérise cette zone (Ledésert, 1993, modifié). .....106
- Figure 45: Photographie (couleurs inversées) et diagramme schématique d'une plage de lame mince du granite de Soultz dans la zone 2158-2160 m. Deux types de microstructures sont présentes: les plans d'inclusions fluides (PIF) et les microfissures (MF). .....107
- Figure 46: Bilan des orientations des plans d'inclusions fluides repérés sur les différentes lames. A) Rosace présentant les 4 familles d'orientation ( $F_{1H}$ ,  $F_{2H}$ ,  $F_{3H}$ ,  $F_{4H}$ ) repérées sur les lames horizontales. Ces plans, dont les contours de densités des pôles sont représentés pour chaque lame, présentent tous des pendages subverticaux. B) L'étude conjointe des lames verticales permet de détecter la présence d'une famille à pendage subhorizontal que l'étude des lames horizontales n'aurait pu détecter. Les rosaces de direction présentées, montrent pour les trois lames verticales, une famille méridienne  $F_{CV}$  qui correspond en réalité à ces fissures subhorizontales. Les lames verticales présentent de plus, des systèmes distincts ( $F_{AV}$ ,  $F_{BV}$ ,  $F_{DV}$ ,  $F_{EV}$ ). .....109
- Figure 47: Comparaison des projections stéréographiques des contours des pôles des macrofractures présentes dans la zone macro 2150 - 2175 m (cf. § 2.4.) et des différentes familles de plans d'inclusions fluides présents dans la zone d'étude 2158 - 2160 m. Les symboles indiquent les directions moyennes des différents systèmes d'orientation communs aux deux échelles. Les systèmes macroscopiques sont très bien représentés à échelle microscopique. ....110
- Figure 48: Evolution des densités volumiques (carrés) et des rayons des plans d'inclusions fluides (ronds), de la zone de profondeur 2158-2160 m. Les symboles représentent les valeurs moyennes calculées sur l'ensemble des familles d'orientation. Elles sont pondérées par leur écart - type (barre d'erreur). Les différents faciès d'altération sont représentés par rapport à la veine de quartz référence. ....112
- Figure 49: Evolution des densités volumiques (carrés) et des rayons des plans d'inclusions fluides (ronds), suivie sur trois lames minces horizontales et pour chaque famille ( $F_{1H}$ ,  $F_{2H}$ ,  $F_{3H}$ ,  $F_{4H}$  et  $F_{CV}$ , cf. Figure 46A) de plans d'inclusions fluides. Les symboles blancs correspondent aux zones les plus éloignées de la veine, les symboles noirs à la zone altérée. ....112
- Figure 50: Photographies (lumière transmise, polarisée et analysée) des deux types de fissures rencontrées dans la zone de profondeur 2158-2160 m. Les microveinules et veinules (montage à partir de plusieurs prises de vue) sont totalement colmatées par des associations illite - calcite. Seules les microveinules dont l'extension pouvait être totalement visualisée sous microscope ont été prises en compte dans cette étude. ....113
- Figure 51: Orientation des fissures à illite - calcite. A) Rosace des différentes directions repérées dans les lames horizontales permettant de définir 3 familles principales: NS, N45°E et N145°E. B) Histogramme représentant le nombre de fissures mesurées en fonction des classes d'azimuts pour les lames verticales. Les pendages apparents sont subverticaux et aucune famille subhorizontale n'est détectée. ....114
- Figure 52: Evolution des densités volumiques et des rayons des fissures (MF) de la zone de profondeur 2158-2160 m. Les symboles représentent les valeurs moyennes calculées sur l'ensemble des familles d'orientation. Elles sont pondérées par leur écart - type (barre d'erreur). L'évolution des mêmes paramètres pour les plans d'inclusions fluides (PIF) est reportée (rectangles gris) à titre de comparaison. Les différents faciès d'altération sont représentés par rapport à la veine de quartz référence. ....115
- Figure 53: Paléoperméabilités développées par les plans d'inclusions fluides en fonction de la profondeur et des degrés d'altération de la roche (figurés grisés). A) Conductivités directionnelles (cf. Chapitre 1 - équation 38) caractéristiques des différentes familles de plans d'IF (ronds blancs) et variation de la perméabilité totale  $K_T$  (Théorie de la Percolation). B) Les trois composantes vectorielles  $K_x$ ,  $K_y$ ,  $K_z$  des tenseurs de perméabilité ont été représentées par leur projection dans un diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur. Les différentes couleurs des symboles correspondent au degré d'altération de la roche (proximité à la veine): blanc → gris → noir → veine. ....117
- Figure 54: Evolution des perméabilités de fissures (mD) suivie sur trois lames minces horizontales et pour chaque famille ( $F_{1H}$ ,  $F_{2H}$ ,  $F_{3H}$ ,  $F_{4H}$ ,  $F_{CV}$  et isotrope, cf. Figure 24A) de plans d'inclusions fluides. Les symboles blancs correspondent aux zones les plus éloignées de la veine, les symboles noirs à la zone altérée.118

Figure 55: Paléoperméabilités développées par les microveinules en fonction de la profondeur et des degrés d'altération de la roche (figurés grisés, cf. Figure 53A). Conductivités directionnelles caractéristiques des différentes familles (ronds blancs). .....	118
Figure 56: Evolution des porosités et surfaces d'échange totales des fissures (microveinules: MF et plans d'inclusions fluides: PIF) de la zone de profondeur 2158-2160 m. Les symboles représentent les sommes des porosités ou surfaces d'échange calculées pour chaque famille d'orientation. Les différents faciès d'altération (cf. Figures 48 et 52) sont représentés par rapport à la veine de quartz référence (trait noir).....	119
Figure 57: Evolution des porosités et surfaces d'échange développées par les fissures suivies sur trois lames minces horizontales et pour chaque famille ( $F_{1H}$ , $F_{2H}$ , $F_{3H}$ , $F_{4H}$ , $F_{CV}$ et isotrope, cf. Figure 24A) de plans d'inclusions fluides. Les symboles blancs correspondent aux zones les plus éloignées de la veine, les symboles noirs à la zone altérée. ....	119
Figure 58: Proposition d'une chronologie du développement de la fracturation dans la zone de profondeur 2158-2160 m. A) Microfissuration de la roche. B) La percolation de ces microfissures par les fluides permet la formation des différents plans d'inclusions fluides simultanément au développement de l'altération pervasive du granite. C) Fracturation de la roche avec ouverture de la veine accompagnée par le développement parallèle des microfissures $F_{1H}$ . Des microdiscontinuités plus développées reprennent également les directions précédentes de fissuration. D) A nouveau, percolation intense de la roche qui aboutit au colmatage total de la veine par du quartz secondaire. Les microveinules et veinules sont colmatées par l'association illite-calcite (zone de dissolution de la veine). Ces différentes phases permettent le développement d'une altération graduelle intense de part et d'autre de la veine. ....	120

### CHAPITRE 3

Figure 59: Carte géologique du secteur d'Aubure. (Carte géologique du secteur Colmar-Artolsheim, XXXVII - 18, B.R.G.M.).....	128
Figure 60: Principle of the simulation. Alteration is considered as a continuous sequence of fluid- rock interactions. ....	131
Figure 61: Microcrack geometrical description. Each crack is considered as a thick disc composed by two types of surfaces. Precipitation and dissolution occur on slight grey surface; only dissolution occurs on deep grey surfaces. This simple geometrical model allows to calculate the rock fissural porosity and the surface area between rock and altering solution as soon as volumic density, radius (c) and aperture (e) are known for each microcrack family.....	133
Figure 62: Stereographical projections (Schmidt plot, lower hemisphere-174 measures) of oriented opened microcracks. Plot of crack poles with contour density lines (A) and rose diagram (B) showing 3 subvertical and 1 subhorizontal families.....	136
Figure 63: Graphical presentation of the main results of water rock interaction simulation. The relative spatial extent of each alteration zone is not respected (see text for more details). ....	139
Figure 64: Relative variations of microcrack radius (c), apertures (e) and subsequent relative variations of surface of exchange ( $S_T$ ) and absolute variations of fissural connected porosity ( $\Phi_T$ ) after 23 years of fluid rock interactions. Remember that the "unaltered granite" has an initial porosity of 4.52%. (see text for more details). ....	140
Figure 65: Relative variations of microcrack radius (c) and apertures (e) and subsequent absolute variations of fissural permeability ( $K_z$ component) after 23 years of fluid rock interactions. Remember that the "unaltered granite" has an initial $K_z$ permeability component of 0.180 mD (see text for more details). ....	141

### CHAPITRE 4

Figure 66: Tortuosité d'un profil. La déviation du profil par rapport à sa ligne moyenne (régression linéaire) est estimée en calculant le rapport entre la distance réelle du profil ( $\Sigma\Delta L'$ ) et sa distance linéaire directe L. (cf. équation 54).....	148
---	-----

Figure 67: Charte d'indice JRC pour des profils typiques (d'après Barton et Choubey, 1977).....	148
Figure 68: Exemple de variogramme calculé pour un profil de granite. La courbe s'incurve et forme un palier qui définit la variance globale $\sigma_2$ des hauteurs d'aspérités du profil et la portée $a$ qui correspond à la distance minimale sur laquelle la répartition des $Z$ est représentative du profil. Les zones caractéristiques du variogramme sont cerclées en pointillés fins (présence d'une dérive: comportement à l'origine et présence d'un palier: comportement à l'infini). .....	151
Figure 69: Formes typiques de variogrammes au voisinage de $h=0$ . A) allure parabolique (forte continuité locale ou existence d'une dérive). B) linéaire (variable continue mais non différentiable). C) discontinu à l'origine ("effet pépète"). D) constant (variable purement aléatoire). D'après Magnan (1982) et Gentier (1986). .....	151
Figure 70: Principe de la détermination de la dimension fractale à partir du variogramme expérimental. La représentation du variogramme ( $h=f(\gamma(h))$ ) dans un diagramme bilogarithmique produit une droite de pente $\beta$ . La détermination de $\beta$ , par la droite des moindres carrés, permet de calculer la valeur de $D$ grâce à l'équation [62].....	154
Figure 71: Principe de la méthode des "fenêtres" ou méthode de la "bande variable". A) Le profil discrétisé est balayé par une fenêtre de largeur $h$ . Les hauteurs d'aspérités comprises dans cette fenêtre ont un écart-type $\omega$ et présentent une amplitude $\delta$ . La moyenne des $\omega$ et $\delta$ sur toutes les fenêtres de pas $h$ est réalisée. B) Les représentations bilogarithmiques des moyennes $\omega(h)$ et $\delta(h)$ en fonction du pas $h$ sont des droites dont la pente définit les coefficients de rugosité $\xi\delta$ et $\xi\omega$ .....	155
Figure 72: Estimation de l'erreur réalisée sur le calcul de l'exposant de rugosité avec la méthode de la bande variable (Feder, 1988) par A) la moyenne des écarts-types ( $\zeta\omega$ ) ou B) la différence entre le maximum et le minimum des hauteurs d'aspérités dans chaque bande ( $\zeta\delta$ ). Cette erreur est mentionnée pour différentes tailles de systèmes (nombre de points par profils). D'après Schmittbuhl et al. (1995b).....	156
Figure 73: Définition de l'épaisseur géométrique sur deux profils exemples. Chaque maille est définie par la différence d'altitude entre l'éponte supérieure et inférieure de la fracture.....	157
Figure 74: Principe des mesures par profilométrie mécanique. Une machine à mesurer tridimensionnelle permet grâce un palpeur orientable dans les trois dimensions de l'espace de mesurer la surface de fracture. L'altitude des aspérités est mesurée dès qu'un contact est établi entre le palpeur et l'objet (axe $Z$ ). Des séries de profils parallèles entre eux et espacés d'un pas défini par l'utilisateur (en $X$ ou $Y$ ) peuvent être réalisées par programmation d'une commande numérique. ....	160
Figure 75: Calage des épontes inférieure et supérieure des fractures (échantillon carotté). Deux cales-étalons parallèles entre elles, verticales par rapport au plan de la table, et espacées d'une distance $D$ connue, sont collées de part et d'autre de la fracture qui est initialement refermée. Elles définissent l'axe $Z$ et l'origine de palpation communs aux deux mesures. Les deux faces sont ensuite séparées pour réaliser le palpation mécanique des surfaces. Elles peuvent être finalement calées en $XYZ$ , l'une par rapport à l'autre. ....	161
Figure 76: Profil de rugosité. La variabilité spatiale des hauteurs d'aspérités ( $Z$ ) est portée en fonction du déplacement en $X$ du palpeur. La ligne rugueuse mesurée correspond à une position en $Y$ unique ("profil $Y$ ")......	161
Figure 77: Exemple de représentation 3D obtenue sur 51 profils (pas 1 mm). L'ensemble des données subit un kriegeage (SURFER7.0) et permet de visualiser l'hétérogénéité de la surface de fracture. ....	162
Figure 78: Photographie sous microscope en lumière transmise, polarisée et analysée d'une microfissure du granite de Soultz. La différence de teinte de polarisation entre le quartz qui contient la fissure et les minéraux de colmatage (phyllites et/ou carbonates) permet de visualiser nettement les épontes des fissures. Chaque éponte est digitalisée par analyse d'images. Deux profils conjugués ( $XZ$ ) sont obtenus par fissure.....	163
Figure 79: Profondeur d'échantillonnage des différentes fractures macroscopiques (points noirs , texte blanc) et des échantillons microfissurés (points blancs, texte noir italique). Les échantillons sont positionnés sur le log du forage EPS1 (granite) qui présente les différents degrés de fracturation et d'altération du granite.....	165
Figure 80: Photographie de la fracture macroscopique JS97-5 échantillonnée dans le grès de Soultz-sous-Forêts à 1374 m de profondeur (formation du grès d'Annweiler). Les épontes de la fracture sont recouvertes partiellement par une fine couche de barytine.....	165
Figure 81: Photographie de la fracture macroscopique JS97-13 échantillonnée dans une zone très hydrothermalisée du granite de Soultz à 2075 m de profondeur. Le granite est très altéré et les épontes de la fracture sont totalement recouvertes par de la chlorite.....	166

Figure 82: Photographie de la fracture macroscopique JS97-17 échantillonnée dans le granite sain de Soultz à 1558 m de profondeur. Les épontes de la fracture sont recouvertes partiellement par une fine couche d'hématite. ....	166
Figure 83: Photographie de la fracture macroscopique JS97-19 échantillonnée dans le granite sain de Soultz à 1790 m de profondeur. Cette fracture est une fracture induite par la foration de EPS1. Ces épontes ne présentent aucune altération. ....	166
Figure 84: Exemple de 10 profils réalisés par profilométrie mécanique sur le plan de fracture JS97-5 provenant du grès du Buntsandstein à la profondeur 1373,6 m et carte des altitudes (face inférieure) de la fracture. ...	168
Figure 85: Présentation des principaux coefficients statistiques calculés pour les 142 profils (inférieurs et supérieurs) de la fracture JS97-5. Les tortuosités et l'amplitude des hauteurs d'aspérités (JRC et RMS) sont relativement faibles. ....	169
Figure 86: Coefficients de rugosité et dimensions fractales calculés pour les 142 profils du grès. Les moyennes sont représentées par le triangle blanc. ....	170
Figure 87: Différentes dimensions fractales caractérisant des joints naturels prélevés dans des roches de nature différente: données de Brown (1995), Kwaśniewski et Wang (1993), Sabbadini, (1994) et Glover et al. (1998). Un histogramme de fréquence caractéristique des dimensions fractales calculées pour les 142 profils de grès est surimposé à ces valeurs (barres grisées). ....	170
Figure 88: Caractérisation des épaisseurs du plan de fracture JS97-5 (grès). A) Distribution gaussienne bien marquée. B) Représentation des contours d'isovaleurs d'épaisseurs. Les étoiles représentent les 3 points de contacts initiaux obtenus lors de la fermeture théorique de la fracture après palpage mécanique des deux épontes. ....	171
Figure 89: Exemple de 9 profils réalisés par profilométrie mécanique sur les plans de fractures JS96-13, JS96-17 et JS96-19 provenant du granite de Soultz à différentes profondeurs. ....	172
Figure 90: Présentation des principaux coefficients statistiques calculés pour les profils (inférieurs et supérieurs) des fractures JS96-13 (144 profils), JS96-17 (80 profils) et JS96-19 (102 profils). Les tortuosités et l'amplitude des hauteurs d'aspérités (JRC et RMS) sont différentes en fonction du degré d'altération, principalement entre les fractures JS96-13/JS96-17 (enveloppe-pointillés fins) qui ont été plus ou moins percolées et la fracture "fraîche" JS96-19 (enveloppe-pointillés). ....	173
Figure 91: Coefficients JRC relevés pour les profils - faces inférieures des différentes fractures en fonction des mêmes indices calculés pour leur profil conjugué (face supérieure). L'alignement des points sur la droite de pente 1 permet d'observer ou non une bonne imbrication des épontes. Les rugosités de surface dépendent du degré d'altération avec de faibles valeurs pour JS96-13 et de fortes valeurs pour la fracture induite JS96-19. ....	174
Figure 92: Coefficients de rugosité et dimensions fractales calculés pour les différents types de granite: granite sain - fracture induite (JS96-19, ronds blancs), granite sain - fracture colmatée par de l'hématite (JS96-17, ronds gris), granite altéré - fracture colmatée par de la chlorite (JS96-13, ronds noirs). Les moyennes sont représentées par des symboles ronds plus importants, les codes de couleur correspondent aux différents échantillons. ....	175
Figure 93: Histogrammes de fréquences des épaisseurs caractéristiques des trois types de fractures échantillonnées dans le granite: granite sain - fracture induite (JS96-19), granite sain - fracture colmatée par de l'hématite (JS96-17), granite altéré - fracture colmatée par de la chlorite (JS96-13). ....	176
Figure 94: Evolution des tortuosités ( $\tau$ ) en fonction des valeurs de JRC pour les quatre fractures macroscopiques. Une gradation des valeurs peut être observée en fonction de la nature (grès ou granite) et du degré d'altération des roches et fractures. ....	177
Figure 95: Evolution des coefficients de rugosité ( $\zeta$ ) en fonction des valeurs de dimensions fractales (D) pour les quatre échantillons macroscopiques. Une différence entre grès (D et $\zeta$ faibles) et granite peut être observée. Par contre, les intensités d'altération du granite et des fractures ne peuvent pas être identifiées. ....	178
Figure 96: Comparaison des deux surfaces inférieures des fractures JS96-13 (granite très altéré et fracture colmatée par de la chlorite) et JS96-19 (granite sain, fracture induite). La première surface est relativement lisse par rapport au granite sain qui développe des aspérités plus anguleuses et prononcées. Les deux surfaces sont représentées à la même échelle (graduation des axes en mm). ....	178
Figure 97: Rosace de direction présentant les différentes familles identifiées sur les lames minces JS96-2, JS96-5, JS96-14 et JS96-17. Quatre familles sont observées: $F_{1H}$ (N15°E), $F_{2H}$ (N50°E), $F_{3H}$ (N85°E) et $F_{4H}$ (N130°E). ....	179

- Figure 98: Présentation des indices JRC en fonction des valeurs de RMS et tortuosité calculées pour les différentes fissures. Les minéraux qui contiennent les microdiscontinuités: feldspath et quartz, ne semblent pas influencer les rugosités et tortuosités de fissures qui restent très variables dans les deux cas. Les moyennes sont représentées par les mêmes symboles mais de plus grande taille. ....180
- Figure 99: Photographies sous microscope, en lumière transmise, polarisée et analysée de deux fissures colmatées dans un feldspath (photo gauche) et dans un quartz (photo droite). Les épontes des fissures sont sinueuses et rugueuses. Cependant, il n'y a pas de nette différence entre les deux, la fissure dans le quartz apparaissant même comme plus rugueuse.....181
- Figure 100: Présentation des indices JRC et RMS en fonction des valeurs de tortuosité calculées pour les différentes fissures en fonction de leur orientation:  $F_{1H}$  (N15°E),  $F_{2H}$  (N50°E),  $F_{3H}$  (N85°E) et  $F_{4H}$  (N130°E).182
- Figure 101: Présentation des indices RMS en fonction des valeurs de tortuosités ( $\tau$ ) calculés pour les différentes fissures. Les moyennes sont symbolisées par les étoiles noires. Trois tendances différentes (coefficient de corrélation  $r$  et pente des droites  $a$ ) sont identifiées en fonction des lames minces et donc du degré d'altération du granite. Les variabilités de la tortuosité et de la rugosité ( $\Delta\tau$  et  $\Delta RMS$ ) sont différentes en fonction des cas. Les cas extrêmes de morphologie de fissures observées sur les différentes lames ont été schématisés sous les graphiques. ....183
- Figure 102: Histogrammes de fréquences présentant la répartition des tortuosités pour les différentes lames minces.....184
- Figure 103: Epaisseurs moyennes en  $\mu m$  (ronds blancs) développées par les différentes microfissures des lames minces. Les valeurs minimales et maximales d'épaisseur sont représentées par le trait noir pour chaque microfissure. Les valeurs moyennes par échantillon sont matérialisées par un trait horizontal. Elles sont également représentées en fonction de la porosité de matrice déterminée pour chaque échantillon (porosimétrie Hg). ....186
- Figure 104: Schématisation de quatre fissures correspondant aux quatre échantillons JS96-2, JS96-14, JS96-17 et JS96-5. Chacun présente une porosité de matrice, des épaisseurs de fissures et des degrés d'altération différents. Ils constituent des milieux de percolation des fluides différents avec des percolations de matrice ou de fissure fossiles plus ou moins développées. ....187
- Figure 105: Rugosités (RMS) des fissures (moyennes sur 2 profils conjugués) en fonction de leur épaisseur. Le granite altéré qui correspond à l'échantillon JS96-5 présente des épaisseurs importantes mais des rugosités faibles contrairement aux trois autres lames minces JS96-2, JS96-14 et JS96-17. Ces dernières concernent un granite sain à peu altéré. ....188
- Figure 106: Représentation modèle d'un plan de fracture (face inférieure et supérieure). Un maillage régulier bidimensionnel des deux épontes est réalisé. Chaque maille est définie par ses coordonnées X, Y et Z (hauteurs des aspérités). La juxtaposition des deux épontes permet de quantifier les volumes de vide développés dans le plan de fracture.....192
- Figure 107: Représentation schématique d'une coupe verticale dans un plan de fracture. La définition des côtes altitude  $Z_{inf}$  et  $Z_{sup}$  des épontes inférieure et supérieure permet de calculer l'épaisseur développée par chaque maille  $i$ . Le maillage est régulier ( $\Delta X = \Delta Y$ ).....192
- Figure 108: Principe de modélisation des écoulements fluides dans un plan de fracture rugueux. La surface de fracture est représentée par un maillage bidimensionnel. Chaque maille est caractérisée par son épaisseur locale. Le calcul des débits  $Q_i$  et charge hydraulique  $H_i$ , sont effectués pour chaque maille  $i$  en respectant le principe de continuité: les flux entrants  $Q_1, Q_2, Q_3$  et  $Q_4$  sont égaux au flux total sortant  $Q_i$ . ....194
- Figure 109: Exemple de modélisations par différences finies des écoulements fluides dans un plan de fracture. Ces trois cas idéaux (épaisseurs homogènes) présentent les différents cas de figures envisageables: A) écoulement classique: le fluide entre par une face et ressort par la face opposée (perméabilité de ces faces: condition de Dirichlet). Une imperméabilité est imposée sur deux faces (Condition de Neumann) . Elles correspondent aux limites de la fracture. B) injection au centre du plan de fracture. C) injection dans le plan de fracture sur une ligne (intersection de deux fractures). ....194
- Figure 110: Principe du calcul par différences finies. Un système de boucle est programmé: les charges hydrauliques initiales sont calculées pour un débit initial nul ( $Q_i=0$ ). Cette première itération permet de calculer une nouvelle carte des débits. Ces débits entrent dans le calcul de nouvelles charges hydrauliques qui permettent d'obtenir de nouvelles valeurs de débits, etc. Le système tourne en boucle jusqu'à stabilisation des valeurs. ....195
- Figure 111: Conditions aux limites utilisées pour modéliser les écoulements à l'intérieur des plans de fractures. Deux faces sont imperméabilisées arbitrairement (charge hydraulique nulle - condition de Neumann). Les

deux autres faces permettent le calcul des débits en entrée, en sortie et à l'intérieur du plan de fracture grâce à la définition d'un gradient de charge égal à 0,4 m (condition de Dirichlet). .....	195
Figure 112: Schématisation de la déformation élastique d'une sphère (de rayon de courbure $r$ ) entrant en contact avec un plan (théorie de Hertz). Cette sphère peut représenter une aspérité du plan de fracture d'une hauteur $Z_c$ par rapport à son plan moyen. La contrainte normale appliquée $\sigma_n$ (initialement $\sigma_{n0}$ ) permet un écrasement élastique d'une valeur de $\Delta H$ ( $L_0-L$ ). .....	196
Figure 113: Schématisation du calcul des hauteurs composites sur un profil à partir des données obtenues par profilométrie mécanique. Les deux profils conjugués (inférieur et supérieur) sont caractérisés par des points d'altitude $Z1$ et $Z2$ comparativement à leur ligne moyenne. Ces hauteurs d'aspérités permettent le calcul de $Z_c$ dans la configuration initiale de fermeture de la fracture (plans référence max et min définis). .....	197
Figure 114: Schématisation de l'identification des sommets à partir de la carte des hauteurs composites d'une fracture. ....	198
Figure 115: Système de coordonnées $X, Y$ du maillage des hauteurs composites permettant le calcul du rayon de courbure caractéristique du sommet ( $X_0, Y_0$ , ici d'ordre 1. Ce sommet domine en altitude $Z_c$ les 8 mailles adjacentes. (Yoshioka, 1994 modifié). .....	198
Figure 116: Contraintes horizontale minimale ( $\sigma_h$ ), horizontale maximale ( $\sigma_H$ ) et verticale ( $\sigma_v$ ) mesurées actuellement dans le forage GPK1 (Rummel et Baumgärtner, 1991, Klee et Rummel, 1993). La contrainte verticale $\sigma_v$ représente la pression lithostatique et par conséquent, donne une estimation de la contrainte normale maximale qui s'applique sur les différents plans de fractures (points noirs). .....	199
Figure 117: Histogrammes de fréquences des rayons de courbures calculés pour les différents sommets (ordre 1: $S_1$ , 2: $S_2$ ou 3: $S_3$ ) et pour les différentes fractures. Ces sommets sont des aspérités potentielles sur le plan de fracture: tous n'entreront pas en contact. ....	200
Figure 118: Courbes théoriques fermeture ( $\Delta H$ $\mu m$ ) - contrainte normale $\sigma_n$ (MPa) théoriques obtenues par le modèle de Brown et Scholz (1986) et Yoshioka (1994). Le nombre de points de contact a été également reporté sur les graphes en fonction de $\Delta H$ et pour les quatre fractures macroscopiques JS96-13 (granite très altéré, colmatage chlorite), JS96-17 (granite peu altéré, colmatage hématite), JS96-19 (granite sain, fracture induite) et JS97-5 (grès avec colmatage barytine). ....	201
Figure 119: Surface moyenne de contact en fonction de la contrainte normale $\sigma_n$ . (fracture JS96-19). Cette surface représente la surface réelle ( $\Sigma S_i$ ) développée par la totalité des contacts rapportée à leur nombre $N_c$ . Cette courbe se stabilise progressivement, et la surface moyenne de contact tend à être relativement constante avec l'augmentation de la contrainte normale (comportement élastique de la fracture). .....	202
Figure 120: Variation de l'épaisseur minimale des fractures en fonction de leur épaisseur moyenne au fur et à mesure de l'apparition des contacts ( $\Delta H$ de 0 à 500 $\mu m$ ). Les sauts d'épaisseur minimale pour une valeur moyenne croissante (flèches) permettent de visualiser l'apparition rapide de contacts nombreux pour certaines valeurs de $\Delta H$ donc d'épaisseurs moyennes. Les épontes des fractures JS96-17 et JS96-19, qui recoupent un granite sain entrent en contact de façon plus progressive (nombreux pics) par rapport à celles des échantillons JS96-13 (granite très altéré) et JS97-5 (grès). .....	203
Figure 121: Carte des contacts (points noirs) à $\Delta H = 250$ $\mu m$ pour les fractures JS97-5 (grès) et JS96-19 (granite sain). La taille des symboles est proportionnelle à la pression élémentaire $\Delta P_i$ (maximum 6000 MPa/m <sup>2</sup> et équivalente pour les deux fractures). Les autres cartes de contact sont placées en Annexe 8. ....	203
Figure 122: Variation de la surface réelle en contact (rapport entre la somme des surfaces développées par chaque contact $\Sigma S_i$ et la surface totale d'application de la contrainte $S_T$ ) en fonction de la valeur de $\sigma_n$ (contrainte normale). Cette surface augmente avec la contrainte normale. Les points blancs correspondent aux contraintes normales agissant sur les fractures en position in situ dans le forage EPS1. Une rugosité peu développée (pour le grès JS97-5, par exemple) implique un nombre de contact $N_c$ (cf. Figure 118) important mais de petite taille donc de faible surface de contact. ....	204
Figure 123: Cartes des débits $Q_i$ correspondant aux quatre fractures JS97-5 (grès - colmatage partiel barytine), JS96-13 (granite très altéré - colmatage chlorite), JS96-17 (granite sain - colmatage partiel hématite) et JS96-19 (granite sain - fracture induite) dans leur état initial décompressé (3 points de contacts - symboles carrés, $\Delta H = 0$ $\mu m$ ) et pour des états de contrainte intermédiaires (cf. Annexe 8). Les flux sont représentés par les débits moyens $\pm 10\%$ (zones grisées), les débits supérieurs (zones noires) et inférieurs (zones blanches) à cette valeur moyenne. Les différents points (symboles ronds) représentent les contacts et leur taille est proportionnelle aux pressions locales qu'ils supportent. ....	206

Figure 124: Pressions totales ( $\Sigma \Delta P_i$ ) exercées sur les différents points contacts en fonction de leur nombre ( $N_c$ ). Les échantillons JS96-17 et JS96-19 (granite sain) atteignent des valeurs de pression importantes avec peu de points de contact tandis que les deux échantillons JS96-13 et JS96-17 en nécessitent de plus nombreux. ...207

## CHAPITRE 5

Figure 125: Vecteur(s) contrainte(s) appliqué(s) sur une surface ou en trois dimensions et décomposition du tenseur de contraintes en ses composantes normales et tangentielles. ....214

Figure 126: Courbe théorique contrainte - déformation d'un corps élasto-plastique. La première partie de la courbe est une droite de forte pente (relation linéaire entre contrainte ( $\sigma$ ) et déformation( $\tau$ )): domaine de la déformation élastique. Dans ce domaine, si la valeur de la contrainte ( $\sigma$ ) n'excède pas la valeur  $\sigma_L$ , la suppression de la mise en charge permet le retour de l'échantillon à un état non déformé. Au delà de  $\sigma_L$ , la courbe s'incurve et sa pente diminue: domaine de la déformation plastique. Si la contrainte est supprimée à ce stade (1) ou réactivée (2), la roche ne reprend pas sa forme initiale: déformation permanente. A partir d'un certain taux de déformation, la roche casse: seuil de rupture (R). Cette limite varie en fonction de la lithologie de la roche, des conditions de température et de pression, et de la valeur des contraintes appliquées (Mercier et Vergely, 1992 modifié). ....215

Figure 127: Etat de contraintes biaxial permettant l'initiation d'un plan de faille à  $\theta^\circ$  de l'axe de contrainte principale maximale  $\sigma_1$ . La projection des axes de contraintes principaux dans le plan de fracture permet la détermination des contraintes normales et tangentielles qui s'appliquent réellement sur la discontinuité. Ces relations géométriques entre fracture et contraintes sont interprétées et reconstituées dans le cercle de Mohr: courbe contrainte normale  $\sigma$  fonction de la contrainte tangentielle  $\tau$ . ....216

Figure 128: Définition de la courbe intrinsèque caractéristique d'une roche dans un diagramme contrainte normale  $\sigma$  - contrainte tangentielle  $\tau$ . L'ensemble des états de contraintes appliqués sur un matériau (essais mécaniques en laboratoire) permet de définir différents cercles de Mohr. La courbe intrinsèque est le lieu des points où les conditions de rupture sont obtenues: formation d'un plan de rupture dont la normale fait un angle  $\theta$  avec l'axe de contrainte principale maximale  $\sigma_1$ . Cette courbe définit un domaine où la roche est stable: l'état de contrainte n'est pas suffisant pour fracturer la roche, et un domaine instable où la fracturation est obtenue dès que le cercle de Mohr représentant l'état de contrainte appliqué tangente la courbe intrinsèque. ....217

Figure 129: Positionnement de la courbe intrinsèque d'une roche à partir de trois états de contraintes particuliers.(1) $\sigma_3=-T \rightarrow$  tension uniaxiale,  $\sigma_3=0 \rightarrow$  compression uniaxiale et  $\sigma_3>0 \rightarrow$  compression triaxiale) dans un diagramme de Mohr. Cette courbe est définie par le critère de Griffith pour des états de tension uniaxiale. Elle intercepte l'axe des ordonnées ( $\tau$ ) en  $C_0$  (cohésion interne du matériau) puis devient linéaire (critère de Coulomb) pour des états compressifs. ....218

Figure 130: A) composantes cisailante  $\tau$  et contrainte normale effective  $\sigma'_n$  agissant sur la stabilité d'un plan de fracture dont la normale est dans le plan des contraintes  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$ . B) Représentation de l'état de contrainte 2D correspondant dans un cercle de Mohr. L'adjonction d'une pression fluide a pour conséquence une diminution des contraintes ( $\sigma_1$  et  $\sigma_3$ ) appelées alors contraintes effectives ( $\sigma'_1$  et  $\sigma'_3$ ). Les conditions de rupture sont donc plus facilement atteintes (D'après Sibson, 1990). ....220

Figure 131: Diagramme Pression - Température illustrant le comportement d'une inclusion fluide peu salée lors de son chauffage. La température d'homogénéisation ( $T_h$ , ici en phase liquide) correspond à la température minimale de piégeage du fluide. Cette température, ainsi que la connaissance de la proportion de phase vapeur de l'inclusion initiale, permettent le tracé d'isochores (Zhang et Frantz, 1987) et la détermination d'une pression minimale de piégeage du fluide donc l'estimation de la pression fluide  $P_f$ . ....221

Figure 132: Construction géométrique des cercles de Mohr. La pression fluide est inférieure à  $\sigma_2$ . Cette configuration permet une réouverture des filons dont l'orientation est compatible avec  $\theta_1$  et  $\theta_2$ , respectivement les angles entre le pôle d'une discontinuité et  $\sigma_2$  (dans le plan  $\sigma_3-\sigma_2$ ) et le pôle du filon et  $\sigma_1$  (dans le plan  $\sigma_1-\sigma_2$ ). Dans ce cas de figure, les pôles des discontinuités sont bien individualisés et concentrés en deux systèmes conjugués. D'après Jolly et Sanderson (1997). ....223

Figure 133: Construction géométrique des cercles de Mohr. La pression fluide est supérieure à  $\sigma_2$ . Les pôles des filons ne définissent plus des systèmes bien individualisés (situation proche des conditions de fracturation hydraulique) mais sont répartis dans la plus grande partie du stéréogramme à l'exception des zones où les contraintes sont localisées. Leur orientation est définie par les angles  $\theta_2$  (angle entre un pôle et  $\sigma_1$ , dans le

plan $\sigma_3$ - $\sigma_1$ ) et $180^\circ$ et $\theta_3$ (angle entre un pôle et $\sigma_1$ , dans le plan $\sigma_2$ - $\sigma_1$ ) et $180^\circ$ . D'après Jolly et Sanderson (1997). .....	224
Figure 134: Traitement stéréographique de données de terrain (Soultz). A) Stéréogramme global des pôles des filons montrant deux zones de forte densité (EW), sur lequel a été placé leur plan moyen (contenant $\sigma_x$ ) et les deux directions perpendiculaires contenant respectivement $\sigma_y$ et $\sigma_z$ . B) Après rotation des données, le calcul des angles $\theta$ ( $P_i$ inférieure à la contrainte principale intermédiaire) est facilité si les trois axes de contraintes sont verticaux ( $\sigma_y$ ) et horizontaux ( $\sigma_x$ , $\sigma_z$ ). C) Contourage des données précédentes permettant de visualiser les "enveloppes" de densité de pôles plus importantes et schématisation de la détermination des angles. ....	226
Figure 135: D'après Jolly et Sanderson, 1997. A) Stéréogrammes des pôles des dykes échantillonnés dans un gabbro des ophiolites de Lizard, Cornwall, U.K. La partie grisée de la représentation indique les orientations de dykes que la pression fluide peut permettre de réouvrir. B) Construction du cercle de Mohr dépendant des angles $\theta_2$ et $\theta_3$ . Ces angles sont définis dans la zone où les pôles de dykes sont absents. ....	227
Figure 136: courbes intrinsèques normalisées et absolues correspondant à différents états de fracturation d'un granite. Les courbes sont calculées et tracées grâce aux formules empiriques proposées par Hoek et Brown (1980). .....	230
Figure 137: Détermination de la contrainte tangentielle $\tau$ et normale $\sigma$ d'un plan repéré par son pôle P d'une orientation donnée. A) Représentation stéréographique montrant la projection des trois contraintes principales $\sigma_1$ , $\sigma_2$ , $\sigma_3$ , et du pôle P. B) Construction géométrique dans le cercle de Mohr permettant de positionner le pôle (P) par rapport aux contraintes (d'après Turner et Weiss, 1963). C) et D) Exemple de construction du cercle de Mohr dans lequel tous les pôles de filons présents sur la représentation stéréographique de gauche ont été replacés. Certains points d'orientation précise sont repérés en exemple par leur numéro dans les deux types de représentations.....	231
Figure 138: Cercle de Mohr illustrant les différents types de déformation cassante par zones. Les angles soulignés correspondent aux pendages, les angles en italiques, aux azimuths des pôles de filon. Les pôles de fractures proches de $\sigma_3$ sont les plus faciles à obtenir au regard du bas niveau de contrainte nécessaire. Les fractures peuvent jouer en extension pure ou en décrochement.....	232
Figure 139: Construction graphique du cercle de Mohr correspondant à un état de contrainte et une configuration de filons particuliers. Les données angulaires ( $2\theta$ ) permettent la définition d'un état de contrainte $\sigma_1 - \sigma_2 - \sigma_3$ relatif (différentes possibilités de cercles $\sigma_1 - \sigma_3$ , lignes pointillées). La valeur de pression fluide et la courbe intrinsèque caractéristique de la roche permettent son calage en valeur absolue. ....	233
Figure 140: Log du forage EPS1 en fonction de la profondeur présentant les zones d'altération du granite, les zones de fracturation et leur intensité en comparaison des zones où les fractures sont colmatées par le quartz (Genter et al., 1995 modifié). Trois zones caractéristiques ont été retenues pour les fractures à quartz: 1400-1500 m, 1625-1725 m et 2075-2200 m. ....	235
Figure 141: Comparaison du pendage et de la fréquence d'apparition des plans de fractures de la zone 1 (1400-1500 m). La zone 1430-1470 m est la plus représentative: les densités de fractures sont importantes et les fractures à pendage subhorizontaux moins présentes. Ces fractures seraient liées à la décompression du massif granitique au moment de son émergence en surface et ne correspondent donc pas à une phase tectonique. ....	236
Figure 142: Modèle théorique d'Anderson (1951) correspondant à un régime extensif.....	238
Figure 143: Stéréogrammes (Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur) présentant: A) les contours de densités des pôles de fractures contenant du quartz, des différentes zones de profondeur et de la totalité du forage EPS1 et les vecteurs moyens correspondant aux axes de contraintes principaux. B) Schématisation des représentations précédentes permettant l'estimation graphique des angles $\theta_1$ et $\theta_2$ .....	239
Figure 144: Reconstitution des conditions P-T pour les différents épisodes de migration de fluides ayant affecté le granite de Soultz. (1a) stades précoces caractérisés par des inclusions fluides riches en $\text{CO}_2$ (les cercles noirs représentent les $T_h$ ). (1b) inclusions fluides aqueuses. (2) circulations récentes incluant les fluides des quartz authigènes de la roche et des veines. Deux isochores (double trait) sont tracées pour les faibles et fortes salinités et pour trois températures correspondant aux valeurs modales et extrêmes des $T_h$ . (3) courbe d'équilibre liquide-vapeur pour le système $\text{H}_2\text{O}$ - $\text{NaCl}$ (5% poids $\text{NaCl}$ ). (4) gradient thermique actuel et conditions au sommet du forage (étoile) en considérant un régime de pression hydrostatique. D'après Dubois et al, 1996. ....	241

Figure 145: Etats de contrainte possibles pour la zone de profondeur 1625-1725 m du forage EPS1. Ces cercles de Mohr relatifs respectent les critères angulaires définis par les rapports $\Phi$ et $R'$ et une valeur de contrainte compressive minimale $\sigma_3$ inférieure à la valeur de pression fluide (ici égale à 16 MPa).....	244
Figure 146: Log du forage EPS1 (cf. Figure 140) correspondant à la zone de profondeur 1625-1725 m (zone 2). Le granite est très fracturé à ces profondeurs mais la roche reste modérément altérée. Ce cas de figure permet de considérer la roche comme "fracturée et modérément altérée" pour les critères empiriques des équations de Hoek et Brown (1980). La courbe intrinsèque caractéristique de la zone 2 peut donc être replacée dans un diagramme $\tau$ - $\sigma$ . Elle tient compte des caractéristiques mécaniques du granite fracturé (Cohésion interne $C$ , résistance à la traction $T$ et angle de friction $\varphi$ ). .....	245
Figure 147: Cercle de Mohr caractéristique des phases de fracturation - colmatage des fractures à quartz de la zone de profondeur 1625-1725 m. Les trois contraintes principales sont calées grâce aux valeurs d'angles $\theta_1$ et $\theta_2$ entre les pôles de filons et les plans $\sigma_3$ - $\sigma_2$ et $\sigma_3$ - $\sigma_1$ et la pression fluide. Les pôles des filons sont placés dans le cercle (ronds blancs). Les zones de plus fortes densités des pôles sont représentées par les enveloppes grisées et le cercle est défini par son intersection avec la courbe intrinsèque (inférieure aux zones de fortes densités) et la pression fluide. ....	246
Figure 148: Cercles de Mohr caractéristiques des phases de fracturation - colmatage des fractures à quartz des zones de profondeur 1 et 3 (1400-1500 m et 2075-2200 m). Les trois contraintes principales sont calées grâce aux valeurs d'angles $\theta_1$ et $\theta_2$ entre les pôles de filons et les plans $\sigma_3$ - $\sigma_2$ et $\sigma_3$ - $\sigma_1$ et la pression fluide. Les pôles des filons sont placés dans le cercle (ronds blancs). Les zones de plus fortes densités des pôles sont représentées par les enveloppes grisées et chaque cercle est défini par son intersection avec la courbe intrinsèque (inférieure aux zones de fortes densités) et la pression fluide. ....	247
Figure 149: Etats de contraintes obtenus lors de cette étude comparés à ceux donnés par Dezayes, 1995. ....	249
Figure 150: Paléocontraintes calculées lors de cette étude ( $\sigma_1$ , $\sigma_2$ , $\sigma_3$ ) comparées aux contraintes actuelles mesurées dans le forage EPS1 (Rummel et Baumgärtner, 1991) en fonction de la profondeur. ....	251
Figure 151: Ecart entre les valeurs de contraintes actuelles (mesure in situ dans GPK1, Rummel et Baumgärtner, 1991) et les valeurs de paléocontraintes (EPS1) obtenues dans cette étude en fonction de la profondeur. La contrainte principale $\sigma_1$ est subverticale, elle est donc complémentaire de la contrainte actuelle verticale $\sigma_v$ . ....	251

# LISTE DES TABLEAUX

## CHAPITRE 1

Tableau 1: Principaux paramètres utilisés dans les lois d'écoulement qui sont présentées dans le Chapitre 1. ....44

## CHAPITRE 2

Tableau 2: Chronologie relative et interprétative des principaux événements hydrothermaux affectant le granite de Soultz depuis sa mise en place. (Genter, 1989 modifié).....79

Tableau 3: Orientation des principales familles de fractures détectées après distinction des 16 zones de profondeur particulières du forage EPS1. ....84

Tableau 4: Conductivités directionnelles équivalentes  $K_f$  ( $10^6$  m/s) calculées sur 4 zones de profondeurs caractéristiques dans le forage EPS1 et pour les 5 types de remplissages. Les valeurs moyennes et sommes de  $K_f$  sont calculées sur l'ensemble des familles de fractures  $f$  caractéristiques d'un minéral et d'un intervalle de profondeur. Elles sont pondérées par leur écart - type  $\sigma K_f$ . Le nombre total de fractures par zone permet le calcul des pourcentages de fractures traitées dans chaque cas. ....97

Tableau 5: Orientations moyennes des différentes familles de fissures repérées sur les lames horizontales ( $F_{1H}$ ,  $F_{2H}$ ,  $F_{3H}$ ,  $F_{4H}$ ) et verticales ( $F_{CV}$ ). ....109

Tableau 6: ensemble des données microstructurales concernant les plans d'inclusions fluides de la zone de profondeur 2158-2160 m. Les épaisseurs ( $e_f$ ), rayons ( $c_f$ ), densités volumiques ( $N_f$ ) sont mentionnées pour chaque lame. Les familles de fractures  $F_{1H}$ ,  $F_{2H}$ ,  $F_{3H}$ ,  $F_{4H}$  sont repérées sur les lames horizontales. Les familles  $F_{AV}$ ,  $F_{BV}$ ,  $F_{CV}$ ,  $F_{DV}$ ,  $F_{EV}$  sont présentes dans les lames verticales. Les deux familles  $F_{CV}$  (lames verticales) et  $F_{3H}$  (lames horizontales) sont communes aux deux plans d'étude. Les plans d'inclusions fluides dont les orientations ne correspondent à aucune des familles précédentes sont regroupés dans une famille "isotrope" (iso). ....111

Tableau 7: ensemble des données microstructurales concernant les fissures à illite - calcite de la zone de profondeur 2158-2160 m.....114

Tableau 8: Paléoperméabilités en milliDarcy développées par les plans d'inclusions fluides et calculées pour les différentes lames. La perméabilité totale  $K_T$  est mentionnée avec le pourcentage de connexion moyen calculé entre les différentes familles de fissures.....117

## CHAPITRE 3

Table 9: Simplified mineralogical compositions of the "granite du Brézouard" from El Gh'mari (1995).....135

Table 10: Chemical initial composition of the fluid before its reaction with the rock. (Standard composition of rain water from Madé, 1991).....136

Table 11: Geometrical parameters describing the microfissural network.....137

Table 12: Initial anisotropic permeability (PERMEA). The permeability tensor (mD) is related to a XYZ referential whose axis correspond respectively to East, North, and to the vertical direction (rising sense). The connection rates of the microcrack systems are very important.....137

## CHAPITRE 4

Tableau 13: Corrections effectuées sur les calculs de  $\zeta$  par la méthode de la largeur de bande variable avec moyenne des écarts-types  $\zeta\omega$  ou différence entre maximum et minimum des hauteurs d'aspérités  $\zeta\delta$  d'après Schmittbuhl et al., 1995b. Ces valeurs sont estimées graphiquement sur la Figure 72 et correspondent à un nombre référence de 100 points par profils.....156

Tableau 14: Caractéristiques et profondeurs d'échantillonnage des différentes fractures macroscopiques.....164

Tableau 15: Caractéristiques et profondeur de prélèvement des échantillons microfissurés. Les porosités Hg et le degré d'altération relatif sont mentionnés (-: granite sain, ++++: granite très altéré).....	167
Tableau 16: Présentation des mesures réalisées sur les différentes fractures macroscopiques par profilométrie mécanique.....	168
Tableau 17: Principaux coefficients statistiques: JRC, RMS et tortuosité moyens, déterminés pour les quatre types de fractures. Les indices sont mentionnés avec leur moyenne et leur écart-type ( $\sigma$ ) et les degrés d'altération relatifs de la roche et des épontes ont été précisés.....	173
Tableau 18: Coefficients de rugosité $\zeta$ et dimensions fractales D (moyennes) calculés pour les quatre types de fractures. Les indices sont mentionnés avec leur moyenne et leur écart-type ( $\sigma$ ) et les degrés d'altération relatifs de la roche et des épontes ont été précisés. ....	174
Tableau 19: Présentation des mesures réalisées sur les différentes fissures microscopiques par analyse d'images.....	179
Tableau 20: Moyennes et écarts-types des principaux indices statistiques: JRC, RMS et tortuosité, calculés pour les différentes fissures en fonction du minéral qu'elles recourent. ....	180
Tableau 21: Moyennes et écarts-types des dimensions fractales D et coefficients de rugosité $\zeta$ calculés pour les différentes fissures en fonction de leur orientation ( $F_{1H}$ , $F_{2H}$ , $F_{3H}$ et $F_{4H}$ ) et de la nature des minéraux qu'elles recourent. ....	185
Tableau 22: Porosités Hg des échantillons et épaisseurs moyennes des différentes fissures.....	186
Tableau 23: Débits moyens calculés à partir des maillages bidimensionnels d'épaisseurs des fractures pour différents incréments de fermeture $\Delta H$ .....	205

## CHAPITRE 5

Tableau 24: Correspondance entre pressions fluides, profondeurs d'enfouissement et valeurs du coefficient $\lambda_v$ .....	220
Tableau 25: Paramètres mécaniques caractéristiques d'un granite sain non fracturé.....	229
Tableau 26: Evolution des tenseurs de paléocontraintes avec la profondeur dans le forage EPS1. Comparaison des résultats obtenus pour la totalité des failles et suivant deux intervalles de profondeur (D'après Dezayes, 1995). ....	238
Tableau 27: Directions des axes de contraintes principales obtenues par étude des représentations stéréographiques des zones 1, 2, 3 et pour leur ensemble (1400-2300 m). Les angles $\theta_1$ et $\theta_2$ sont calculés graphiquement et permettent de déterminer une valeur des rapports de contraintes $\Phi$ et $R'$ .....	240
Tableau 28: Données microthermométriques obtenues sur les inclusions fluides des quartz présents dans les veines du granite de Soultz à différentes profondeurs. Pour chaque zone, les températures de fusion de la glace ( $T_{fG}$ ), les températures d'homogénéisation ( $T_h$ ), les corrections des températures d'homogénéisation ( $\Delta T$ ) et la pression fluide et profondeur résultante sont mentionnées. Ces données de pression fluide $P_f$ , complétées par la connaissance des angles $\theta_1$ , $\theta_2$ et donc du rapport $\Phi$ (cf. Tableau 27) pour chaque zone de profondeur, permettent de calculer les rapports de contraintes $R'$ (Baer et al., 1994).....	242
Tableau 29: Etats de contraintes déterminés pour chaque zone de profondeur. ....	247
Tableau 30: Estimation de l'erreur qui peut être réalisée sur le calcul des paléocontraintes. Les paramètres $2\theta_1$ , $2\theta_2$ , d'où $\Phi$ , $R'$ et finalement $P_f$ ont été changés arbitrairement par rapport au cas de figure qui caractérise Soultz (zone grisée, texte italique). Les valeurs de contraintes résultantes sont proches des valeurs "réelles" à $\pm 5$ MPa près. ....	248

## LISTE DES ANNEXES

---

**ANNEXE 1:** Darcy H. (1856). Les Fontaines publiques de la ville de Dijon. Annales de la ville Dijon.

**ANNEXE 2:** "Altération filonienne et pervasive: Quantification des perméabilités fissurales dans le granite de Soultz sous Forêts (Bas-Rhin, France)." Sausse J., Genter A., Leroy J. L., Lespinasse M. Bulletin de la Société Géologique de France (à paraître).

**ANNEXE 3:** Quantification and simulation of fissural permeability at different scales. Proceedings of the third international conference on mechanics of jointed and faulted rock. MJFR3, 601-606. Sausse J., Lespinasse M., Leroy J., et Genter A. (1998)

**ANNEXE 4:** Méthodologie: Analyse d'images.

**ANNEXE 5:** Relations entre orientations des fractures et nature des remplissages. Principales courbes  $X''F_n = X''_m$  caractéristiques du granite de Soultz (forage EPS1).

**ANNEXE 6:** Paramètres empiriques utilisés dans les équations de Hoek et Brown (1980).

**ANNEXE 7:** Are fractal tools usefulness to quantify the fracture roughness on all scales? J. Sausse and M. Lespinasse. Physic and Chemistry of the Earth (soumis).

**ANNEXE 8:** Modélisation de la fermeture d'une fracture naturelle sous contrainte normale. Conséquences sur les écoulements fluides.







## ***Introduction générale***

---

---



La perméabilité de fractures est un paramètre prépondérant dans la compréhension des transferts de fluides à toute échelle. Les fractures sont des discontinuités géométriques dont l'extension et l'ouverture peuvent être très importantes. Elles jouent de ce fait, le rôle de drains préférentiels dans les massifs rocheux à faible perméabilité de matrice et contrôlent l'intensité et la direction des écoulements fluides, donc l'intensité et la propagation des altérations au sein des roches.

La quantification des perméabilités de fractures est alors indispensable pour estimer et prévoir le comportement hydraulique de zones d'intérêt majeur telles que les sites de stockage de déchets toxiques, qu'ils soient nucléaires, industriels ou ménagers. Dans un souci plus économique, elle permet également d'estimer les capacités d'un réservoir pétrolière ou l'activité d'un échangeur géothermique.

De nombreuses approches sont disponibles pour quantifier et modéliser les propriétés hydrauliques des fractures. Cependant, les différents modèles utilisés restent très dépendants des données de terrain initiales et seules des mesures directes sur échantillon (perméamétrie) ou *in situ* dans des puits de forage (injection hydraulique) peuvent prétendre indiquer des valeurs de perméabilité réelles qui restent toutefois spécifiques d'un échantillonnage.

Plusieurs niveaux de complexité des milieux naturels doivent alors être envisagés pour décrire de la façon la plus réaliste possible, les écoulements fluides dans un massif fracturé.

*L'existence des fractures à différentes échelles est une des premières difficultés à prendre en compte.* Chaque type de discontinuité (de la microfissure au plan de faille) joue un rôle important dans la propagation locale ou régionale des écoulements. Une altération filonienne, qui se développe à grande échelle (perméabilité de fractures), peut être relayée et/ou amplifiée par une percolation des microfissures entraînant une altération de la matrice rocheuse (porosité et perméabilité de matrice). L'analyse géométrique 3D de ces réseaux permet une première quantification des perméabilités fissurales grâce à des modèles classiques d'écoulement (géométriques ou statistiques). Ces derniers ont toutefois la propriété d'être très sensibles à la définition de l'ouverture moyenne des fractures (lois cubiques).

Les épontes des fractures présentent en effet des aspérités plus ou moins développées et plus ou moins régulières qui définissent leur *rugosité*. Ces caractéristiques géométriques vont influencer et être influencées à la fois par les phénomènes de transport - réaction entre un fluide et la roche (chenalisation des flux de fluide, dissolution-cristallisation d'espèces minérales) et les phénomènes mécaniques liés à la mise sous contrainte du massif rocheux (abrasion des épontes lors d'un cisaillement, modification des ouvertures sous contrainte normale).

Quantifier et prédire une perméabilité de fissures nécessite la prise en compte de ces phénomènes et leur interprétation préalable.

Il est alors intéressant d'utiliser des "*analogues*" *fossiles* pour quantifier et comprendre l'évolution des perméabilités de fractures dans le temps. Les réactions aux interfaces fluide-roche sont en effet marquées par la présence de minéraux secondaires qui ont précipité entre les épontes des fractures. Leur nature, leur abondance, leurs modes de dépôt, leurs taux de dissolution sont autant d'indices précieux qui permettent d'identifier la nature des fluides qui ont percolé la roche, ainsi que l'intensité et les modalités des migrations fluides. A échelle microscopique, les microfissures fossiles ou plans d'inclusions fluides sont également les témoins des conditions de pression - température de piégeage des fluides, mais aussi du contexte tectonique caractéristique de leur formation.

Ces inclusions fluides, généralement très nombreuses dans les quartz primaires des granites ou dans les quartz secondaires qui colmatent les veines, indique également la présence de fluides lors de la cicatrisation des fractures. Ceux-ci, en s'associant aux régimes de contraintes tectoniques, peuvent imprimer à la roche une pression suffisante pour permettre la réouverture des fractures précédemment colmatées. Les fractures fossiles ne sont donc pas inertes dans le temps, mais témoignent également de *régimes de contraintes passés et de paléperméabilités variables*.

Les fractures et fissures sont donc des "objets" géologiques complexes. Leurs épontes ont enregistré l'histoire hydraulique, géochimique et tectonique du massif rocheux qui les contient.

Ce travail de thèse propose une caractérisation et une quantification des perméabilités fissurales. Il est basé sur une observation précise et initiale des différents phénomènes et a nécessité une approche pluridisciplinaire.

Dans un premier temps, une *synthèse bibliographique* approfondie des différentes approches de quantification des perméabilités - porosités des massifs rocheux fracturés a été réalisée. Cette première étude a permis de dégager deux modèles principaux, géométrique et statistique, qui associent une mise en oeuvre rapide et simple des calculs de perméabilité et une bonne restitution des données de terrain. Ils ont été appliqués par la suite, à deux granites différents.

Le Chapitre II propose une *étude géométrique* des réseaux de fractures aux échelles micro et macroscopique. Il a permis la compréhension des mécanismes de circulation des fluides à l'origine de la propagation des altérations à l'échelle des fractures (colmatage des réseaux, altération filonienne) ou des microfissures (altération pervasive) dans le granite de Soultz-sous-Forêts (Bas-Rhin, France). Le Chapitre III est consacré quant à lui à la modélisation de l'évolution spatio-temporelle d'une perméabilité de fissures suite à des interactions fluide-roche (granite du Brézouard, Vosges, France). Ces perméabilités ont été quantifiées par le biais d'une *étude statistique* des réseaux de fissures actuellement ouvertes et connectées (théorie de la percolation).

Le chapitre IV propose une approche plus fine des propriétés de transport des fractures à partir de la caractérisation de leur morphologie de surface. Plusieurs échantillons ont été prélevés à différentes profondeurs du forage EPS1 (Soultz), permettant d'accéder à différents degrés d'altération

et à différentes échelles de fracturation. Cette étude, complétée par une modélisation plus théorique de leur comportement hydro-mécanique, a permis de mettre en évidence l'influence des rugosités de surface sur la propagation des écoulements fluides et donc des altérations.

Les fractures se forment sous l'action de régimes tectoniques qui contrôlent leur orientation. Cependant, la présence de fluides dans un massif rocheux fracturé implique des conditions de pression particulières qui s'ajoutent ou s'opposent à l'action des contraintes tectoniques. A Soultz-sous-Forêts, un important système de veines de quartz témoigne d'une phase d'extension majeure à l'Oligocène. Ces fractures ont été successivement percolées et colmatées par des fluides. La pression fluide caractéristique de ces séquences d'ouverture-colmatage des fractures peut être contrainte par une étude microthermométrie des inclusions fluides présentes dans les quartz secondaires qui colmatent les veines. La prise en compte de i) la répartition géométrique des pôles des filons, ii) de considérations empiriques des critères de rupture, et iii) des pressions fluides, a permis finalement de mettre au point, dans le Chapitre V, une méthodologie de quantification des tenseurs de paléocontraintes à l'origine du développement des systèmes filoniens à Soultz.



# ***Chapitre I:***

---

***La perméabilité fissurale.***

***Quantifications et modélisations.***



## INTRODUCTION

Les milieux poreux sont, par définition, constitués de deux domaines distincts: l'un occupé par un fluide (air, eau, huile, méthane, gaz carbonique, etc.) et qui constitue l'ensemble de ce que l'on appelle "les vides", espace des vides ou "espace poreux"; l'autre est fait de matière solide.

Les vides de formes plutôt convexes, globuleuses, sont communément appelés des pores. Lorsqu'ils sont très plats et d'étendue relativement grande, on parle de fissures. Génétiquement, ces deux structures porales n'ont pas la même origine. Les pores (distribution granulométrique, forme, disposition mutuelle) témoignent de toute l'histoire de la roche: genèse initiale, conditions de formation, transformations ultérieures telles que diagénèse, compaction, déformations, ruptures et altérations. Les microfissures, fractures, fentes d'extension, joints et autres discontinuités de la roche résultent principalement de l'action des contraintes tectoniques sur des roches, de nature lithologique et de caractéristiques mécaniques différentes. Les fractures à toute échelle, constituent les drains majeurs de la roche de par leur extension et ouverture importantes. Il est donc nécessaire de les caractériser géométriquement et hydrauliquement pour décrire et quantifier la perméabilité d'un massif rocheux.

La perméabilité est un paramètre physique des milieux poreux et fissurés naturels difficile à estimer. Sa quantification expérimentale est possible par différentes techniques et à différentes échelles mais l'interprétation du phénomène perméabilité en termes de types, modes, ou chemins d'écoulement est très délicate. Une roche est perméable si elle permet un écoulement de fluide. Par contre, la structure interne des vides présents, définissant sa porosité: pores, vacuoles, fractures, fissures, joints de grains, est difficile à analyser et modéliser en 3 dimensions.

La mécanique des fluides et l'hydrodynamique ont permis de définir et de quantifier précisément les équations de déplacement des fluides dans des structures simples. Ces équations sont plus ou moins réalistes au regard de la complexité des milieux naturels mais sont à la base de tous les modèles de perméabilité aussi complexes qu'ils puissent être.

Cette partie est donc consacrée à la constitution d'une synthèse bibliographique des différentes approches théoriques permettant la quantification de la perméabilité des roches et plus précisément de leur perméabilité de fractures. Cette synthèse est non exhaustive au regard de la diversité des différents travaux présentés depuis Darcy (1856). Elle tente cependant de regrouper les différents modèles de perméabilité directement utilisables à partir de cas réels de terrain.

Les différents travaux et études qui ont été utilisés font fréquemment intervenir des notations différentes mais qui concernent des paramètres chimiques ou physiques similaires. Il a donc été jugé

nécessaire de constituer en préambule à cette partie, un tableau synthétique qui résume les principales variables (Tableau 1).

Symbole	Description	Unité classique	Valeur pour l'eau
$g$	accélération de la pesanteur	$\text{m.s}^{-2}$	(9.81 $\text{m.s}^{-2}$ )
$\rho$	densité	$\text{Kg.m}^{-3}$	1 $\text{Kg.m}^{-3}$
$\gamma$	poids spécifique	$\text{kN.m}^{-3}$	9.81 $\text{kN.m}^{-3}$
$P$	pression	kPa	-
$\mu$	viscosité (dynamique)	$\text{N.s.m}^{-2}$	$10^{-3}$ $\text{N.s.m}^{-2}$
$\nu$	viscosité cinématique	$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$	$10^{-6}$ $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$
$V$	vitesse du fluide	$\text{m.s}^{-1}$	/
$Q$	débit du fluide	$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$	/
$h$	charge hydraulique	m	/
$s$	section d'écoulement	$\text{m}^2$	/
$j$	gradient de charge hydraulique	-	/
	tension de surface du fluide	$\text{J.m}^{-2}$	/
$\theta$	angle de contact entre fluide et solide	°	/
$\bar{d}$	diamètre moyen du réseau de tubes capillaires	m	/
$V_p$	volume spécifique des pores	$\text{m}^3$	/
$S_p$	surface spécifique des pores	$\text{m}^2$	/
$\phi$	porosité de la roche	-	/
$\tau$	tortuosité	-	/
$e$	ouverture de la fracture (épontes parallèles et lisses)	m	/
$k$	conductivité hydraulique directionnelle, coefficient de perméabilité	$\text{m.s}^{-1}$	/
$K$	perméabilité intrinsèque du milieu poreux	$\text{m}^2$	/
$R_R$	rugosité relative des épontes de la fracture	-	/
$R_A$	rugosité absolue des épontes de la fracture	m	/
$D_H$	diamètre hydraulique	m	/
$\lambda$	coefficient de perte de charge	-	/
$Re$	Nombre de Reynolds	-	/
$D$	distance interfracturale moyenne	m	/
$c$	rayon de la fracture assimilée à un disque	m	/

Tableau 1: Principaux paramètres utilisés dans les lois d'écoulement qui sont présentées dans le Chapitre 1.

# 1. EQUATIONS GENERALES DE L'HYDRAULIQUE.

## 1.1. *Hydraulique des milieux poreux.*

### 1.1.1. *Introduction.*

La dynamique des fluides en milieu poreux est principalement basée sur le principe de continuité ou équation de continuité: la somme des débits entrants dans un volume défini doit être égale à la somme des débits qui en sortent. Cette conservation de la matière s'exprime par l'intermédiaire des équations d'état du fluide (qui exprime ses constantes physiques) et de Navier-Stokes.

Ces dernières fixent le déplacement de fluides isothermes, incompressibles, newtoniens en milieu poreux. Elles compilent les effets des différentes forces s'exerçant sur les particules liquides en mouvement. Le principe de la dynamique ( $\sum \vec{F} = \text{masse} \cdot \text{accélération}$ ) dans le cas des fluides, nécessite la prise en compte des forces extérieures ou de volume, des forces de surface ou pressions normales, des forces d'inertie et des forces de viscosité. Ces équations microscopiques et leurs intégrations s'appliquent théoriquement aux différents problèmes de dynamique des fluides mais restent difficiles à utiliser en pratique.

Ces relations sont donc plus généralement exprimées macroscopiquement sous la forme de la loi de Darcy en milieu poreux.

### 1.1.2. *Loi de Darcy.*

La théorie des écoulements de filtration est basée sur une expérience simple. La Figure 1 en donne le schéma. Un échantillon cylindrique du milieu poreux est enfermé dans un tube T dont les extrémités sont reliées à deux réservoirs contenant du sable maintenu entre deux grillages d'une finesse convenable. Le liquide filtrant s'écoule du réservoir supérieur vers le réservoir inférieur à travers une colonne poreuse. Il remonte dans les tubes manométriques à des niveaux décroissants dans le sens de l'écoulement. Ces niveaux s'alignent sur une droite de pente  $a$ .

Si le sable est assez fin, l'expérience montre que le débit de l'appareil est proportionnel à la pente de cette droite tant que celle-ci n'est pas trop forte.

$$\text{On a: } Q = \alpha \cdot a = \alpha \cdot \frac{h_1 - h_2}{s} \quad [1]$$

avec  $Q$ : débit de l'appareil.

$h_i$ : hauteur piézométrique correspondant à l'énergie potentielle de l'unité de poids de fluide au point considéré.

$s$ : longueur d'écoulement à l'intérieur du perméamètre.

$\alpha$ : coefficient de proportionnalité.

$a$ : pente de la droite d'alignement des niveaux piézométriques.

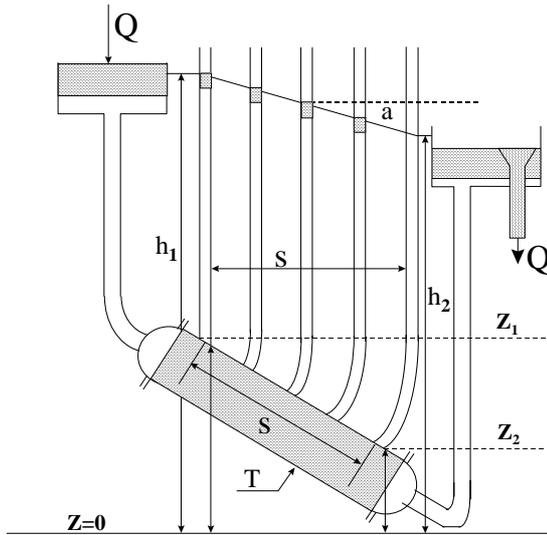


Figure 1: Schématisation et principe du perméamètre de Darcy. (d'après Schneebeli, 1966)

La généralisation de cette expression à des tubes T de section différentes, quelle que soit leur inclinaison, mais contenant un sable identique, permet de démontrer que les débits correspondant à une même pente des niveaux ou côtes piézométriques sont proportionnels à l'aire A de la section (de forme quelconque) du perméamètre.

On peut résumer les constatations précédentes par la relation empirique suivante:

$$\frac{Q}{A} = k \cdot \frac{h_1 - h_2}{s} \quad [2]$$

C'est la loi du perméamètre ou loi de Darcy (1856) (cf. Annexe 1). La constante k qui y figure dépend uniquement de la nature du milieu poreux et du liquide filtrant.

En raison des vitesses extrêmement faibles (énergie cinétique du fluide faible) mises en jeu par les écoulements de filtration, l'énergie potentielle du fluide s'identifie avec l'énergie mécanique totale [équation 3] ou **charge hydraulique** du fluide.

$$h = \frac{V^2}{2 \cdot g} + \frac{P}{\gamma} + z \quad (\text{Relation de Bernouilli}) \quad [3]$$

avec h: charge hydraulique du fluide.

P: pression.

g: accélération de la pesanteur.

V: Vitesse de filtration du fluide

$\gamma$ : poids spécifique du fluide.

z: côte de pression prise à partir du plan horizontal.

Une vitesse de 1 cm/s, par exemple, qui correspond à un écoulement souterrain rapide, ne donne guère qu'une hauteur de charge cinétique de  $V^2/(2 \cdot g) \approx 1/2000$  cm soient 5 microns. Ce terme peut donc être négligé devant les autres [équation 4].

$$h = \frac{P}{\gamma} + z \quad [4]$$

$Q/A$ , le débit par unité d'aire du perméamètre, a les dimensions d'une vitesse. C'est la vitesse de filtration, quelquefois appelée débit spécifique. Cette vitesse de filtration est différente de la vitesse moyenne réelle des molécules d'eau qui est  $V/\phi$  ( $\phi$  étant la porosité effective du terrain). Il s'agit de la loi de **Dupuit - Forcheimer**.

Pour que la relation [2] soit homogène, compte tenu des dimensions de  $V$  et de  $j$ , la dimension d'une vitesse doit être attribuée à la constante  $k$  [LT<sup>-1</sup>]. Elle représente la perméabilité relative du milieu poreux par rapport au liquide filtrant. C'est la vitesse de filtration qui résulterait de l'imposition du gradient unité.

Avec les notations précédentes, la **loi de Darcy** prend la forme:

$$V = -k \cdot j = -k \cdot \frac{dh}{ds} \quad [5]$$

La pente de la ligne des niveaux piézométriques est représentée par le gradient de charge hydraulique  $j$ . C'est sa forme la plus usuelle, le signe négatif exprimant le fait que l'écoulement se dirige dans le sens de la charge décroissante.

L'écoulement d'un fluide réel à travers un milieu poreux met en jeu d'importantes forces de frottement. Le travail de ces forces correspond à une déperdition d'énergie mécanique qui est irréversible. La charge hydraulique d'un fluide ne peut donc que décroître au cours de son mouvement de percolation. La loi de Darcy montre comment cette décroissance ou perte de charge dépend de la vitesse de filtration.

Cette loi expérimentale permet la description des écoulements fluides réels en milieu poreux. De nombreuses approches théoriques ont donc été couplées à cette approche pour tenter de modéliser les écoulements fluides dans ce type de milieux.

### 1.1.3. Relations porosité-perméabilité.

L'établissement de relations exprimant la perméabilité (et) ou la porosité doit tenir compte des caractéristiques géométriques du matériau. L'écoulement à travers un terrain poreux est réalisé grâce aux vides que laissent entre eux les grains solides. Ces vides forment à travers le massif poreux un réseau de canaux très fin (Figure 2). L'écoulement peut être alors supposé analogue à celui qu'on observe dans les tubes capillaires (analogie du tube de Poiseuille).

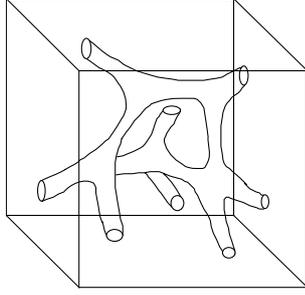


Figure 2: Schématisation de la porosité d'un grès. (Guéguen et Palciauskas, 1992)

L'écoulement d'un fluide par capillarité est décrit par les équations de Hagen - Poiseuille [équation 6], applicables à un flux laminaire. Ces équations théoriques dérivent de celles de Navier-Stokes exprimées pour des tubes de rayon moyen  $\bar{d}$ . Le nombre de Reynolds (cf. § 1.3.), qui définit le mode d'écoulement doit être inférieur à 10 (Arch et Maltman, 1990).

$$\frac{dH}{dt} = \frac{\bar{d}^2}{8 \cdot \mu} \cdot \frac{dP}{dx} \quad [6]$$

$\frac{dH}{dt}$  : vitesse moyenne de pénétration du fluide dans la roche [ $m \cdot s^{-1}$ ].

$H$  : distance de pénétration du fluide dans la roche [ $m$ ]

$\mu$  : viscosité dynamique du fluide [ $Pa \cdot s$ ]

$\bar{d}$  : rayon moyen des tubes capillaires [ $m$ ]

$\frac{dP}{dx}$  : gradient de pression capillaire [ $Pa$ ]

Le rayon d'accès des pores, assimilés à des tubes, n'est pas toujours déterminé et dans ce cas les relations font intervenir la notion de **rayon hydraulique**. Elle permet de modéliser un réseau naturel complexe de tubes par un milieu équivalent de tubes capillaires de rayon "utile" (rayon hydraulique). Ceci suppose une homogénéité (isotropie) marquée du milieu poreux. C'est le cas pour certaines roches sédimentaires comme les grès caractérisés par une porosité de joints de grains (Figure 2). Celle-ci peut être alors considérée comme une porosité de tubes, formés par les points de rencontre de plusieurs grains. Le volume  $V_p$  et la surface  $S_p$ , développés par les pores sont alors exprimés sous la forme:

$$V_p = \frac{\pi \cdot \bar{r}^2 \cdot \bar{d}}{\bar{l}^3} \quad S_p = \frac{2 \cdot \pi \cdot \bar{r} \cdot \bar{d}}{\bar{l}^3} \quad \text{d'où} \quad m = \frac{V_p}{S_p} = \frac{\bar{r}}{2} \quad [7]$$

avec  $\bar{l}$  : distance moyenne entre deux tubes capillaires [ $m$ ]

$\bar{d}$  : longueur moyenne des tubes capillaires.

$\bar{r}$  : rayon moyen des tubes capillaires [ $m$ ].

$m$  : rayon hydraulique [ $m$ ].

Ces relations restent théoriques. Elles sont donc complétées par des approches plus empiriques telles que celles de **Carman - Koseny** [équation 8].

$$K = b * m^2 * \Phi \quad [8]$$

$K$ : perméabilité du milieu poreux [ $L^2$ ].

$b$ : constante proche de l'unité [ ].

$V_p$ : volume des pores [ $L^3$ ].

$S_p$ : Surface des pores [ $L^2$ ].

$\phi$ : porosité de la roche [ ].

$m$ : rayon hydraulique[m] avec  $m = V_p / S_p$

Elle peut aussi s'écrire en faisant intervenir la surface spécifique  $S_0$  de pores par unité de volumes de solide (matrice) de la façon suivante:

$$K = b * m^2 * \Phi = \frac{b}{S_0} * \frac{\Phi^3}{(1 - \Phi^2)} \quad [9]$$

Ces formulations peuvent être précisées en introduisant la notion de **tortuosité** des chemins d'écoulement. Ce paramètre définit la longueur réellement parcourue par le fluide dans le milieu poreux (Figure 3).

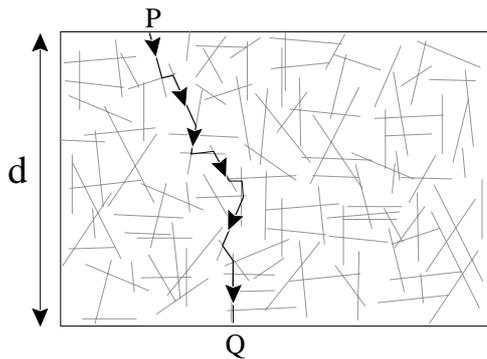


Figure 3: Exemple de réseau fissural dans lequel le fluide suit un chemin tortueux (entre les points P et Q). La distance réelle parcourue par le fluide dans le réseau, est supérieure à la distance directe D (Arch et Maltman, 1990). La tortuosité est alors définie comme le rapport  $PQ/D$ .

Pantaloni (1988) montre tout d'abord, dans le cas d'un milieu poreux tubulaire et tortueux, moyennant des considérations géométriques simples, et en calculant le débit par l'intermédiaire de la vitesse moyenne d'un fluide s'écoulant dans un tube, que la perméabilité  $K$  s'exprime en fonction de la surface spécifique  $S_0$  par la relation [10].

$$K = \frac{\phi^3}{2 \cdot \tau^2 \cdot S_0^2} \quad [10]$$

où  $\phi$ : porosité

$\tau$ : tortuosité (longueur d'un conduit rapportée à la longueur de l'échantillon)

$S_0$ : surface spécifique (aire de l'interface pore/solide rapportée au volume de l'échantillon).

Si on admet alors que cette relation est valable pour l'ensemble des milieux poreux, en particulier pour un empilement de  $n$  sphères ( $\bar{d}$  étant le diamètre moyen des sphères et  $V_t$  le volume de

l'échantillon), on a (Grolier et al., 1991):

$$S_0 = n \cdot \frac{\pi \cdot \bar{d}^2}{V_t} \quad [11]$$

$$\text{et } \phi = 1 - n \cdot \frac{\pi \cdot \bar{d}^3}{6 \cdot V_t} \quad [12]$$

$$\text{Les équations [11] et [12] donnent: } S_0 = \frac{6 \cdot (1 - \phi)}{\bar{d}} \quad [13]$$

Portant cette relation dans [10] on obtient une autre formulation de l'équation de **Carman - Koseny** tenant compte de la tortuosité [14]

$$K = \frac{\phi^3 \cdot \bar{d}^2}{72 \cdot \tau^2 \cdot (1 - \phi)^2} \quad [14]$$

soit encore, admettant que la tortuosité vaut environ  $\frac{\pi}{2}$  (le fluide contourne les sphères),

$$K = \frac{\phi^3 \cdot \bar{d}^2}{18 \cdot \pi^2 \cdot (1 - \phi)^2} \quad [15]$$

Toutes ces approches permettent de modéliser les écoulements fluides dans des milieux poreux relativement simples et surtout homogènes. Cependant les massifs rocheux sont fréquemment caractérisés par la présence d'hétérogénéités. Ces dernières sont principalement représentées par une fracturation souvent non négligeable et à différentes échelles: fractures, fissures, microfissures. Il est donc nécessaire de prendre en compte ces plans de rupture d'extension et ouverture variables pour pouvoir décrire et quantifier les écoulements fluides en milieu naturels.

## **1.2. Hydraulique des milieux fissurés.**

Les équations de Navier - Stokes et leurs dérivées (pour les liquides réels dans lesquels règne une viscosité), sont facilement intégrables pour des modèles simplifiés. Un modèle classique s'applique au cas de l'écoulement permanent d'un liquide incompressible entre deux plans parallèles et lisses: **écoulement plan de Poiseuille** (Figure 4). Cet écoulement est décrit pour des faibles nombres de Reynolds (cf. § 1.3.) dont les valeurs sont de l'ordre de 500 à 600 (Louis, 1969), correspondant à des vitesses moyennes du fluide de 0,5 à 0,6 m.s<sup>-1</sup> (entre deux plaques lisses espacées de 1 mm).

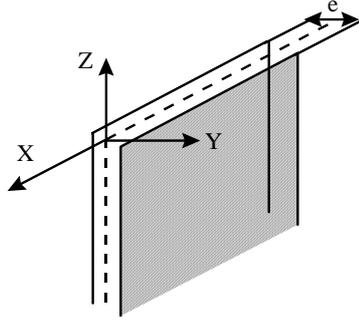


Figure 4: Schématisation d'une fissure par deux plans parallèles et lisses espacés d'une épaisseur constante  $e$  permettant un écoulement plan de Poiseuille.

L'intégration des équations de Navier - Stokes permet de définir le vecteur débit par unité de largeur de fracture (perpendiculairement à l'écoulement):

$$\bar{Q} = -\frac{e^3}{12 \cdot \mu} \cdot \rho \cdot g \cdot \text{grad } h \quad [16]$$

$\text{grad } h$ : gradient de charge hydraulique [ ].

$Q_i$ : vecteur débit du fluide [ $m^3 \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$ ]

$e$ : écartement entre les deux plaques parallèles et lisses [m].

$\mu$ : viscosité dynamique du fluide [ $kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ ]

$\rho$ : densité du fluide [ $kg \cdot m^{-3}$ ]

$g$ : accélération de la pesanteur [ $m \cdot s^{-2}$ ]

Cette équation faisant intervenir l'épaisseur de la fracture au cube est communément appelée la **LOI CUBIQUE**.

En terme de vitesse, cette expression prend la forme:

$$\bar{V} = -\frac{e^2}{12 \cdot \mu} \cdot \rho \cdot g \cdot \text{grad } h = -k \cdot \text{grad } h \quad [17]$$

$\bar{V}$ : vitesse du fluide [ $m \cdot s^{-1}$ ]

$k$ : conductivité hydraulique directionnelle de la fracture [ $m \cdot s^{-1}$ ].

Une analogie (**analogie de Hele-Shaw**) entre cette relation [17] et la loi de Darcy relative au milieu poreux peut être écrite sous la forme:

$$\bar{V} = -\frac{K \cdot \rho \cdot g}{\mu} \cdot \text{grad } h = -k \cdot \text{grad } h \quad [18]$$

$K$ : perméabilité intrinsèque du milieu poreux [ $m^2$ ]

$k$ : coefficient de perméabilité [ $m \cdot s^{-1}$ ]

Ces calculs, classiquement appliqués au milieu poreux, seront donc transposables au cas des écoulements fissuraux.

### 1.3. Adaptation de la loi cubique.

#### 1.3.1. Rugosité relative.

La loi cubique définie précédemment [équation 16] est valable dans le cas d'un écoulement plan, c'est à dire pour une fracture dont les épontes sont parallèles et d'ouverture constante. Cependant, les surfaces de fractures naturelles montrent fréquemment une rugosité non négligeable. Les nombreuses aspérités présentes sur la surface de fracture, c'est à dire des zones d'altitudes différentes par rapport à son plan moyen la définissent (Figure 5). Elles sont initialement créées au moment de la rupture de la roche mais peuvent être modifiées par cisaillement, dissolution - cristallisation etc. La rugosité des fractures naturelles sera documentée dans le Chapitre 4.

Plusieurs travaux ont permis de modifier les lois d'écoulement et leur adaptation progressive à la complexité des surfaces de fractures. Lomize (1951), puis Louis (1967) sont les premiers auteurs qui ont tenté d'intégrer la notion de rugosité dans les calculs d'écoulements.

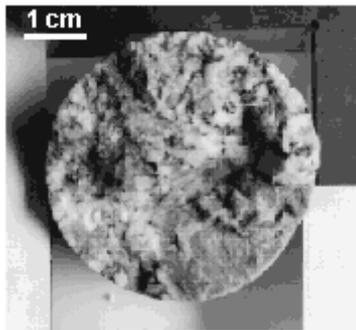


Figure 5: Face inférieure d'une fracture dans un granite (Soultz-sous-Forêts). La fracture n'est pas colmatée par des phases secondaires, mais sa surface présente des aspérités qui définissent sa rugosité.

Louis démontre ainsi, que la vitesse d'écoulement d'un fluide entre deux surfaces rugueuses, est dépendante de leur rugosité relative [équation 20]. Ce paramètre a été décrit initialement par Nikuradse (1930) pour des hauteurs moyennes de protubérances rencontrées sur la surface de conduits (grains de sable). Il fait intervenir le diamètre hydraulique des conduits d'écoulements ( $D_H$ ):

$$D_H = 4 \cdot R_H = 4 \cdot (S/P) \quad [19]$$

$$R_R = \frac{R_A}{D_H} \quad [20]$$

$R_R$ : rugosité relative des épontes de la fracture [ ].

$R_A$ : rugosité absolue, moyenne des épontes de la fracture [L]. Il s'agit de la moyenne des hauteurs d'aspérités relevées sur le plan de fracture.

$D_H$ : diamètre hydraulique du plan de fracture [L].

$R_H$ : rayon hydraulique [L].

$S$ : section d'écoulement du conduit (quelle que soit sa forme) [L<sup>2</sup>]

$P$ : périmètre le long duquel s'établit un frottement visqueux du fluide contre la paroi [L].

Remarque: Le diamètre hydraulique d'une fracture dont les épontes (parallèles) s'étendraient à l'infini est égal à deux fois la valeur de l'ouverture ( $e$ ) de la fracture:  $D_H = 2 \cdot e$ .

### 1.3.1. Coefficient de perte de charge et Nombre de Reynolds.

La présence de rugosité sur un plan de fracture, dans une conduite, implique automatiquement une perte d'énergie (frottements) qui est quantifiée par le coefficient de perte de charge  $\lambda$  [équation 21].

$$\Delta h = \lambda \cdot \frac{1}{D_H} \cdot \frac{\bar{V}^2}{2 \cdot g} \quad [21]$$

$\Delta h$ : perte de charge totale [ ].

$\bar{V}$ : vitesse moyenne réelle d'écoulement [ $m \cdot s^{-1}$ ].

$\lambda$ : coefficient de perte de charge [ ].

$g$ : accélération de la pesanteur [ $m \cdot s^{-2}$ ].

$D_H$ : diamètre hydraulique du plan de fracture [m].

L'écoulement n'est plus forcément laminaire et le régime d'écoulement est décrit par le **nombre de Reynolds**  $Re$  [équation 22], adimensionnel, qui sera aussi intégré dans les lois d'écoulement.

$$Re = \frac{\bar{V} \cdot D_H}{\nu} \quad [22]$$

avec  $\nu$ : viscosité cinématique de l'eau [ $m \cdot s^{-1}$ ].

Dans un tube,  $Re = 2000$  caractérise le passage d'un régime d'écoulement laminaire ( $Re < 2000$ ) où les filets liquides restent parallèles entre eux, à un écoulement turbulent ( $Re > 2000$ ) pour lequel les filets liquides ne le sont plus (Figure 6).

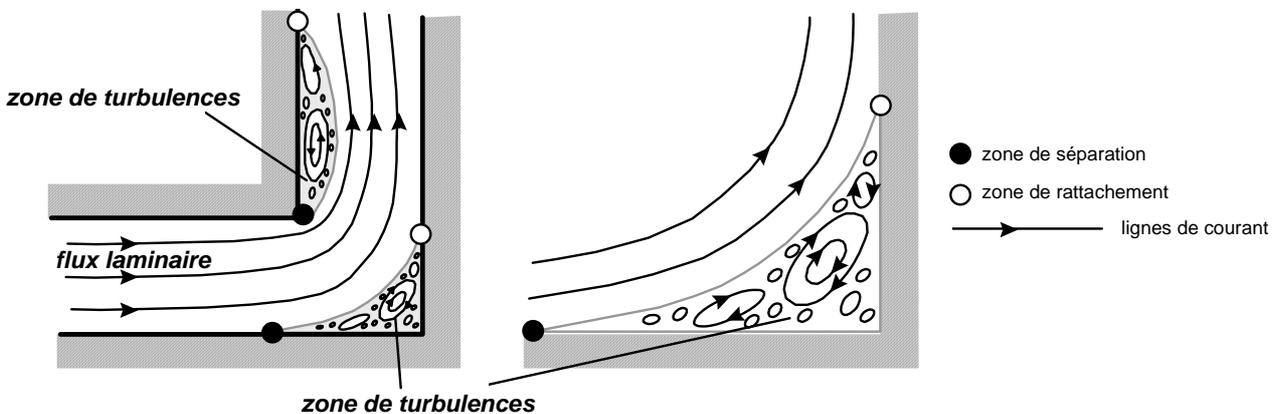


Figure 6: Écoulement laminaire et création de zones de turbulence dans des conduits anguleux. Les lignes de courants (filets liquides) sont parallèles entre elles dans les parties rectilignes et s'organisent en cellules de turbulences dans les zones moins accessibles aux écoulements (coins). Celles-ci sont localisées entre les zones de séparation et de rattachements des filets liquides (Collinson et Thompson, 1982, modifié).

L'ensemble des régimes d'écoulement permet la description de trois comportements des fluides (Gentier, 1986), qui se caractériseront par des lois d'écoulements spécifiques:

- régime hydrauliquement lisse:  $\lambda = f(Re)$
- régime complètement rugueux:  $\lambda = f(R_A / D_H)$
- régime intermédiaire:  $\lambda = f(Re, R_A / D_H)$

Les travaux de Louis (1967) ont permis de déterminer des lois empiriques qui tiennent compte de ces paramètres et décrivent les modifications des écoulements fluides par rapport à une loi cubique (Figure 7).

*Remarque:* Les travaux de Louis (1967) correspondent à la première considération de la géométrie des fractures naturelles. Ces travaux ont donné lieu par la suite à de nombreuses études cherchant à coupler l'hydraulique des fractures à la mécanique, à la chimie des interactions fluide - roche: fermeture des fractures (Gentier, 1986, Brown et Scholz, 1985, Brown et Scholz, 1986, Tsang et Witherspoon, 1981, Yoshioka, 1994, etc.) cisaillement (Sabbadini, 1994), dissolution - cristallisation (Bertrand et al., 1993), dissolution - cristallisation sous contrainte, etc.

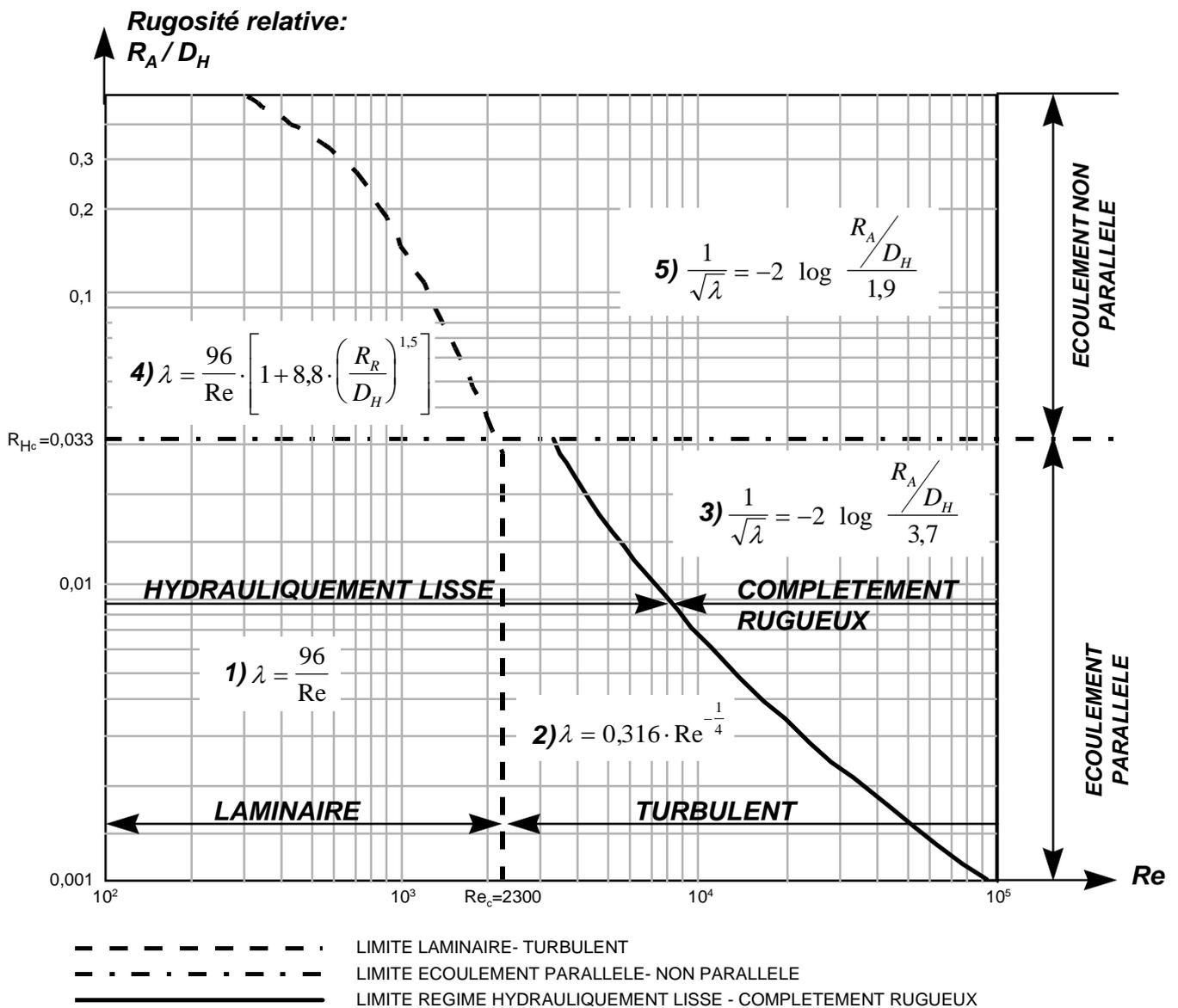


Figure 7: Domaines de validité des lois d'écoulement dans les fractures (d'après Louis, 1967 dans Gentier, 1986). 1) Loi de Poiseuille, 2) Blasius, 3) Nikuradse, 4) et 5) Louis.

Les cas de figure proposés dans la Figure 7, permettent de calculer différents coefficients de perte de charge et de les intégrer ensuite dans l'équation [21].

Ces équations sont formulées sur la base d'une ouverture moyenne du plan de fracture. Les deux épontes de la fracture sont séparées et aucun point de contact n'est présent. Ces "ponts rocheux" (Gentier, 1986) sont pourtant fréquents dans les plans de fractures (Figure 8).



Figure 8: Mise en évidence de la chenalisation d'un écoulement fluide dans un plan de fracture macroscopique. (granite, carrière de Barbey Serroux, Vosges). Différentes fractures sont présentes. Certaines sont sèches. La fracture méridienne (trait pointillé) est percolée (écoulements = traces noires sur la roche représentées par des flèches) mais les fluides sortent de la roche par endroits seulement. Le plan de fracture présente donc des vides disponibles pour les fluides et des zones où soit la fracture est fermée (colmatage), soit son épaisseur est trop faible (les écoulements sont chenalisés aux endroits permettant les plus forts débits).

Le problème majeur posé par l'établissement de lois d'écoulement à l'intérieur d'une fracture est donc la caractérisation de l'ouverture réelle, "utile", "hydraulique". Ce paramètre est en effet très important car il intervient élevé au cube dans les principales équations: *LOI "CUBIQUE"*.

La distribution hétérogène des épaisseurs dans le plan de fracture peut être prise en compte par des modèles de maillage bidimensionnel.

### 1.3.2. Simulation des écoulements fluides dans une fracture rugueuse.

Différents modèles sont disponibles mais un plus particulier a été retenu. Il est développé dans le **chapitre 4** et sera donc résumé succinctement dans cette partie.

Le plan de fracture est représenté par un maillage bidimensionnel défini par trois coordonnées  $X$ ,  $Y$  et  $e$  (épaisseur de la fracture en  $X, Y$ ).

Les lois de l'hydraulique des fractures (écoulement plan de Poiseuille) sont appliquées sur chaque maille. Une maille représente alors une "fracture" individuelle d'ouverture constante  $e_i$  qui permet un écoulement de fluide à un certain débit  $Q_i$  [équation 16, loi cubique].

Chaque maille est aussi caractérisée par sa transmissivité  $T_i$  (transmissivité directionnelle équivalente en  $m^2 \cdot s^{-1}$ ):

$$T_i = k_i \cdot e_i = \frac{\rho \cdot g \cdot e_i^3}{12 \cdot \mu} \quad [23]$$

Le calcul par différences finies des débits sur l'ensemble des mailles  $i$  du domaine représentant la fracture est basé sur les deux équations précédentes, le **principe de continuité**: la somme des débits qui entrent au niveau d'une maille est égale à la somme des débits qui en sortent, et la définition de conditions aux limites. Un calcul numérique permet alors de calculer la carte des débits d'une fracture dont les conditions aux limites correspondent soit à une **condition de Dirichlet** (charge hydraulique ou débit fixé), soit à une **condition de Neumann** (face imperméable).

#### **1. 4. Conclusion.**

Tous les modèles et équations précédentes sont appliqués à des milieux poreux simples ou à un milieu fissuré représenté par une fracture unique et plus ou moins rugueuse.

Ces équations constituent des formulations de bases très importantes mais sont souvent peu adaptées à la complexité des milieux naturels. Il faut donc tenter de passer du modèle physique à la réalité géologique complexe et de nombreux auteurs se sont attelés à cette tâche souvent déconcertante.

Tous les modèles présentés par la suite sont donc des approches qui ne prétendent pas permettre l'obtention de valeurs absolues de perméabilité mais qui permettent sinon de donner des ordres de grandeur, de pouvoir caractériser de façon relative les propriétés et modes d'**écoulements des fluides en milieu fissuré**.

A la suite de Scheidegger (1974), les modèles de perméabilité ont été regroupés en deux familles: les modèles des tubes capillaires et les modèles utilisant la notion de rayon hydraulique. Dans le premier cas, on cherche à décrire la perméabilité au moyen d'un jeu de capillaires qui existent réellement et dont le modèle est une approximation (Guéguen et Dienes, 1989). Dans le second cas on

introduit la notion de **milieu poreux équivalent** (Walsh et Brace, 1984).

Dullien (1979) qualifie les premiers modèles de "statistiques" et les seconds de "géométriques".

Des travaux récents identifient de façon plus précise quatre types de modèles (Guéguen et al., 1996):

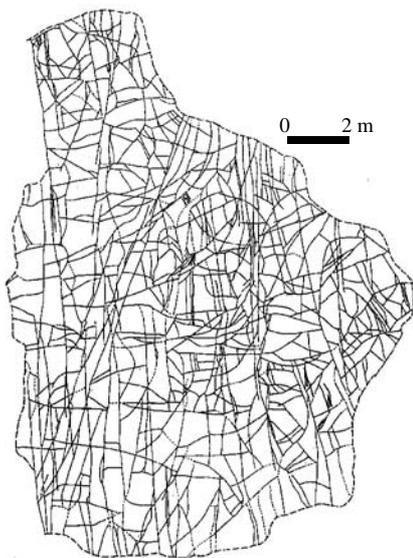
- "Equivalent Channel Model" ou "Hydraulic radius Model"
- "Effective Radius-Effective Media Model" (ERM)
- "Mean Radius Models": Statistical Models (MRM)
- "Networks Models" and "Critical Radius Model" (CRM)

Ces quatre grandes catégories reprennent les deux anciennes en distinguant les modèles de rayon hydraulique des modèles de milieu équivalent et surtout mettent l'accent sur les derniers travaux concernant les modèles de percolation de réseau qui se sont développés de façon importante ces dernières années.

La perméabilité des milieux fissurés sera donc abordée par l'intermédiaire des deux modèles proposés par Dullien (1979) qui permettront d'encadrer les quatre catégories d'approches proposées par Guéguen et al. (1996).

## 2. MODELES GEOMETRIQUES.

Ces modèles s'attachent à la description et à la modélisation des systèmes de fractures organisées en réseaux complexes dans les massifs rocheux (Figure 9).



*Figure 9: Carte des fractures et joints visibles sur le front de taille 1000, Yucca Mountain, Nevada (d'après Barton et Hsieh, 1989).*

Deux approches sont couramment utilisées (Massonat et Manisse, 1994):

- le milieu fracturé est représenté par un **milieu homogène équivalent**. Ceci peut alors poser problème quand un système de fractures est envisagé comme un réseau hétérogène de plans ouverts anisotropes.
- le milieu fracturé est composé d'une matrice rocheuse recoupée par des fractures: donc deux porosités différentes. Le milieu est à **double - porosité**.

### ***2.1. Milieu homogène équivalent.***

Cette approche se base sur l'hypothèse d'un "Volume Élémentaire Représentatif": **VER** (Marle, 1967). Ce VER possède des propriétés homogènes et continues en termes de vitesses d'écoulement des fluides et de champs de pression. Le matériau continu est alors caractérisé par des propriétés hydrauliques équivalentes à celles d'un milieu fracturé référence.

L'hétérogénéité du milieu est uniquement traduite par le tenseur de perméabilité de fractures qui pourra être estimé en fonction des paramètres géométriques caractérisant la fracturation. Toute la difficulté de cette approche provient du choix d'échantillonnage d'un bloc matriciel fracturé, suffisamment homogène, pour que les lois de l'hydraulique classique puissent s'appliquer.

### ***2.2. Double - Porosité.***

Warren et Root (1963) définissent la notion de double - porosité, pour permettre d'intégrer la porosité matricielle de la roche, aux calculs d'écoulements fluides en milieu fracturé.

Le massif rocheux fracturé est modélisé par des blocs matriciels généralement peu perméables, recoupés par une fracturation régulière.

Cette porosité matricielle, qui pourra être en effet fréquemment négligée dans le cas des roches ignées saines, sera par contre non négligeable dans les roches sédimentaires altérées. Sardini et al. (1997) décrivent cependant, le cas de certaines zones du granite de Soultz-sous-Forêts (Bas-Rhin, France), présentant des porosités de matrice de 6 à 20%.

Les modèles utilisés tentent de restituer la spécificité des deux types de porosité en suivant deux principes:

- Les écoulements sont favorisés par les fractures qui seront considérées comme un milieu très perméable. Elles constituent des drains où les fluides circulent et se renouvellent.
- La porosité de matrice est faible mais a une capacité d'emmagasinement importante. Il existe

des échanges (diffusion, relais des microdiscontinuités) entre la matrice et le fluide présent entre les plans de fractures.

Finalement le concept de double porosité reprend la notion de deux milieux homogènes équivalents et distincts: le réseau de fracture et la matrice poreuse qui les contient.

A nouveau, une loi cubique appliquée au cas des fractures (planes et lisses), dans ce type de concept, a été utilisée en premier par Huitt (1995), Lamb (1957), Snow (1965, 1968a et 1968b) et Sharp et Maini (1972), sous la forme:

$$\frac{Q}{A} = \frac{e^3}{12 \cdot D} \cdot \frac{dh}{dl} \cdot \frac{\rho \cdot g}{\mu} \quad [24]$$

avec  $Q$ : débit [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ]

$A$ : section de la fracture perpendiculaire au flux [ $m^2$ ]

$dh / dl$ : gradient de charge hydraulique [ ]

$e$ : ouverture moyenne des fractures [m].

$\mu$ : viscosité dynamique du fluide [ $kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ ].

$\rho$ : densité du fluide [ $kg \cdot m^{-3}$ ].

$g$ : accélération de la pesanteur [ $m \cdot s^{-2}$ ].

$D$ : distance interfracturale moyenne entre des fractures parallèles et régulièrement espacées [m].

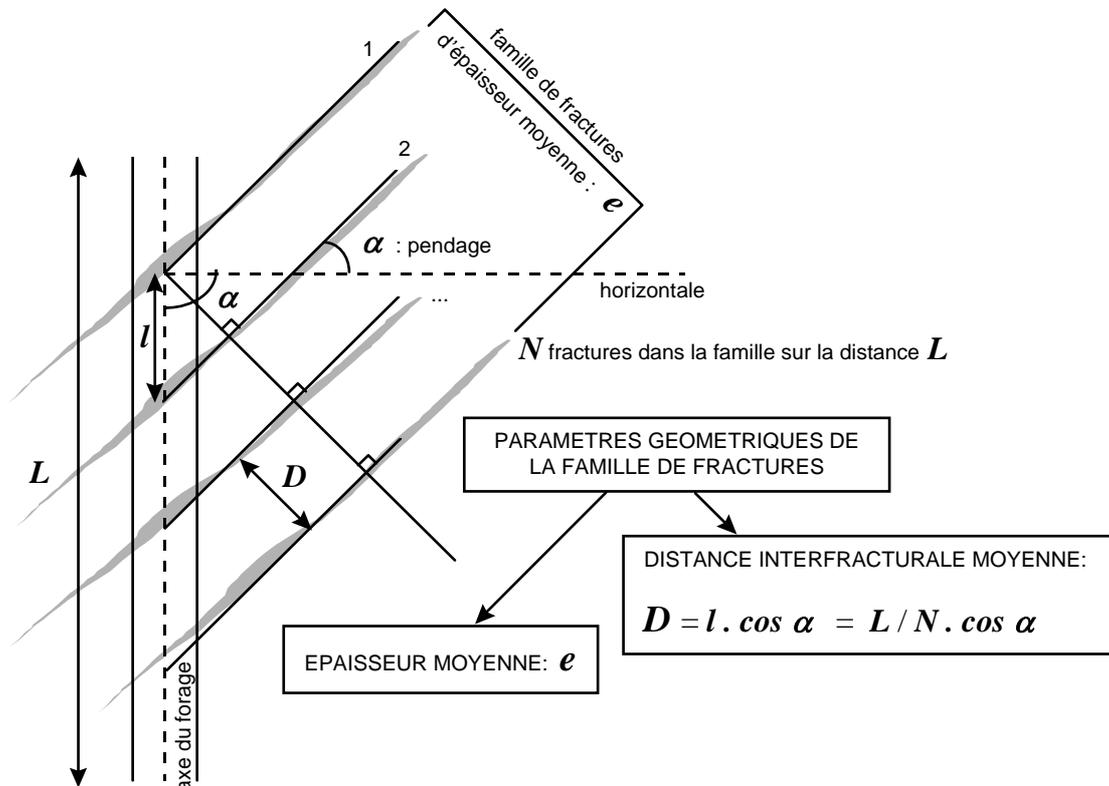


Figure 10: Quantification de la distance interfracturale caractérisant une famille de fractures recoupées par un forage. Les discontinuités sont repérées en orientation par leur azimuth et pendage. La distance  $l$  qui sépare les fractures dans le puits de forage permet de calculer  $D$  la distance interfracturale réelle (perpendiculaire aux épontes) pour chaque paire de fractures. Une moyenne de ces distances est ensuite calculée.

Ce calcul concerne une perméabilité développée par un réseau de fractures (perméabilité majeure), d'orientation commune. Elles sont caractérisées par leurs paramètres géométriques: ouverture (e), distance interfracturale (D) (Figure 10).

Parsons (1966), par la suite, propose d'appliquer la loi de Darcy (milieu poreux) en complément des calculs précédents de perméabilité de fractures. Il décrit les écoulements dans le milieu double - porosité par les équations [25] et [26].

$$K_{FM} = K_M + \frac{e^3 \cdot \cos^2 \beta}{12 \cdot D} \quad [25]$$

$$K_F = \frac{e^2}{12} \cdot \frac{\rho \cdot g}{\mu} \quad [26]$$

avec  $K_{FM}$ : perméabilité du réseau de fractures parallèles [ $m^2$ ].

$K_M$ : perméabilité de la matrice rocheuse (Darcy) [ $m^2$ ].

$K_F$ : perméabilité développée par une fracture [ $m^2$ ].

$\beta$ : angle entre la direction du gradient de pression et les plans de fractures.

Ces relations peuvent être ensuite généralisées à un réseau de fractures plus complexe, constitué de plusieurs familles de fractures (1,2, ..., N):

$$K_{FM} = K_M + \frac{e_1^3 \cdot \cos \beta_1}{12 \cdot D_1} + \frac{e_2^3 \cdot \cos \beta_2}{12 \cdot D_2} + \dots + \frac{e_N^3 \cdot \cos \beta_N}{12 \cdot D_N} \quad [27]$$

$$K_F = \frac{e^2}{12} \cdot \frac{\rho \cdot g}{\mu} \quad [28]$$

Ce type de modélisation est intéressant car il combine les deux types de porosité. Il ne tient cependant pas compte de l'influence des différentes familles de fractures les unes sur les autres: aucune connexion entre fractures n'est encore envisagée.

Deux approches (Figure 11) peuvent être distinguées à la suite de ces modèles: le **milieu est continu** (homogénéité des propriétés physiques) ou le milieu est **discontinu** (hétérogénéité des propriétés physiques).

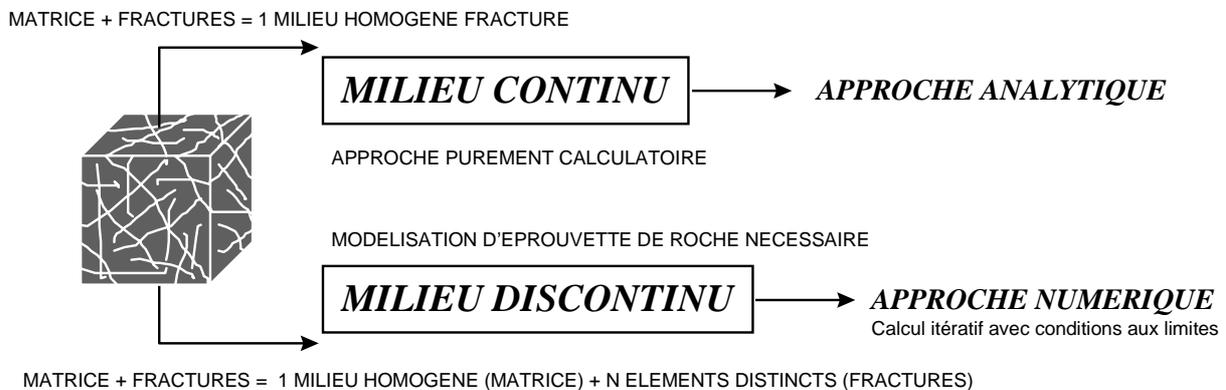


Figure 11: Présentation schématique des deux approches généralement utilisées pour modéliser les milieux à perméabilité de fractures.

## 2. 3. Approche milieu continu.

Le calcul des propriétés hydrauliques équivalentes d'un milieu continu fracturé a été proposé entre autres, par Snow (1969), Oda (1986), Ababou (1991) et Vuillod (1995). La première approche repose sur deux hypothèses:

- la loi d'écoulement de Poiseuille est utilisée comme une approximation de l'équation générale de Navier-Stokes à l'échelle d'une fracture individuelle.
- le gradient de pression effectif sur chaque fracture est égal au gradient de pression global et est supposé constant dans tout le massif (méthode d'homogénéisation).

Les paramètres géométriques des fractures (Figure 12) permettent de déterminer la valeur de la conductivité "directionnelle" équivalente  $K_m$  d'une famille de fractures  $m$  de **longueur supposée infinie** (perméabilité maximale):

$$K_m = \frac{g}{12 \cdot \nu} \cdot \frac{e_m^3}{D_m} \quad [29]$$

$$\text{avec } D_m = \frac{1}{N_m} \cdot \sum_{k=1}^{N_m} D_{m,k} \quad [30] \quad \text{et} \quad e_m = \left( \frac{1}{N_m} \cdot \sum_{k=1}^{N_m} e_{m,k}^3 \right)^{1/3} \quad [31]$$

$g$ : accélération de la pesanteur [ $m \cdot s^{-2}$ ].

$\nu$ : viscosité cinématique du fluide [ $m^2 \cdot s^{-1}$ ].

$e_m$ : épaisseur moyenne de la famille de fractures  $m$  [ $m$ ].

$e_{m,k}$ : épaisseur de la  $k^{\text{ième}}$  fracture appartenant à la famille  $m$  [ $m$ ].

$D_m$ : espacement fractural moyen de la famille  $m$  [ $m$ ].

$D_{m,k}$ : espacement entre les fractures  $k-1$  et  $k+1$  de la famille  $m$  [ $m$ ].

$N_m$ : nombre de fractures de la famille  $m$ .

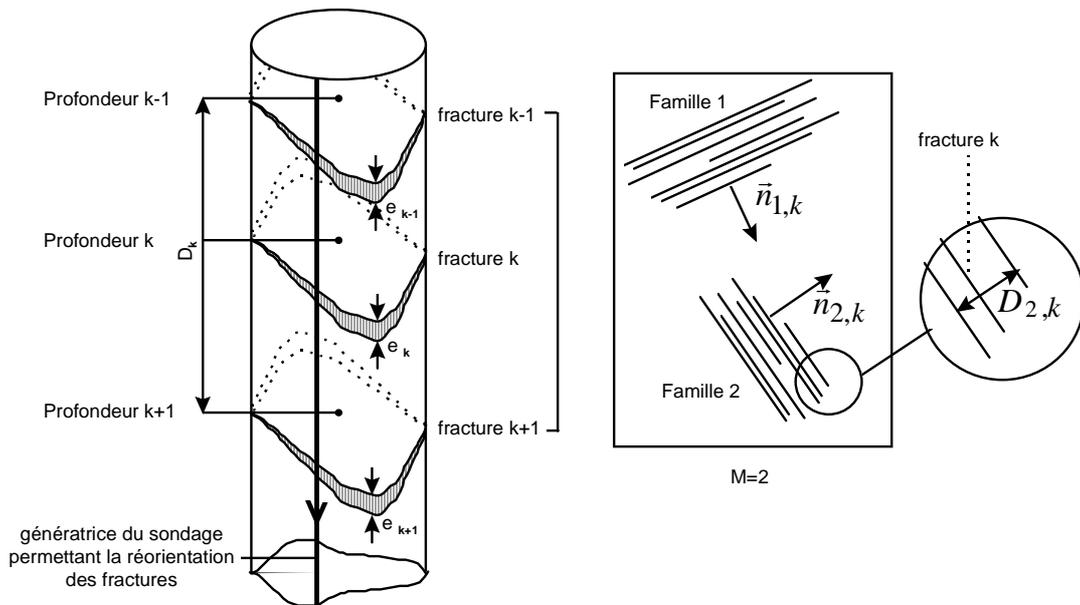


Figure 12: Données pratiquement disponibles sur carottes et paramètres géométriques d'une famille de fractures nécessaires au calcul de la conductivité hydraulique équivalente (d'après Vuillod, 1995).  $S_k$  représente l'espacement moyen entre deux fractures ( $k-1$  et  $k+1$ ) appartenant à la famille  $m$ . Deux systèmes de fractures ( $M=2$ ) sont représentés et caractérisés par leur normale.

Le tenseur de perméabilité qui représente l'hétérogénéité du milieu, peut alors être écrit sous la forme:

$$\hat{K}_{ij} = \sum_{m=1}^M K_m \cdot \{\delta_{ij} - n_{i,m} \cdot n_{j,m}\} \quad [32]$$

avec  $\delta_{ij}$ : symbole de Kronecker  $\left( \begin{array}{l} i = j \Rightarrow \delta_{ij} = 1 \\ i \neq j \Rightarrow \delta_{ij} = 0 \end{array} \right)$

$n_{i,m}$  et  $n_{j,m}$ : les coordonnées des normales de la famille de fractures  $m$ .

Cette approche permet d'estimer un tenseur de perméabilité à partir de données pratiquement disponibles sur le terrain. Par contre, l'hypothèse de fractures d'extension infinie, conduit à une surestimation des valeurs de perméabilité si on les compare à celles déterminées par essais de puits (réelle homogénéisation du milieu) (Massonat et Manisse, 1994).

## 2. 4. Approche milieu discontinu.

De nombreux codes proposent une approche milieu discontinu (Lin, 1994, par exemple). Une a été développée entre autres, à l'Ecole des Mines de Nancy par l'intermédiaire du code UDEC (*Universal Distinct Element Code*) qui permet la simulation des milieux discontinus en 2D.

Ce code utilise la méthode des éléments distincts. Celle-ci procède de la même manière que les autres types de calculs à composantes temporelles (volumes finis, différences finies, éléments finis), c'est à dire une résolution locale (pas à pas et concernant un élément et ses proches voisins) d'équations indépendantes.

Le massif rocheux fracturé est modélisé par un assemblage de blocs (éléments de base) qui interagissent entre eux par le biais des discontinuités (Figure 13). Chacun des éléments est considéré comme un milieu continu. Les blocs sont imperméables. Les joints, totalement saturés, sont représentés par deux plans parallèles et lisses dans lesquels le fluide s'écoule laminairement. La loi cubique est alors appliquée à chaque contact entre blocs sous la forme:

$$Q = -k_j \cdot e^3 \cdot \frac{\Delta P}{l} \quad [33]$$

avec  $Q$ : débit [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ].

$e$ : ouverture hydraulique du contact [ $m$ ].

$l$ : longueur de contact [ $m$ ].

$k_j$ : facteur de perméabilité du joint,  $k_j = (1/12) \cdot \mu$

$\mu$ : viscosité du fluide [ $N \cdot s \cdot m^{-2}$ ]

$\Delta P$ : différence de pression entre deux domaines qui est exprimée par  $\Delta P = P_2 - P_1$  [ $Pa$ ], en l'absence de gravité et sinon  $\Delta P = P_2 - P_1 - \rho g (Y_2 - Y_1)$  [ $Pa$ ].

Avec  $Y_2, Y_1$ : coordonnées des centres de deux domaines adjacents [ $m$ ].

$\rho$ : densité du fluide [ $kg \cdot m^{-3}$ ].

$g$ : accélération de la pesanteur [ $m^2 \cdot s^{-1}$ ].

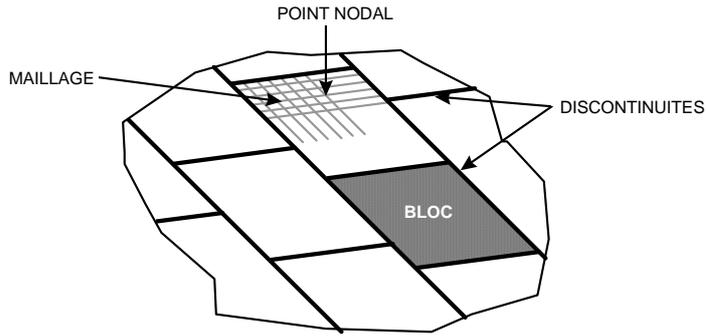


Figure 13: Principe de l'approche milieu discontinu, utilisée par le code UDEC. Le massif rocheux est modélisé par un ensemble de blocs homogènes séparés par la fracturation. Chaque bloc constitue un milieu continu dont les propriétés hydrauliques et mécaniques sont modélisées par l'intermédiaire d'un maillage bidimensionnel. Les blocs interagissent entre eux par le biais des discontinuités.

La modélisation est réalisée pour des éprouvettes de roche de taille finie et réduite. Les conditions de pressions (Figure 14), sont imposées aux frontières du domaine modélisé. Chaque discontinuité présente est sujette à un calcul hydraulique mené en régime permanent, en boucle, jusqu'à ce que l'équilibre du modèle en pression soit atteint.

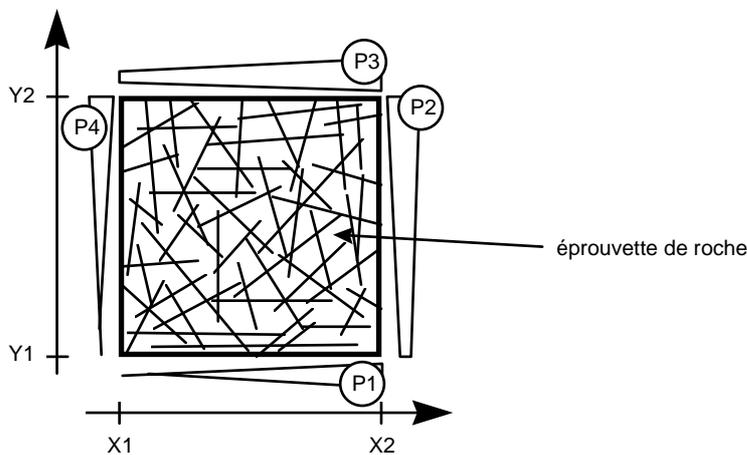


Figure 14: Présentation schématique des chargements en pression ( $P_i$ ) des éprouvettes ( $5m*5m$ ) pour le calcul du tenseur de perméabilité (Code UDEC, Vuillod, 1995)

## 2. 5. Conclusion.

Les travaux de Snow (1969), Oda (1986), Ababou (1991) et Vuillod (1995), permettent de dégager l'importance réelle et effective de la fracturation sur le comportement hydraulique d'un massif rocheux. La méthode d'homogénéisation est préconisée lors de l'étude de massifs rocheux de grande taille et fortement fracturés. Par contre, toute approche discontinue sera utilisée pour réaliser des "zooms" à l'intérieur de ce même massif. En effet, la mise en oeuvre des codes de calcul "milieu discontinu" pose des problèmes de complexité et temps de calculs. Leur utilisation nécessite donc généralement des simplifications par rapport aux études de terrain. Le choix d'un réseau de fractures référence pour les modèles est alors délicat et peut se révéler très différent en fonction des hypothèses posées, le problème majeur étant la l'identification des drains réellement efficaces dans les écoulements.

### 3. MODELES STATISTIQUES.

Là où les modèles géométriques insistent sur le paramètre ouverture des fractures (loi cubique), les modèles statistiques font intervenir le paramètre rayon ou extension des fractures et la notion d'imbrication donc de connexion des fractures entre elles.

#### 3.1. Génération d'analogues: réseaux de fractures artificiels.

La génération aléatoire de réseaux a pour objectif de produire une ou plusieurs "réalisations" graphiques ou numériques de fractures équivalentes, i.e. dont les propriétés hydrauliques respectent celles des fractures réelles (Priest, 1993). Ces modèles sont nécessaires quand l'acquisition de données concernant la fracturation est impossible ou non transposable de 2D en 3D, par exemple.

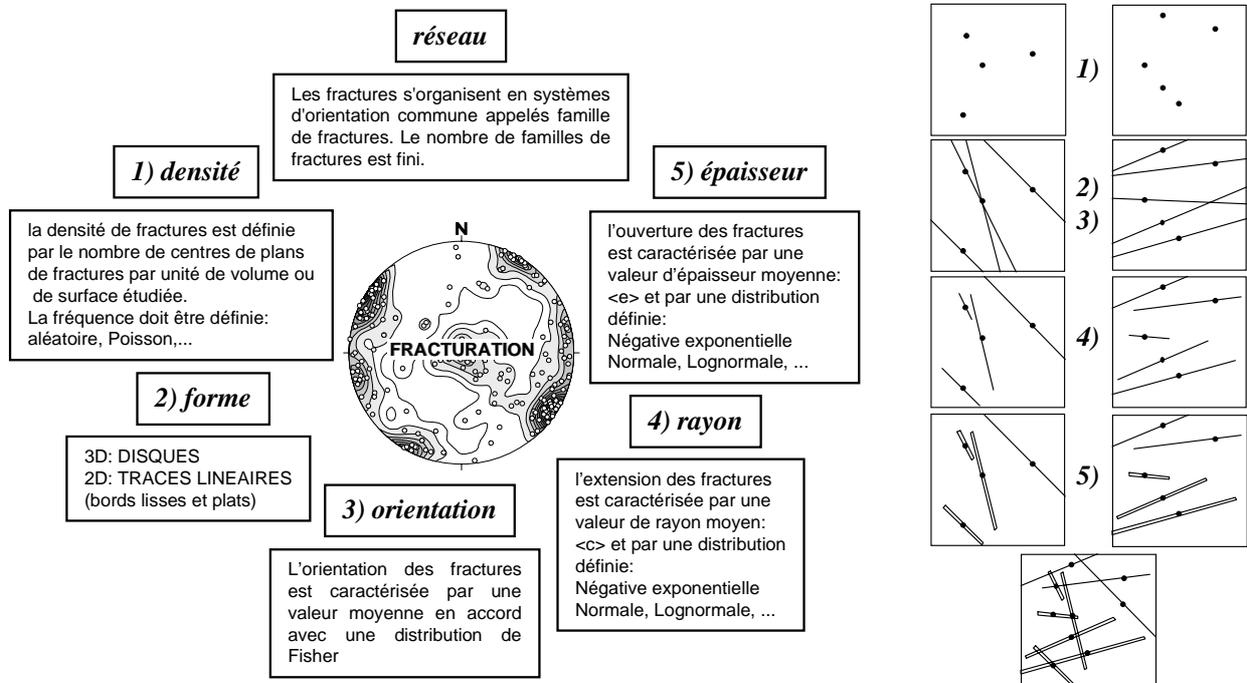
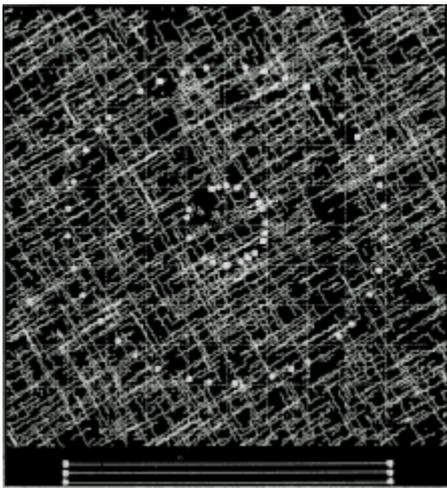


Figure 15: Paramètres géométriques des réseaux de fractures utilisés pour construire des réseaux modèles. Les propriétés des fractures permettent de contrôler les étapes de la génération des réseaux.

Ces modélisations sont basées sur la caractérisation des propriétés géométriques des fractures (Figure 15). Elles sont définies par des distributions statistiques simples, basées sur la connaissance d'un ou plusieurs paramètres (densité, forme, orientation, extension, ouverture). Des algorithmes de calcul (modèles stochastiques) génèrent une à une, les fractures de chaque système en vérifiant à chaque incrément de la reconstitution, que les orientations sont bien distribuées suivant une loi de Fisher par exemple, et que la densité moyenne des fractures n'est pas dépassée, etc.

Hudson et Lapointe (1980), Long (1983) et Priest et Samaniego (1983) sont des précurseurs dans le fait d'intégrer aux modèles, dans ce type d'approche, une représentation de l'orientation et de la taille des fractures.

Hudson et La Pointe (1980), par exemple, génèrent un réseau 2D de fractures qu'ils transposent ensuite sur un circuit imprimé. Chaque "ligne - fracture" se comporte comme un élément conducteur. La circulation d'un courant dans le circuit électrique ainsi réalisé est analogue à la circulation d'un fluide à travers un réseau de discontinuités plus ou moins connectées (Figure 16). Dans ce cas particulier, une perméabilité peut être estimée.



*Figure 16: Circuit imprimé correspondant à deux systèmes de joints orthogonaux. Sa réalisation permet d'étudier le degré de connexion des deux systèmes et d'individualiser les chemins de conduction préférentiels (Hudson et Lapointe, 1980).*

Les modèles de génération 3D apparaissent ensuite avec les travaux de Long et al. (1985), Long et Whitterspoon (1985) ou Cacas (1989).

Une autre possibilité de reconstitution des réseaux de fractures naturelles utilise une approche fractale de la distribution des fractures aux différentes échelles (Chilès, 1988).

Ces méthodes statistiques soulèvent plusieurs problèmes tels que la non prise en compte des interactions entre fractures, ou avec d'autres objets géologiques, la lithologie, etc. Elles constituent cependant, une étape indispensable pour modéliser les réseaux de fractures (Massonat et Manisse, 1994). Ces réseaux reconstitués, l'étude de la connexité des fractures peut être envisagée.

### **3.2. Analyse de la connexité d'un réseau de fractures.**

La description géométrique d'un massif rocheux fracturé doit nécessiter au préalable, une étude de la connexité des fractures. Deux aspects géométriques entrent en compte: la géométrie des fractures et leur imbrication.

Chaque fracture du réseau est caractérisée par 3 paramètres géométriques principaux:

- sa localisation dans le massif (coordonnées XYZ de son centre).
- son orientation ou orientation de la normale au plan de fracture (azimut et pendage).
- son ouverture hydraulique  $e$  et son extension  $c$ .

Les modèles géométriques précédents, étaient basés sur des techniques d'homogénéisation et sur l'hypothèse d'une connexion idéale entre fractures. Vuillod (1995), propose par la suite, une analyse préalable de la connexité d'un réseau pour en déduire son niveau d'homogénéité.

La détermination des **points d'intersections** entre les plans de fractures devient l'élément primordial de ce type d'étude (Billaux, 1990). L'écoulement des fluides est réalisé entre deux points d'intersections des plans de fractures. Long et al. (1989) proposent d'assimiler le réseau de "fractures" utile (cas tridimensionnel), à un réseau bidimensionnel de tubes intersections. Ce modèle se base sur la chenalisation des fluides à ces intersections où le maximum de conductance est obtenu. Ces tubes joueront un rôle plus ou moins important dans la connexion du système, en fonction de leur longueur et de leur ouverture.

### **3.3. Théorie de la Percolation.**

La Théorie de la Percolation (Broadbent et Hammersley, 1957; Stauffer, 1985) est un moyen approprié pour résoudre les problèmes de connexion et de flux dans un milieu hétérogène. Les propriétés physiques (perméabilité, propriétés élastiques, ...) sont représentées par des réseaux réguliers de "sites" ou de "liaisons" qui sont occupés ou non. Chaque site (ou liaison) représente la propriété physique étudiée et est caractérisé par une probabilité d'occupation  $p$ . Un "amas" est défini si plusieurs sites voisins sont occupés. Ces modes de représentation du milieu fracturé permettent le calcul d'une probabilité critique de percolation (**seuil de percolation -  $p_c$** ): existence d'un amas infini par lequel les écoulements seront possibles (Figures 18 et 20).

Deux types de topologie de réseaux sont couramment utilisés:

- les réseaux polygonaux (mailles carrées, triangulaires hexagonales,...) qui permettent une résolution par simulation numérique des calculs. Blanc et al. (1980), par exemple, considèrent un réseau carré caractérisé par différentes probabilités de liaisons, horizontales et verticales.
- les réseaux type réseau de Bethe (ou arbre de Cayley) (Figure 17). Ils sont définis par la génération itérative et progressive (pas de retour en arrière possible, pas de boucles) de séries de quatre branchements (sites) à partir d'une origine fixe (Figure 17). Ce système fréquemment utilisé, permet un calcul direct qui ne nécessite pas de simulation numérique

mais implique des hypothèses importantes (un seul chemin possible entre chaque site, indépendance des chemins d'écoulement). Turban (1979) utilise par exemple, ce réseau de Bethe sans discriminer les différents sites.

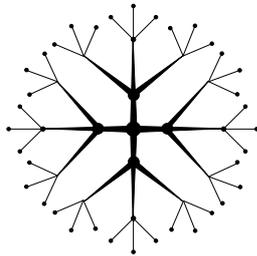


Figure 17: Exemple de réseau de coordinnence  $Z=4$ .  
Réseau de Bethe.

Pour des réseaux réguliers en deux dimensions  $p_c$  peut être définie comme suit:

$$p_c = \frac{1}{Z-1} \quad [34]$$

où  $Z$  correspond à la coordinnence des réseaux (exemple  $Z=4$ , Figure 17).

La perméabilité de ces réseaux est directement fonction de la valeur de  $p$ . Orbach (1986) propose pour une percolation de liaison et au voisinage du seuil de percolation:

$$\frac{K}{K_{p=1}} \propto (p - p_c)^t \quad [35]$$

où  $K_{p=1}$  est la perméabilité pour une probabilité d'occupation maximale ( $p=1$ ) (Figure 18) et  $t$  une constante indépendante du type de réseau comprise entre 1,1 et 1,3 (Long et al., 1991).

LONG

Figure 18: Exemples de réseaux percolants. Les réseaux (a) à (d) sont construits à partir de maillages réguliers (coordinnence  $Z$  entier). Ils correspondent aux réseaux (sous chaque cas) générés aléatoirement (e) à (h) (coordinnence  $Z$  entier ou décimal). Les probabilités de percolation ( $P$ ) augmentent avec la densité et la longueur des éléments. (D'après Long et al., 1991).

Ces formulations (loi de puissance) décrivent trois comportements des réseaux percolants en fonction des valeurs prises par  $p$  (Figure 19):

- (1)  $p < p_c$ : la probabilité d'occupation est faible, les amas existent mais ne sont pas suffisamment connectés. La perméabilité du réseau est nulle (Figure 19-(1)).
- (2)  $p > p_c$ : la connexion des différents sites regroupés en amas devient critique. Pour  $p=p_c$  (seuil de percolation), un amas infini est créé. La perméabilité (probabilité de percolation  $P$ ) croît de façon exponentielle avec la probabilité d'occupation des sites  $p$  (Figure 19-(2)) puis se stabilise (*Théorie de la Percolation*).
- (3)  $p \gg p_c$ : La relation entre  $P$  et  $p$  devient linéaire. La connexion des sites est maximale ( $p=P=1$ ). Ce cas de figure idéal correspond aux modèles de *milieu équivalent* décrits précédemment.

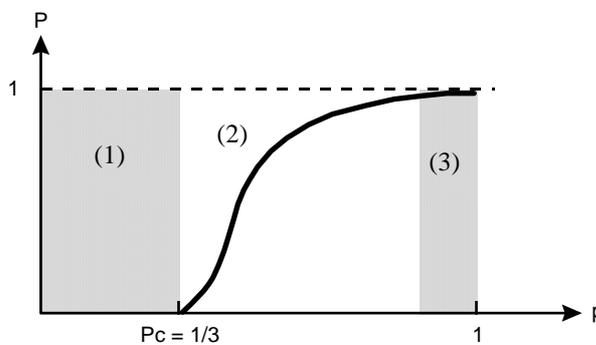


Figure 19: Probabilité de percolation  $P$  représentée en fonction de la probabilité d'occupation de site (ou de liaison)  $p$  dans le cas d'un réseau régulier de coordonnée  $Z=4$ . Le seuil de percolation est atteint pour  $p=p_c=1/3$  (équation 34). (Guéguen et Palciauskas, 1992, modifié)

La théorie de la percolation constitue donc un complément final des lois classiques de l'hydraulique. Elle permet l'introduction d'un paramètre de pondération permettant de tenir compte d'une connexion non idéale du réseau de fractures.

Cette théorie a été appliquée au milieu hétérogène où les fractures sont des objets finis qui sont classés en trois grands types (Figure 20) (Long et Whitherspoon, 1985):

- fractures isolées du réseau percolant.
- fractures en "dead end". Ces fractures sont connectées par une de leurs extrémités au réseau percolant mais ne participent pas aux écoulements.
- fractures faisant partie du réseau percolant.

La densité des fractures du système et leur extension sont les deux paramètres qui contrôlent la probabilité d'intersection des fractures entre elles et donc la création d'un chemin de percolation infini, c'est à dire la possibilité d'écoulement d'un fluide via le réseau de discontinuité d'un bord du modèle à l'autre.

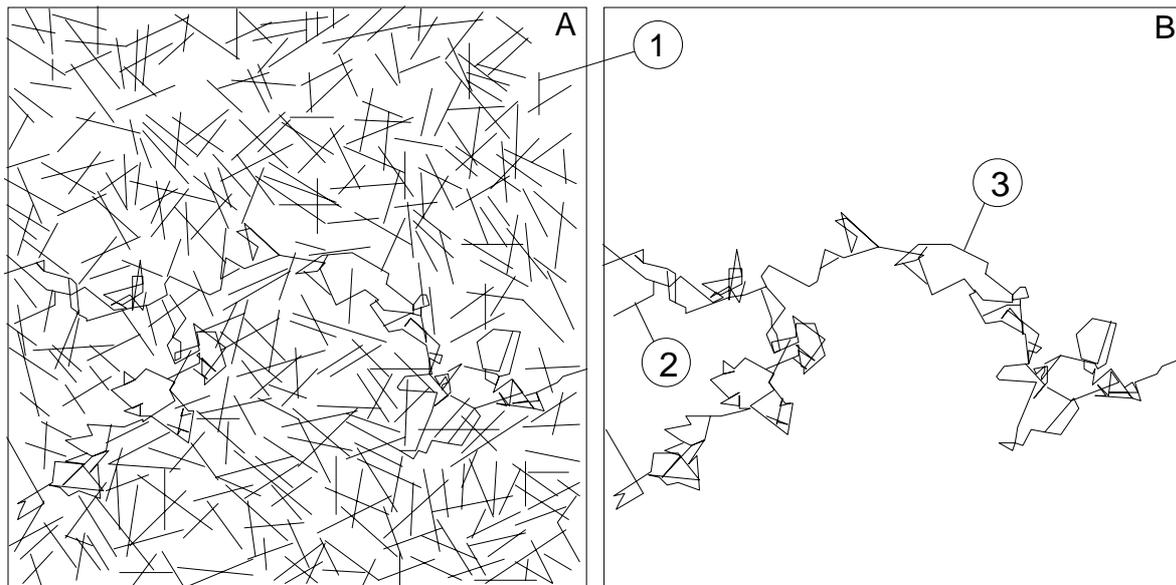


Figure 20: A: Réseau de fractures généré de façon aléatoire juste au dessus du seuil de percolation. B: Squelette ou partie connectée du réseau de fractures (d'après Balberg et al., 1991). 1) fractures isolées du réseau percolant 2) fractures en "dead end". Ces fractures sont connectées par une de leurs extrémités au réseau percolant mais ne participent pas aux écoulements. 3) fractures faisant partie du réseau percolant.

Le calcul de la probabilité d'intersection de deux fractures entre elles est rendu difficile au regard de la complexité des organisations des fractures à l'intérieur des réseaux.

Ces approches ne tiennent pas compte du rôle joué par les différentes familles de fractures lors de la percolation. Deux familles de discontinuités qui n'ont pas les mêmes caractéristiques géométriques (densités, ouvertures, rayons), vont produire des sites qu'il faudra distinguer. Bour et Davy (1997) montrent en effet, le rôle des distributions des longueurs de fractures sur le contrôle des écoulements. Le rôle des petites ou grandes fractures sera différent dans les processus de branchements et donc dans la percolation finale du système.

Canals et al. (1993), Ayt Ougougdal (1994), puis Canals et Ayt Ougougdal (1997) proposent une modélisation des branchements de fissures sous forme de multi - réseaux. Le réseau est défini par sa coordinence Z (réseau de Bethe - coordinence 4), mais permet de prendre en compte l'anisotropie structurale des familles de fractures. Cette approche multi - réseau est mieux adaptée aux modélisations de cas réels car elle permet de modéliser autant de types de sites que de systèmes de fractures et réserve autour de chaque site un nombre de places pour chaque famille quelle que soit sa densité. (Figure 21).

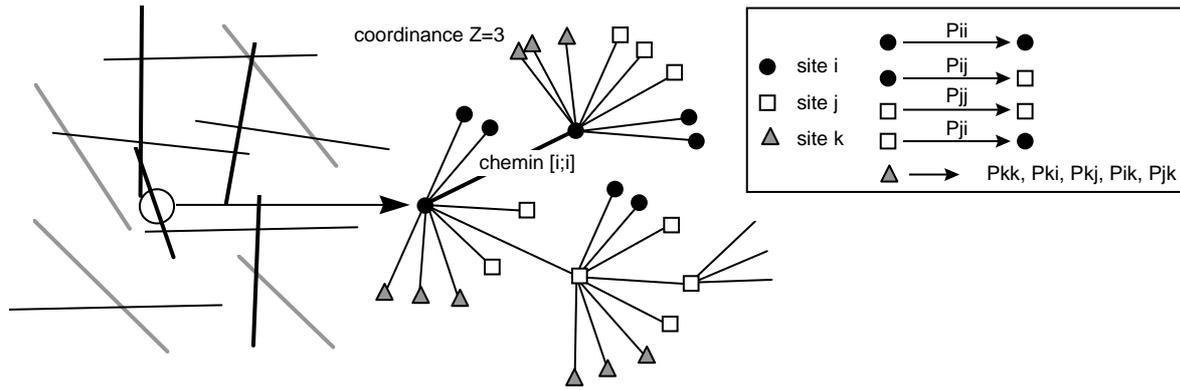


Figure 21: Schématisation du multi-réseau de Bethe (Canals et al., 1993). La distinction des familles de fissures (ici traits noirs, gris et traits noirs fins) est possible. Chaque famille est envisagée comme un réseau de Bethe, plus ou moins connecté (sites différents) aux autres réseaux voisins (approche multi-réseau).

L'expression du tenseur de perméabilité dépend du caractère isotrope ou anisotrope de la famille de fissures prise en compte. Son expression est donnée par les relations suivantes (Bourget, 1990, Le Ravalec, 1991):

$$\underline{\underline{K}} = \underline{\underline{P}}_f \cdot \underline{\underline{K}}_f \cdot \underline{\underline{W}}_f \quad [36]$$

$\underline{\underline{K}}_f$  : tenseur de perméabilité global.

$\underline{\underline{W}}_f$  : matrice de rotation dans la base associée au plan d'une famille de fissures  $f$ .

Si on suppose un écoulement de type Poiseuille dans des fractures totalement connectées, la perméabilité  $K_f$  d'une famille de fractures  $f$  dont les orientations peuvent être considérées comme isotrope, est définie par l'équation [37] (Guéguen et Dienes, 1989).

$$K_f = \frac{\varepsilon \cdot \pi^3 \cdot N_f \cdot c_f^2 \cdot e_f^3}{32} \quad [37]$$

Une famille de fractures qui développent des orientations similaires développe également une perméabilité directionnelle dont l'expression est donnée dans l'équation [38]:

$$K_f = \frac{\varepsilon \cdot \pi \cdot N_f \cdot c_f^2 \cdot e_f^3}{12} \quad [38]$$

$K_f$  : tenseur de perméabilité caractéristique de la famille de fissures  $f$ .

$e_f$  : épaisseur des fissures  $f$ .

$N_f$  : densité de fissures  $f$ .

$c_f$  : rayon des fissures  $f$ .

$\varepsilon$  : écart avec les conditions réelles d'application de la loi de Poiseuille ( $\varepsilon = 0,5$ ).

Ces formulations sont ensuite pondérées par un facteur  $f$  représentant la fraction de fissures connectées ou fraction de fissures participant réellement aux écoulements. Ce facteur peut être

déterminé pour chaque système de fractures impliqué dans les écoulements par résolution des calculs de probabilité de connexion.

Pour cela deux hypothèses doivent être fixées:

- les fissures possèdent un rayon fini et sont modélisées par des disques (Figure 22) de rayon  $c$  et d'épaisseur  $e$ .
- les centres de fissures sont répartis conformément à une loi de Poisson.

Canals et Ayt Ougougdal (1997) étudient le cas où  $N$  sites ( $N$  familles de fissures) définissent le réseau. Un site  $i$  a alors  $Z_{ij}$  possibilités de connexion avec un site voisin  $j$ . Le branchement des différents sites est donc réalisé par un réseau de coordinnence  $Z_{ij}$  (avec l'hypothèse qu'une boucle est impossible c'est à dire que chaque site défini est un nouveau site). La première étape du calcul permet de déterminer le nombre moyen d'intersections:  $N_{ij}$  entre les fissures  $i$  et  $j$ . Elle nécessite la définition d'un volume exclus (De Gennes, 1976)  $V_{ij}$  dans lequel le centre d'une fissure  $j$  doit se trouver pour intersecter une fissure  $i$ . Ce volume est obtenu par la détermination de la probabilité  $q_{ij}$  qu'une fissure de type  $i$  n'intersecte pas une fissure de type  $j$  (probabilité d'isolement).

Les valeurs des fractions de fissures réellement percolées peuvent donc être ainsi calculées ( $P_{ij}$ , cf. Figure 21). Ces dernières sont très importantes puisqu'elles déterminent un pourcentage de participation à l'écoulement.

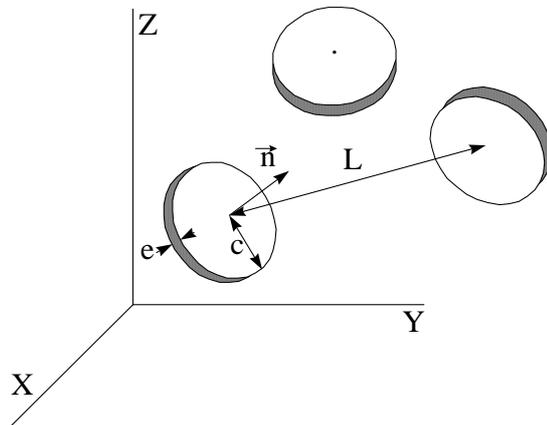


Figure 22: Modèle classique des "disques". Une fissure est modélisée par un disque dont le rayon  $c$  et l'épaisseur  $e$  sont égaux à l'extension et l'ouverture réellement observées. (Guéguen et Palciauskas, 1992).

Un tenseur de perméabilité final, caractérisé dans sa base propre par trois composantes principales, est calculé. Les trois composantes sont orientées dans un référentiel géographique XYZ (axe  $Y \rightarrow$  Nord, axe  $X \rightarrow$  Est et axe  $Z \rightarrow$  verticale, direction ascendante). Les valeurs de perméabilité obtenues sont généralement maximales. Elles correspondent à la somme de perméabilités instantanées (Ayt Ougougdal, 1994) produites par des familles de fissures supposées simultanément ouvertes à un instant  $t$ .

Ces travaux ont été finalisés par le développement d'un code de calcul (programme PERMEA, Canals et Ayt Ougougdal, 1997). Il permet la détermination d'un tenseur de perméabilité caractéristique d'un réseau fissural complexe et anisotrope.

#### **4. CONCLUSION.**

La perméabilité fissurale représente un sujet de recherche complexe qui peut être appréhendé avec de nombreuses approches et à différents niveaux de complexité. Tous les modèles présentés dans ce chapitre nécessitent au préalable, des hypothèses ou approximations qui sont plus ou moins réalistes au regard des données de terrain et du contexte géologique de l'étude.

La quantification des perméabilités fissurales nécessite initialement une étude de terrain complète. Chaque échelle d'étude permet la détermination plus ou moins précise des paramètres géométriques de la fracturation. La nature des paramètres qui peuvent être déterminés, fixe de cette façon, le type de modèle utilisé.

Les chapitres suivants présentent deux applications des calculs de perméabilité fissurale, à deux échelles différentes, et qui ont donc nécessité deux approches différentes.

## **Chapitre II:**

---

***Applications: quantification des  
paléoperméabilités fissurales.***



# 1. INTRODUCTION.

Les écoulements fluides sont à l'origine des phénomènes d'altération, de la présence de ressources minérales et énergétiques, d'activités thermiques (géothermie) et contribuent fortement aux phénomènes de dissolution - cristallisation lors des phases de transferts d'éléments dans les roches. Ces écoulements peuvent être actuels ou fossiles.

La quantification des écoulements fluides actuels peut être réalisée par des méthodes directes (essai d'injection en puits de forage, perméamétrie sur échantillon, ...) et complétée par des calculs de perméabilité tenant compte des paramètres géométriques des réseaux poreux et (ou) fissurés.

Pour les systèmes fossiles, seules des approches indirectes peuvent être utilisées. Elles sont basées sur les témoins des paléomigrations fluides (remplissages minéraux des réseaux de fractures, microfissures et plans d'inclusions fluides) (Lespinasse et Pêcher, 1986; Pêcher et al., 1985). Cependant, la quantification de ces paléoécoulements fluides est rendue complexe par la superposition en un même lieu de plusieurs circulations de fluides et par la connaissance incomplète des systèmes de fractures ouverts à chaque époque.

Il s'avère cependant nécessaire de pouvoir les reconstituer pour mieux comprendre la formation et l'évolution avec le temps des occurrences minéralisées ou des systèmes géothermiques.

Dans ce chapitre, les perméabilités de fractures sont quantifiées à l'aide de deux approches. Les applications numériques sont réalisées à partir de données provenant du site géothermique de Soultz-sous-Forêts (Bas Rhin, France).

- A Soultz, les cheminements de fluides à échelle macroscopique, ont été décrits et interprétés par l'analyse conjointe de la géométrie du milieu fissuré et des remplissages de fractures. Cette étude a été initiée fin 1995 dans le cadre d'une étude pluridisciplinaire (DBT-INSU-CNRS Fluides dans la croûte, n°96) concernant les circulations de fluides de bassins et leurs conséquences sur les interactions fluide - roche et les modélisations des mécanismes couplés (projet géothermie Roche Chaude Sèche). Ce travail résulte d'une collaboration entre l'Université Henri Poincaré-Nancy 1, le BRGM et la société SOCOMINE (Soultz-sous-Forêts).
- Cette approche macroscopique est couplée à une étude plus fine, à échelle microscopique, où les circulations de fluides peuvent s'effectuer par le biais de la microfissuration de la roche.

L'existence de plusieurs échelles de percolation de fluides est à l'origine de la complexité des phénomènes d'altération présents dans le granite de Soultz.

## **2. ANALYSE D'UNE PERCOLATION FOSSILE A ECHELLE MACROSCOPIQUE.**

Les fractures sont les témoins de l'histoire tectonique enregistrée par la roche depuis sa mise en place. Elles s'organisent en réseaux plus ou moins ouverts et connectés au cours des temps géologiques et indiquent donc des systèmes de paléoperméabilités variables. La quantification des perméabilités développées par un massif rocheux fracturé est nécessaire pour comprendre les mécanismes de circulations des fluides actuels ou fossiles et les altérations qui en résultent. Différentes approches sont possibles (cf. chapitre I). Elles sont cependant toutes dépendantes de la nature et de la qualité des données de terrain disponibles.

L'étude de la perméabilité de fractures à partir des informations fournies par un forage pose généralement un problème d'extrapolation des données à la troisième dimension. La vision du développement et de l'extension des fractures est en effet limitée à la proximité immédiate du forage, interdisant la reconstitution 3D des réseaux de discontinuités. Dans ce cas, la notion de connexité entre fractures proposée par les approches statistiques de calcul des perméabilités est donc exclue. La modélisation du comportement hydraulique de ces fractures passe par conséquent par la caractérisation des propriétés d'écoulement globales d'un "milieu équivalent". Le massif rocheux fracturé est représenté par un milieu imperméable, recoupé par des discontinuités planaires d'extension infinie (Snow, 1969). Envisager une fracture comme un objet planaire infini permet de quantifier une perméabilité locale directement fonction de l'ouverture libre de la fracture, donc un volume efficace dans lequel pourront circuler les fluides.

Les circulations de fluides dans les fractures impliquent des interactions fluide - roche (dissolution cristallisation) plus ou moins intenses en fonction de la nature des fluides, des conditions physico-chimiques, et des taux de renouvellement des fluides donc des perméabilités. Les minéraux présents dans les fractures (colmatage) en sont les principaux témoins. La géométrie des fractures et la nature des phases secondaires présentes entre leurs épontes sont par conséquent liées. La connaissance de ces paramètres permet de décrire et quantifier les percolations fossiles.

Dans ce travail est proposée une méthodologie d'étude des données de forage. A partir des informations géométriques (épaisseur, orientations des fractures) et géochimiques (nature des minéraux de colmatage des fractures), plusieurs approches graphiques et statistiques ont permis d'identifier les différentes phases de percolations de fluide et leur importance dans le granite de Soultz-sous-Forêts. Les résultats obtenus ont fait l'objet de deux publications: Sausse et al. (1998a), Sausse et al. (1998b), Annexes 2 et 3). Cette partie en propose le développement.

## 2.1. L'échangeur géothermique de Soultz-sous-Forêts.

### 2.1.1. Contexte géologique.

L'échangeur géothermique de Soultz-sous-Forêts constitue l'un des sites expérimentaux de géothermie profonde en milieu granitique fracturé (Géothermie "Roche Chaude Sèche").

Ce projet s'appuie sur l'existence d'une anomalie thermique dans cette région (110°C à 1000 m de profondeur; Gérard et al., 1984), trois fois supérieure à l'anomalie thermique moyenne dans un bassin sédimentaire comme le Bassin de Paris (Figure 23).

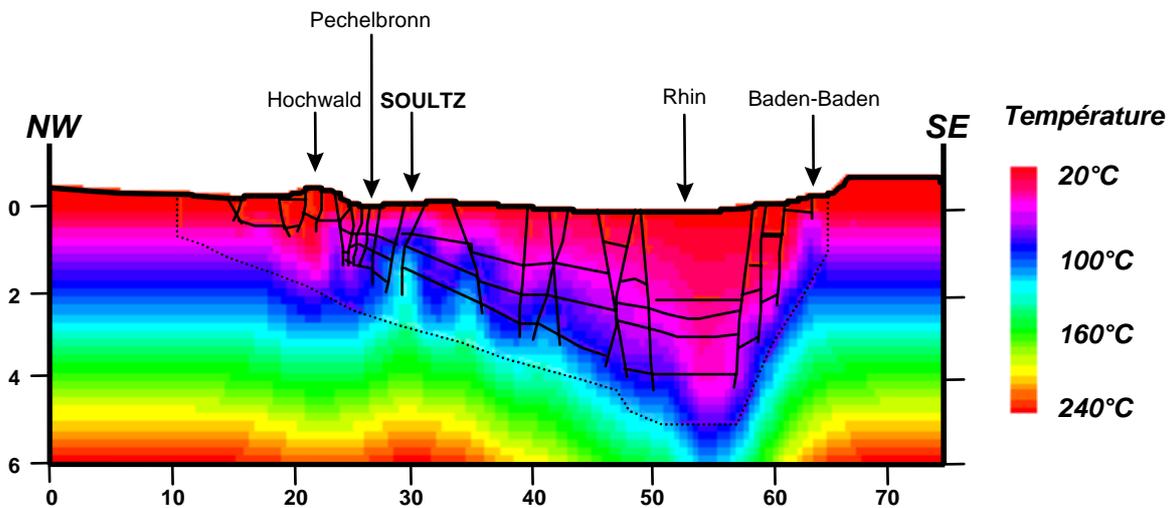


Figure 23: Champ de température actuel observé dans le fossé rhénan (d'après Le Carlier de Veslud et al., 1994). Une anomalie thermique est centrée sur Soultz (gradient de température de 105°C/km au niveau de Pechelbronn).

Cette anomalie, orientée parallèlement à l'axe du Fossé Rhénan est centrée sur une structure tectonique intra - graben (faisceaux de failles antithétiques à regard NW), représentée par les accidents de Soultz et de Kutzenhausen (Dezayes, 1995). Ils constituent la bordure occidentale du "Horst" de Soultz (Figure 24).

Trois forages ont été réalisés (Figure 25), GPK1 (3580 m) et GPK2 (3883 m) qui correspondent au doublet géothermique et un forage témoin EPS1 (2230 m) carotté sur toute sa longueur. Ce forage de référence (EPS1) a permis le développement de cette étude. Il recoupe le toit du granite de Soultz à - 1417 m et s'arrête à - 2230 m. Une banque de données a été élaborée (Genter et Traineau, 1992 et 1996) à partir des études sur carottes. 3000 fractures sont définies par leur nature, orientation, épaisseur, et leur colmatage (nature des minéraux présents entre leurs épontes). Ces données très

complètes constituent une réelle opportunité pour réaliser, en continu sur 810 m, une description du granite tant au niveau pétrographique que structural.

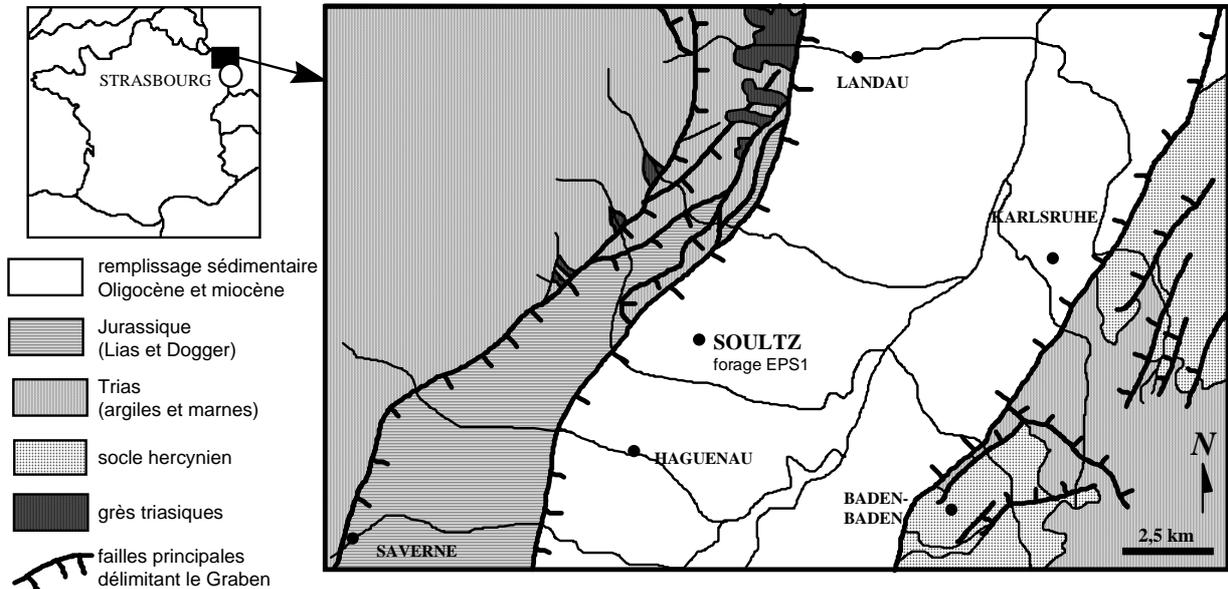


Figure 24: Carte géologique et structurale schématique du Graben rhénan dans la région de Sultz-sous-Forêts (bordure Ouest). D'après Dubois et al. (1996).

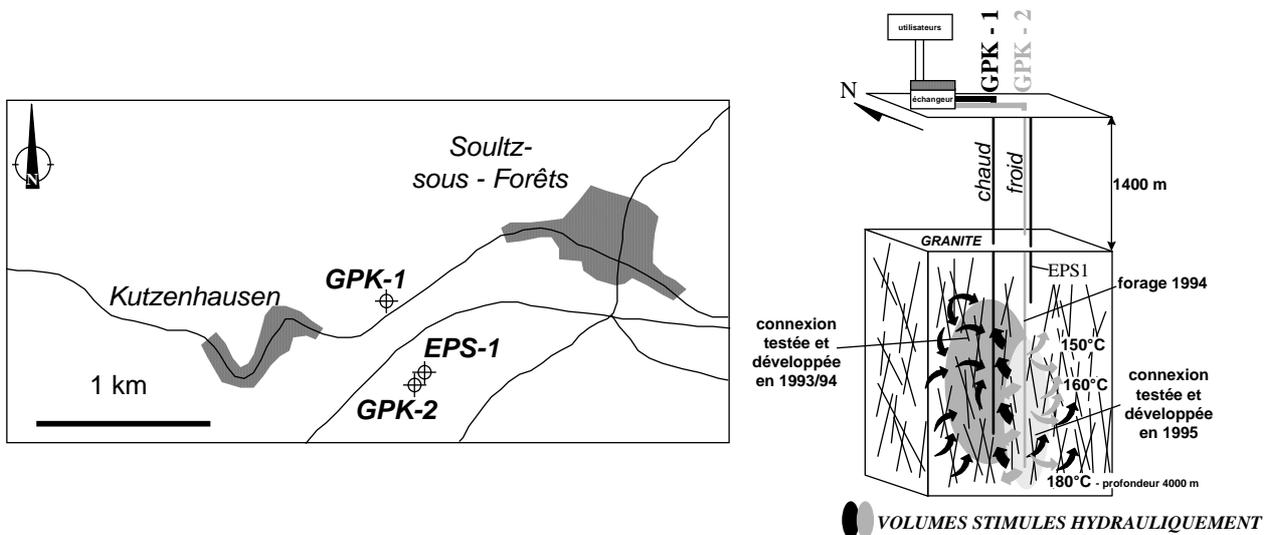


Figure 25: Représentation schématique des zones réservoirs développées au niveau du doublet géothermique GPK1-GPK2. La circulation des fluides est réalisée à grande profondeur par perméabilité de fractures. (D'après document SOCOMINE).

Le granite rencontré est un granite porphyroïque daté à  $340 \pm 10$  Ma (Viséen) par Kölher (1989). Il est constitué de quartz, de plagioclases, d'abondants mégacristaux d'orthose, de biotite, de hornblende et de minéraux accessoires (apatite, titanite, magnétite; Genter 1989).

### 2.1.2. Les migrations fluides.

Le granite de Soultz a été percolé à plusieurs reprises au cours de son histoire par des fluides (Genter, 1989; Ledéseret et al., 1993). Trois événements hydrothermaux majeurs ont été repérés (Tableau 2), les deux premiers affectant l'ensemble du granite.

CHRONOLOGIE	TRANSFORMATIONS MINÉRALES
Episode actuel	Circulations actuelles T=137°C
(3) Troisième épisode hydrothermal observé au toit du granite (peu marqué)	Hématite Barytine dans les veines Transformation des micas blancs en interstratifiés T=200°C
(2) Second épisode hydrothermal (épisode polyphasé)	Altération filonienne contrôlée par la fracturation T=200 à 300°C
(1) Premier épisode hydrothermal	Altération sélective se développant à l'échelle du massif T=200 à 300°C
Mise en place du granite de Soultz (Viséen, 340 ± 10 Ma, Kölher, 1989)	Cristallisation d'un granite à texture porphyroïde avec des phénocristaux de feldspaths alcalins

Tableau 2: Chronologie relative et interprétative des principaux événements hydrothermaux affectant le granite de Soultz depuis sa mise en place. (Genter, 1989 modifié).

Le premier événement, le plus précoce, correspond à une altération diffuse affectant la masse du granite, marquée par l'altération des minéraux ferro - magnésiens (biotite, hornblende) et des plagioclases. Parallèlement, le réseau de fractures associé à cette phase d'altération est colmaté par de la calcite, la chlorite et accessoirement par de l'épidote et des sulfures. Postérieurement des altérations filoniennes contrôlées par les réseaux de fractures se développent. Elles se caractérisent principalement par la précipitation de quartz, illite, carbonates et sulfures. Enfin, un épisode tardif à hématite se superpose aux précédents. Dans cette étude, seules les phases d'altération majeures, à savoir, la calcite, l'hématite, la chlorite, le quartz et l'illite ont été prises en compte (Figure 26). Ces phases ont été repérées dans les fractures des carottes du forage. Leur codification est globale. L'appellation "calcite" par exemple, représente en réalité, plusieurs types de carbonates (calcite et/ou ankérite, ...) qui ont pu être identifiés par la suite plus précisément.

Sur l'ensemble du sondage EPS1, la fracturation est organisée selon deux familles principales (N5°E 70°W et N170°E 70°E) (Figure 27) dont les relations angulaires suggèrent une organisation analogue à celle de failles normales conjuguées caractéristiques de l'ouverture du Graben Rhéan à l'Oligocène (Dezayes, 1995).

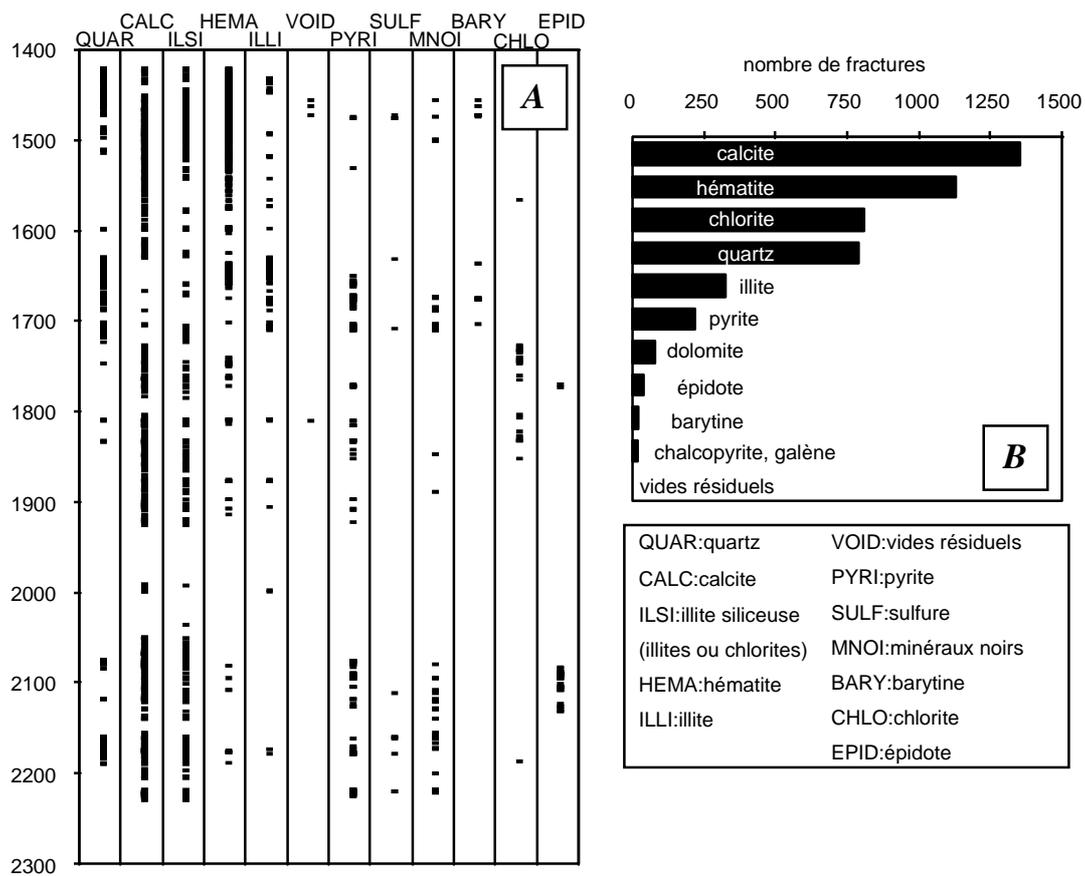


Figure 26: A) Répartition avec la profondeur des phases minérales de colmatage des fractures recoupées par EPSI. B) Nature et fréquence d'apparition de ces phases minérales. Quartz, calcite, chlorite, illite et hématite sont prédominants.

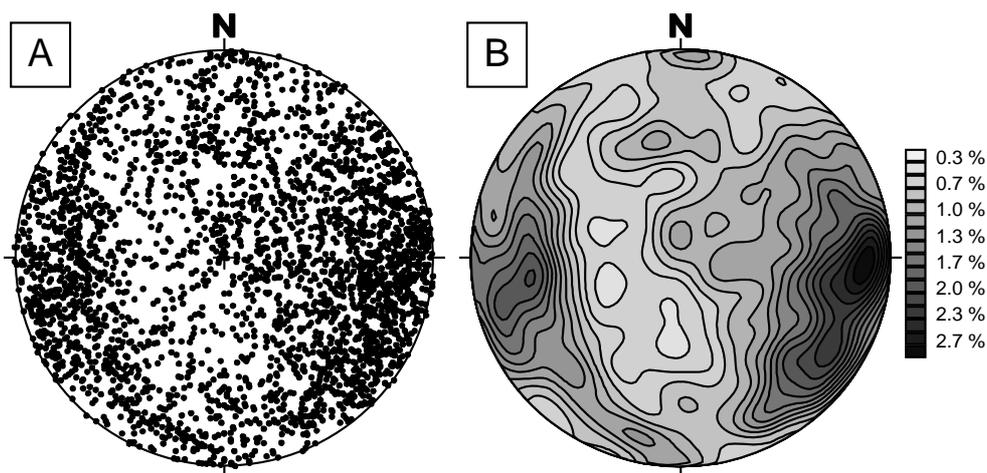


Figure 27: Représentation de l'ensemble des fractures présentes dans le forage EPSI. A) Pôles des fractures projetés dans un canevas de Schmidt hémisphère inférieure (Can. Schm. inf.). B) Contours des zones de plus fortes densités des pôles de fractures (Can. Schm. inf.).

## 2.2. Mise en évidence d'une zonalité verticale complexe.

Ce traitement global (Figures 26 et 27) des données minéralogiques et structurales obtenues sur le forage EPS1 peut masquer d'éventuelles fluctuations avec la profondeur. De ce fait, une étude de la nature des remplissages, de l'orientation et épaisseur des fractures a été réalisée en fonction de la profondeur.

Cette étude est délicate car elle fait intervenir de nombreuses variables. Chaque fracture  $i$  (avec  $i = 1$  à 3000), est en effet caractérisée par sa profondeur (1 variable quantitative,  $P_i$ ), par la présence entre ses épontes de phases minérales particulières (1 variable qualitative,  $m$  avec  $m = 1$  à 5: *calcite*, *quartz*, *chlorite*, *illite* et *hématite*), par son appartenance à une famille d'orientation (1 variable qualitative,  $F_n$  avec  $n = 1$  à  $N$ ), par son ouverture (1 variable quantitative,  $E_i$  avec  $i = 1$  à 3000). Chaque fracture est donc caractérisée par 4 variables, ce qui implique  $3000 * 4 = 12\ 000$  données au total. Différentes méthodes d'analyse sont proposées dans ce paragraphe. Elles permettent de traiter ces données et de caractériser leur évolution et leurs relations en fonction de la profondeur.

### 2.2.1. Phases de remplissage des fractures.

#### a. Méthode d'analyse des données.

La fréquence d'apparition d'une phase minérale donnée peut être représentée en reportant en fonction de la profondeur, le nombre cumulé et normalisé à 1 de fractures dans lesquelles elle est présente (Figure 28). Ces courbes présentent l'intérêt d'être continues et donc plus facilement interprétables, leur pente exprimant la densité verticale des variables. Ce type de diagramme permet de visualiser rapidement les variations de nature, d'abondance et de répartition des associations minérales. Il a été réalisé de la façon suivante:

Dans un premier temps, chaque fracture  $i$  de la base de données, contenant un minéral  $m$  (Figure 28A) est identifiée. Ensuite pour chaque profondeur  $P_i$ , est calculé le nombre cumulé (de 0 à  $P_i$ ) de fractures contenant le minéral  $m$ . Ce nombre cumulé est appelé  $X'_i m$ . (Figure 28B). De la même façon, les fractures colmatées un autre minéral sont identifiées et isolées de la base de données. Cinq types de fractures représentés par les variables  $X_{i_m}$  et  $X'_{i_m}$  après cumul sont définis.

Le nombre de fractures cumulé  $X'_i m$  est ensuite normalisé ( $X''_{i_m} \in [0,1]$ ) par rapport au nombre de fractures maximal cumulé, observé pour les cinq minéraux (Figure 28C).

$$X''_{i_m} = X'_{i_m} / \max(X'_{i_m})$$

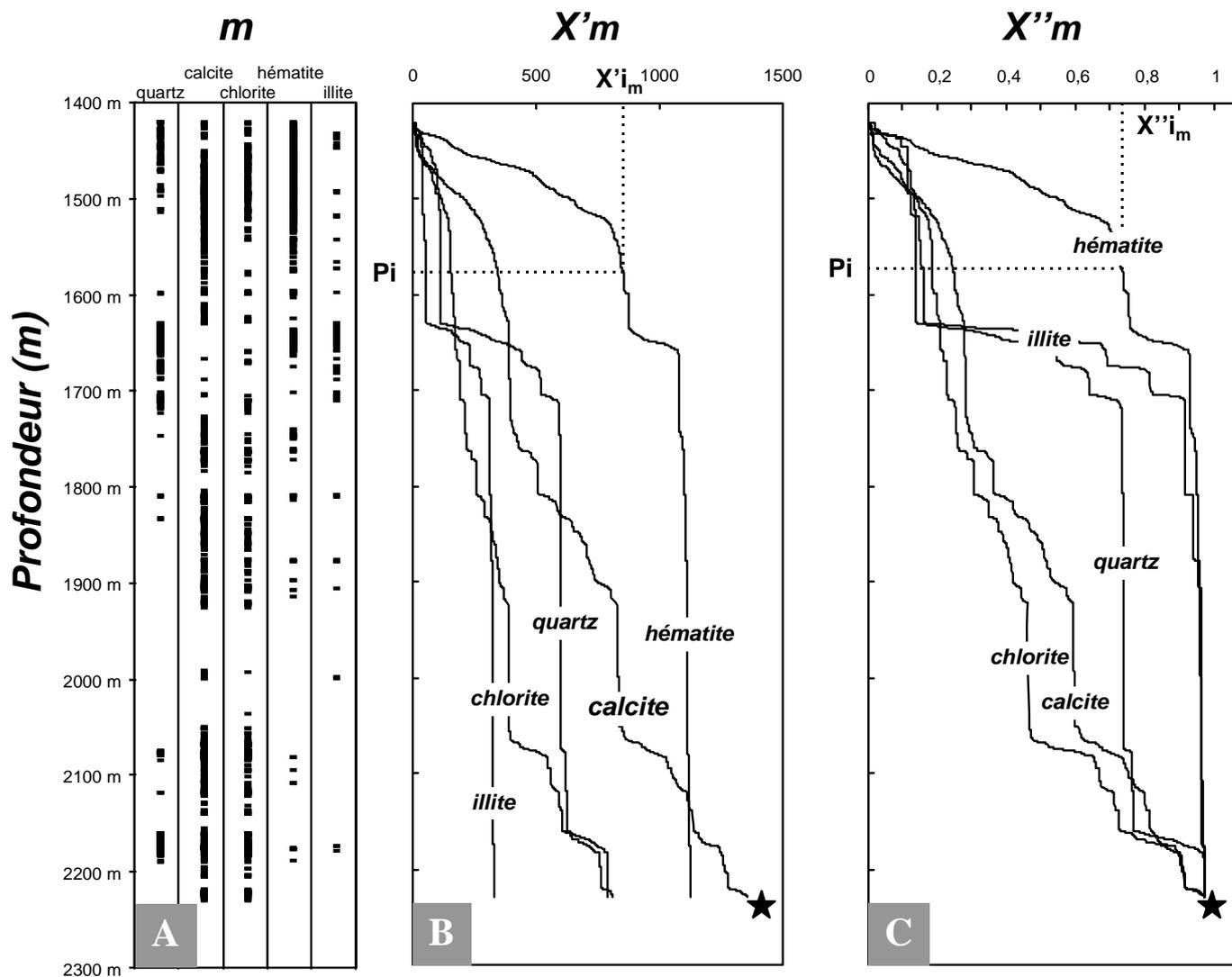


Figure 28: Trois types de représentations possibles des données de forage concernant la répartition des différents minéraux de remplissages dans les fractures (variable  $m$ , en fonction de la profondeur ( $P_i$ )). A) Les cinq types de remplissages ( $m=1$  à 5) sont simplement positionnés en fonction de la profondeur. Chaque fracture contenant le quartz, l'illite, la chlorite, la calcite ou l'hématite est représentée par un point noir. B) Le nombre de fractures contenant un minéral  $m$  est cumulé ( $X'i_m$ ). Ce cumul est réalisé pour les cinq espèces et représenté en fonction de la profondeur. Le nombre de fractures à calcite est le plus important (1335 fractures - étoile). C) Une normalisation des courbes précédentes ( $X''i_m$ ) est réalisée. Cette opération permet de visualiser trois comportements et trois associations minérales différents en fonction de la profondeur (quartz - illite; calcite - chlorite, hématite).

#### b. analyse des courbes cumulées et normalisées

Appliqué aux cinq phases dominantes, ce traitement a permis de mettre en évidence des particularités suivantes (Figure 28 et 29):

- Les fractures à hématite se situent majoritairement au toit du granite. La pente de la courbe les représentant est en effet faible dans la partie supérieure du forage. Le nombre cumulé de fractures augmente régulièrement. L'hématite a en effet été décrite par Genter et Traineau (1992), comme

étant caractéristique d'une altération de subsurface, correspondant à une rubéfaction tardive du granite à la fin du Primaire ou au début du Secondaire. Cette altération, généralisée au toit du granite, est principalement présente dans les joints horizontaux formés lors de la décompression du massif granitique au moment de son émergence en surface. Une rubéfaction dans la masse, jusqu'à une profondeur de 1600 m environ est aussi observée au toit du granite dans les forages GPK1 et GPK2.

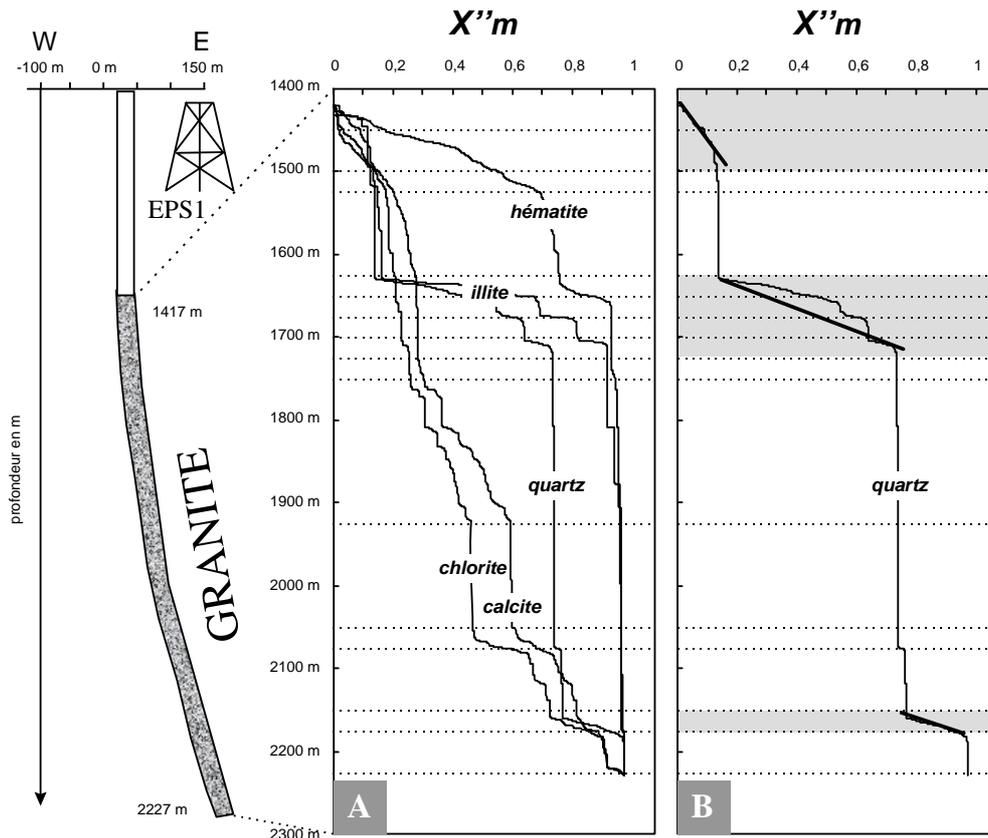


Figure 29: A) Evolution des remplissages de fractures avec la profondeur. Le nombre de fractures contenant une des cinq phases minérales principales a été cumulé et normalisé. Ces courbes cumulatives permettent de visualiser des comportements communs: quartz - illite, chlorite - calcite, et la présence caractéristique de l'hématite au toit du granite. B) Schématisation d'une des courbes précédentes (fractures à quartz) permettant de définir 6 zones de profondeur particulières où le quartz apparaît très abondant (zones grisées), ou quasiment absent (zones blanches). Cette méthode a été appliquée aux 5 phases minérales. 16 zones particulières ont finalement été définies (zones en pointillés).

- Quartz et illite d'une part, chlorite et calcite d'autre part, présentent un comportement comparable indiquant l'existence de deux associations minérales, quartz - illite et chlorite - calcite. Les courbes cumulées et normalisées du quartz et de l'illite sont en effet quasiment parallèles avec par exemple, une forte abondance de ces fractures entre 1600 et 1800 m. La calcite et la chlorite présentent également des courbes similaires en fonction de la profondeur.

- Les graphes du nombre cumulé de fractures à quartz et illite sont caractérisés par des courbes en escalier qui suggèrent leur forte hétérogénéité de répartition avec la profondeur. Le comportement de la calcite et de la chlorite est illustré par des courbes à pente plutôt régulière suggérant une répartition plus homogène de ces remplissages.
- Le comportement indépendant des trois types de remplissage, hématite, quartz - illite et calcite - chlorite, suggère l'existence de trois événements de percolations fluides concernant des fractures distinctes.

*En associant la nature des remplissages et la densité de fracturation, seize zones (Figure 29) ont été mises en évidence. Elles servent de référence à cette étude.*

### 2.2.2. Orientation des fractures.

Une analyse structurale des orientations de fractures dans ces 16 zones de profondeur met en évidence dix familles de fractures ( $F_n$  avec  $n = 1$  à  $10$ ) inégalement présentes dans le forage (Tableau 3, Figure 30).

	azimuth	pendage
F <sub>1</sub>	N40°E	70°NW
F <sub>2</sub>	N0°E	70°W
F <sub>3</sub>	N160°E	70°E
F <sub>4</sub>	N10°E	60°E
F <sub>5</sub>	N100°E	75°N
F <sub>6</sub>	N135°E	40°SW
F <sub>7</sub>	N140°E	65°SW
F <sub>8</sub>	N80°E	10°S
F <sub>9</sub>	N20°E	40°W
F <sub>10</sub>	N80°E	60°S

*Tableau 3: Orientation des principales familles de fractures détectées après distinction des 16 zones de profondeur particulières du forage EPS1.*

L'analyse de la Figure 30 suggère les remarques suivantes:

- Les fractures F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub>, F<sub>3</sub>, F<sub>4</sub>, F<sub>5</sub>, F<sub>7</sub> et F<sub>10</sub> sont caractérisées par des pendages importants voire subverticaux. Les deux systèmes majeurs décrits lors de l'étude globale du sondage sont présents mais représentés par deux sous-familles, F<sub>1</sub>-F<sub>2</sub> pour les structures N5°E 70°W et F<sub>3</sub>-F<sub>4</sub> pour les structures N170°E 70°E. L'association des fractures à pendage Ouest (F<sub>1</sub>-F<sub>2</sub>) et des fractures à pendage Est (F<sub>3</sub>-F<sub>4</sub>) est systématique de 1400 à 1700 m. A partir de 1925 m, seules les familles à pendage Ouest sont présentes. Ce fait est en accord avec l'inclinaison du sondage qui plonge vers l'Est et qui échantillonne d'autant mieux les fractures à pendage Ouest. De plus, la localisation du forage EPS1 sur la bordure Ouest du Horst de Soultz renforce la présence de familles à pendage Ouest.

Les fractures  $F_6$ ,  $F_8$  et  $F_9$  sont caractérisées par des pendages plus faibles voire subhorizontaux pour  $F_8$ . Si  $F_8$  ne présente pas de répartition verticale particulière,  $F_6$  est caractéristique des zones supérieures du forage (1400-1700 m) et  $F_9$  correspond plutôt aux profondeurs intermédiaires (1725-1925 m). Une grande partie des joints à hématite définit ces familles peu pentées au toit du granite.

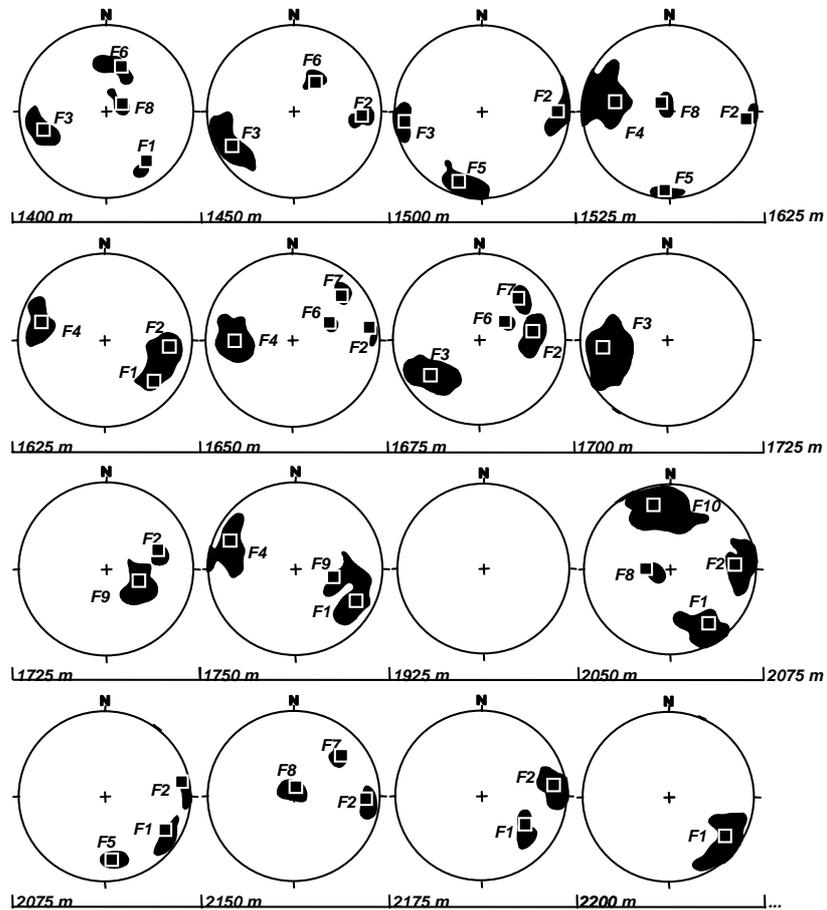


Figure 30: Différentes familles de fractures apparaissant sur l'ensemble du forage EPS1. Les projections stéréographiques (Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur) correspondent aux seize zones de profondeur et présentent les orientations moyennes des pôles des familles de fractures (carrés blancs). Ouverture des fractures.

L'épaisseur d'une fracture est définie comme la plus courte distance séparant ses deux épontes. A Soultz, les fractures étant systématiquement colmatées par au moins un remplissage minéral, c'est l'épaisseur maximale de colmatage observable sur la surface externe de la carotte qui a été mesurée. Cette mesure manuelle des épaisseurs a été réalisée à la sortie des carottes du forage. La rugosité des épontes n'a pas été prise en compte.

Les relevés sur carottes ont également permis d'identifier des vides résiduels intraremplissages qualifiés d'ouverture libre. Ces vides traduisent un colmatage partiel de la fracture souvent en liaison avec des remplissages géodiques de type quartz ou des dissolutions minérales. 1% des fractures observées sur les carottes présentent des vides résiduels quantifiables. Ils sont très discontinus à

l'échelle de la carotte et définissent un réseau de chenaux mal connecté. A l'échelle du sondage, 70% au moins des épaisseurs de fractures sont inférieures au millimètre (Figure 31). En moyenne et par ordre d'importance décroissante, le quartz, la chlorite et l'illite dominent, la calcite et l'hématite semblant moins développées (Figure 32).

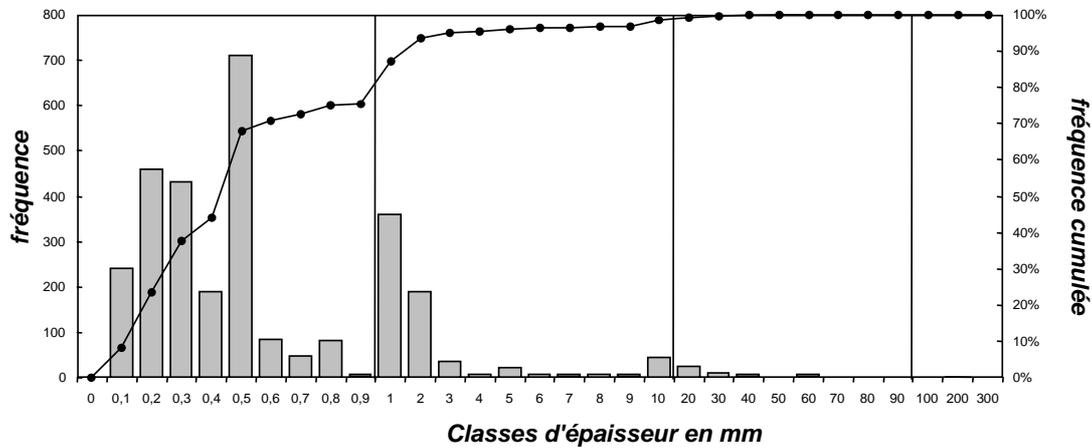


Figure 31: Histogramme de fréquence (barres) et fréquences cumulées (courbe) des épaisseurs de fractures présentes dans le granite de Soultz. 75% des épaisseurs sont inférieures au millimètre.

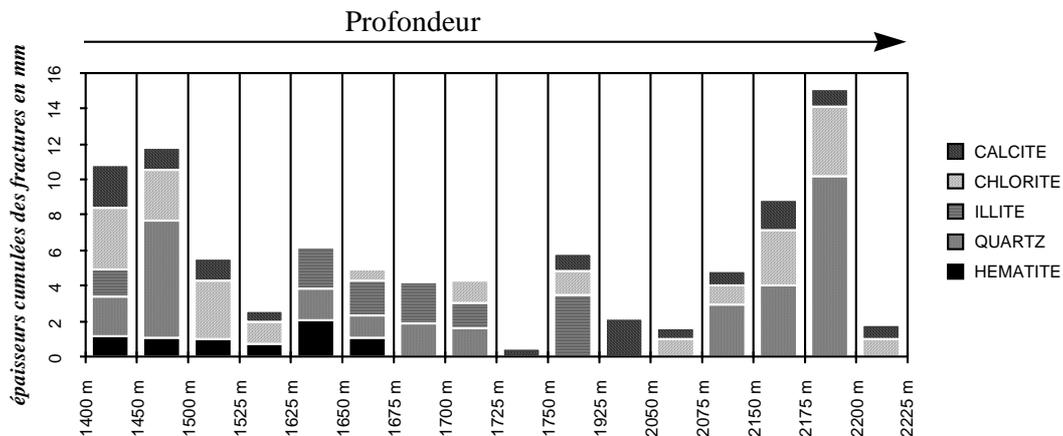


Figure 32: Histogramme cumulé présentant les épaisseurs moyennes de fractures en fonction de leur remplissage (calcite, chlorite, quartz, illite et hématite) et de la profondeur.

Les épaisseurs des colmatages varient entre le millimètre et 25 cm pour une veine de quartz. Les ouvertures libres varient moins, entre 0,1 et 8 mm avec une moyenne de 1 mm environ.

Le taux élevé de fracturation (3000 fractures pour 810 m de carottes), l'importance du colmatage et le faible nombre de fractures montrant des vides résiduels, suggèrent que la perméabilité de fractures actuelle est négligeable en l'absence d'interconnexion. Pendant la foration de EPS1, une arrivée d'eau salée naturelle (100 g/l) localisée entre 2160 et 2180 m, se corrèle bien avec les ouvertures libres les plus significatives. La veine d'eau salée naturelle vers 2200 m tend à prouver que la perméabilité

actuelle n'est pas nulle mais localisée et donc difficilement prédictible à partir des seules données de fracturation. Les fractures présentant des colmatages partiels (ouverture libre) montrent une assez forte dispersion directionnelle. Elles s'organisent en une famille principale N-S et une famille secondaire NW-SE (Genter et Traineau, 1996).

### **2.3. *Corrélation Remplissage - Orientation des fractures.***

Différentes approches ont été envisagées pour comparer et corrélérer ces variables. Cependant, la différence de nature (qualitatif ou quantitatif) des données limite les études statistiques classiques, faisant intervenir des corrélations multiples par exemple, ou les techniques d'analyses factorielles.

Le problème majeur a donc été de déterminer un mode de représentation de ces données suffisamment lisible pour que des corrélations éventuelles entre variables puissent être définies.

#### **2.3.1. *Choix d'une méthode de représentation des données.***

##### **a. étude structurale**

L'analyse structurale a été réalisée dans un premier temps sur l'ensemble du forage (1400-2300 m). Les fractures sont isolées de la base de données en considérant les phases de remplissage qu'elles contiennent (Figure 33).

Les fractures à remplissage de calcite et de chlorite montrent une organisation géométrique commune avec une orientation principale N-S à NNW-SSE et un plongement Ouest (Figure 33).

Les fractures à quartz - illite, moins pentées que les précédentes, présentent une organisation plus proche d'un système conjugué avec une orientation N-S. Enfin les fractures à hématite sont orientées principalement N-S avec un fort pendage même si une famille secondaire subhorizontale existe.

Cette étude reste cependant globale et ne permet pas de visualiser une réelle corrélation entre l'orientation et le remplissage des fractures. L'ensemble des stéréogrammes présentés en Figure 33 rappelle en effet, le système principal de fractures (N5°E 70°W et N170°E 70°E) décrit en Figure 27.

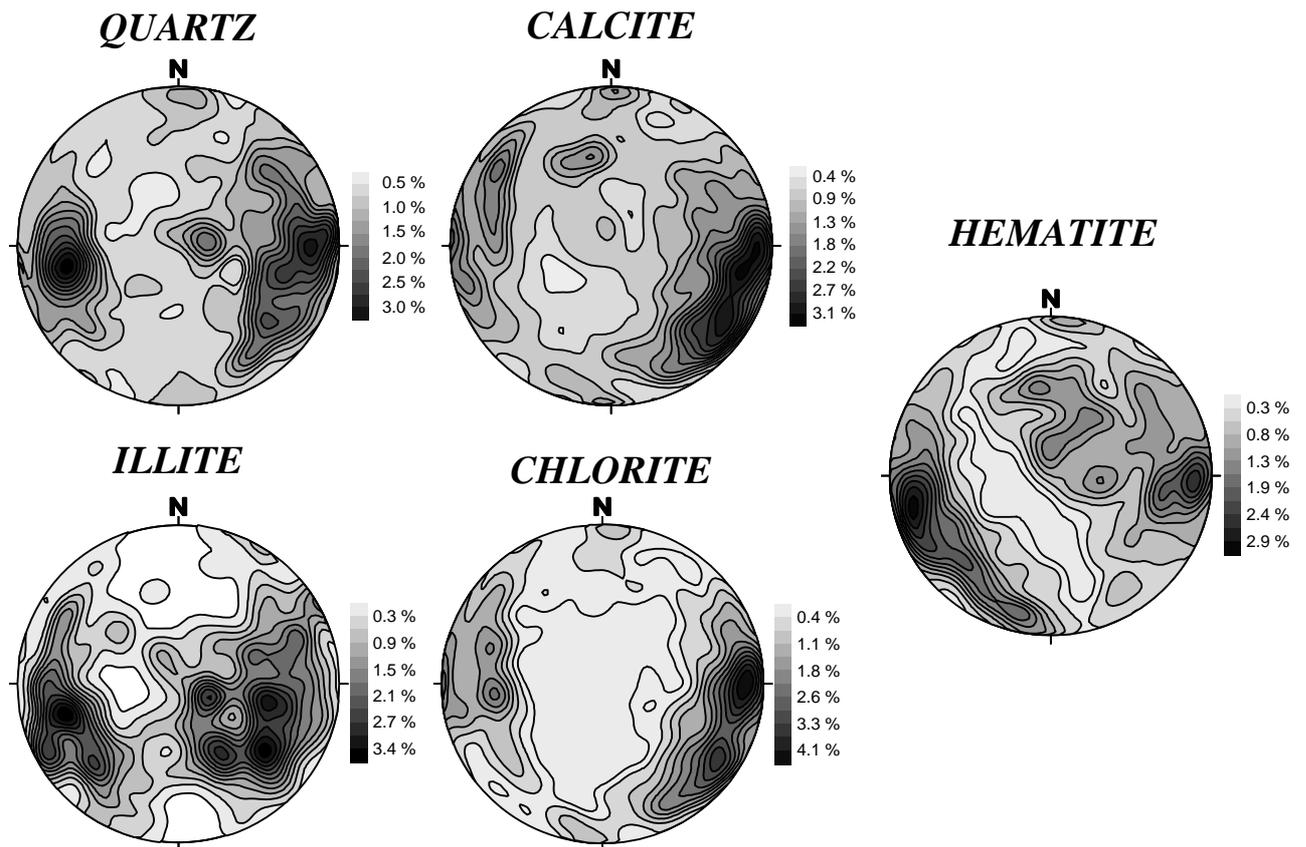


Figure 33: Représentations stéréographiques (Can. Schm. Inf.) des contours des pôles des plans de fractures colmatées respectivement par le quartz, l'illite, la calcite, la chlorite et l'hématite. Ces données structurales correspondent à l'ensemble du granite de Soultz (1400-2300 m).

L'étude structurale précédente a permis de mettre en évidence 10 grandes familles de fractures (Figure 30) apparaissant à des profondeurs particulières. L'analyse d'une corrélation entre leur orientation et remplissage nécessite par conséquent, l'établissement de 5 représentations stéréographiques (5 phases de remplissage  $m$ ) pour chacune des 16 zones de profondeur. Ce type d'analyse (85 stéréogrammes à comparer) n'est donc pas adapté.

### b. études graphiques

La représentation graphique la plus simple consiste à positionner la profondeur ( $P_i$ ) d'apparition des différents types de remplissage des fractures en fonction de leur appartenance à l'une des dix familles d'orientation ( $F_n$ )(Figure 34).

Ce type de représentation nécessite la présence de dix abscisses indépendantes ( $F_n$ ), reliées chacune à cinq séries de points (remplissages  $m$ ), avec pour ordonnée commune la profondeur. L'interprétation graphique de 50 colonnes différentes est délicate et les corrélations entre variables restent difficiles à déchiffrer.

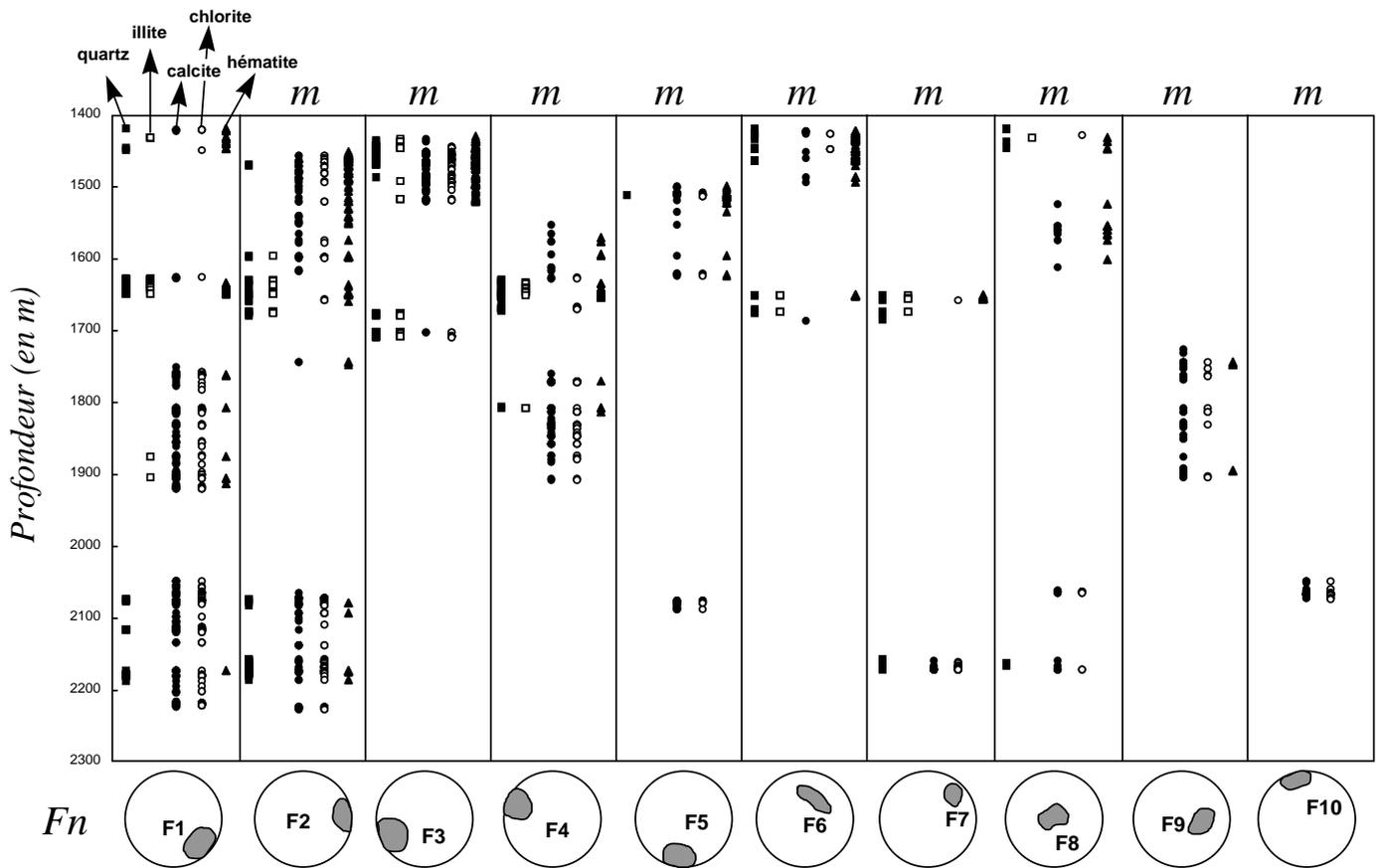


Figure 34: Exemple de représentation possible pour l'ensemble des variables traitées: le type de minéral ( $m$  avec  $m=1$  à 5 pour le quartz, illite, calcite, chlorite et hématite), les familles d'orientation ( $F_n$  avec  $n=1$  à 10) sont placées en fonction de la profondeur. Ce graphique est composé de 10 abscisses indépendantes ( $F_n$ ). Chaque sous-graphique définit l'évolution des 5 types de remplissage en fonction de la profondeur. 50 colonnes doivent être lues et interprétées.

Les études précédentes concernant l'évolution de la nature des colmatages de fractures avec la profondeur (Figure 29) ont été réalisées grâce à la construction de diagrammes représentant en fonction de la profondeur, un nombre cumulé et normalisé de fractures contenant du quartz, de la calcite, de l'illite, de la chlorite ou de l'hématite.

Ces courbes peuvent être également réalisées pour les différentes familles d'orientation. Le nombre de fractures  $X_{F_n}$ , appartenant à une famille  $F_n$  a donc été cumulé ( $X'_{F_n}$ ) puis normalisé ( $X''_{F_n}$ ) par rapport au nombre maximal de fractures contenant de la calcite (cf. 1.2.1.). Ces courbes permettent, comme dans le cas précédent (Figures 28C, 29), de visualiser des évolutions similaires entre variables (zones où les pentes sont identiques, présence de paliers...). L'établissement de corrélations entre variables est cependant toujours délicat. 10 courbes  $X''_{F_n}=f(P_i)$  doivent être comparées à 5 courbes  $X''_{i_m}=f(P_i)$ . Ce problème de représentation des données a été résolu en réalisant des courbes binaires présentant l'évolution couplée des variables  $X''_{i_m}$  et  $X''_{F_n}$  (Figure 35).

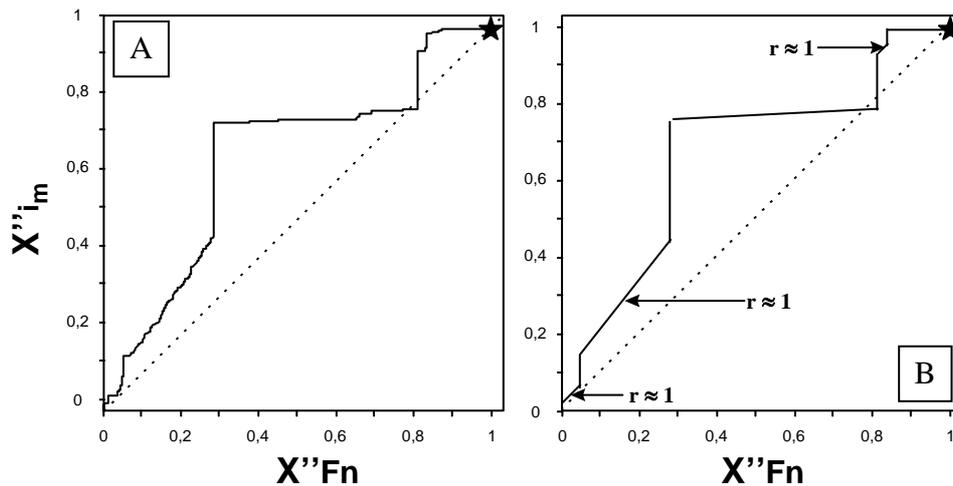


Figure 35: A) Exemple de représentation binaire ( $X''F_n=f(X''i_m)$ ) des variables cumulées et normalisées orientation et type de remplissage. Cette représentation permet de visualiser les écarts de ces courbes par rapport à une droite de pente 1. B) Schématisation de la courbe précédente. Les nombres de fractures cumulés présentant un des 5 types de remplissage ( $m$ ) et appartenant à une des dix familles d'orientation ( $F_n$ ) sont normalisés à 1 (étoile). La représentation  $X''F_n - X''i_m$  est donc proche d'une droite de pente 1 si leur évolution est identique, c'est à dire si les fractures contenant 1 minéral  $m$  appartiennent à la famille  $F_n$ . Les coefficients de corrélation  $r$  sont donc estimés graphiquement en étudiant l'écart des courbes avec la droite de pente 1.

Ces courbes possèdent quatre caractéristiques géométriques propres (Figure 35):

- la courbe est proche d'une droite de pente 1. Son équation est du type:  $X''F_n = X''i_m$

Les deux variables ont des comportements similaires: 100% des fractures  $F_n$  contiennent le minéral  $m$ .

- la courbe est verticale. Son équation est du type:  $X''F_n = a$  (avec  $a$  constant)

Le nombre cumulé et normalisé de fractures  $F_n$  ( $X''F_n$ ) est constant. La zone où cette courbe est verticale, est caractérisée par l'absence des fractures  $F_n$ . Par contre, cette zone présente d'autres fractures qui contiennent le minéral  $m$ . Aucune dépendance entre l'orientation des fractures (Famille  $F_n$ ) et la nature des phases minérales ( $m$ ) ne peut être notée.

- la courbe est horizontale. Son équation est du type:  $X''i_m = b$  (avec  $b$  constant)

Le nombre cumulé et normalisé de fractures contenant le minéral  $m$  est stable. Cette zone est caractérisée par des fractures mais non colmatées par  $m$ . Aucune dépendance entre l'orientation des fractures (Famille  $F_n$ ) et la nature des phases minérales ( $m$ ) ne peut être notée.

- la courbe est réduite à un point:  $X''F_n = c$  et  $X''i_m = d$  (avec  $c$  et  $d$  constants)

Aucune évolution n'est visible tant pour les fractures  $F_n$  que pour les minéraux  $m$ . La zone est caractérisée par une absence de fractures  $F_n$  et par l'absence du minéral  $m$ . Elle ne présente aucun intérêt pour la corrélation orientation - minéraux de remplissage.

Ces propriétés graphiques des courbes permettent de les comparer rapidement à une droite de pente 1 qui sert de référence: corrélation idéale entre  $X''F_n$  et  $X''i_m$  (Figure 36).

La variable profondeur a finalement été superposée à ces courbes. Chaque point définit une fracture unique qui apparaît à la profondeur  $P_i$ . Le trait de courbe constitue donc un "axe" profondeur, les zones de la courbe correspondent à des zones de profondeur. Elles ont été identifiées en réalisant un krigage des trois variables  $X''F_n$ ,  $X''i_m$  et  $P_i$ . Cette opération est relativement "artificielle". Elle concerne en effet, des données qui s'organisent en courbe (1D), alors que le krigage est une approche géostatistique qui s'applique surtout à des maillages 2D. Elle permet cependant de superposer rapidement les lignes d'isovaleurs de profondeur sur les courbes. Celles-ci ne sont donc interprétables qu'au voisinage de la courbe (Figure 36).

La lecture graphique de l'évolution simultanée des 3 variables: famille de fractures (orientation), nature du remplissage des fractures et profondeur, permet son interprétation claire et rapide.

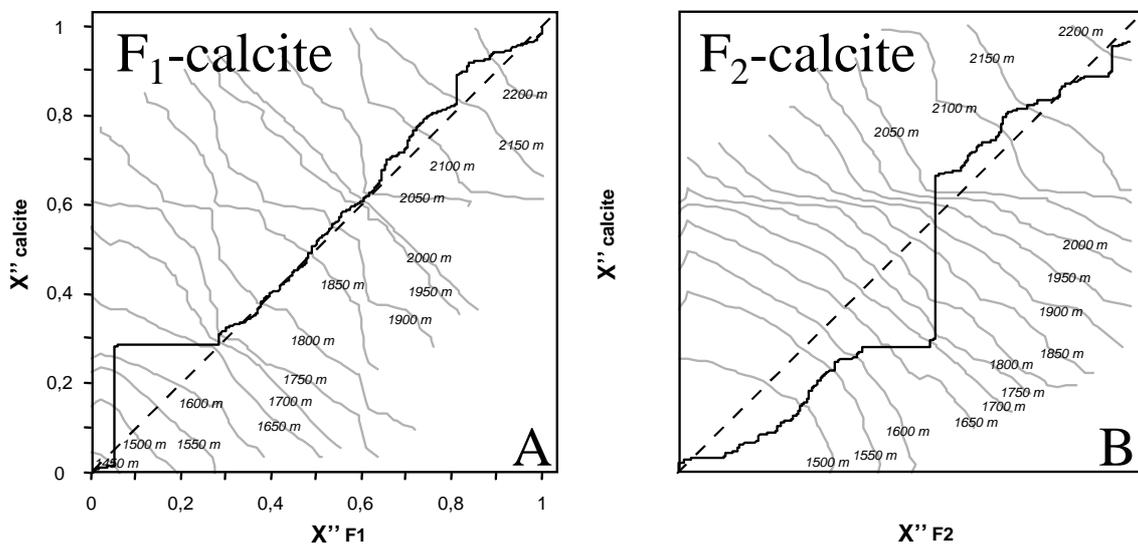


Figure 36: Représentation "ternaire" des nombres cumulés et normalisés des fractures appartenant à la famille  $F_1$  ( $X''F_1$ , Figure A) ou  $F_2$  ( $X''F_2$ , Figure B) et colmatées par de la calcite ( $X''i_{calcite}$ ) en fonction de la profondeur. Les courbes d'isovaleurs de profondeur sont calculées par krigage à partir des trois variables  $X''F_2$ , (ou  $X''F_1$ ),  $X''i_{calcite}$  et profondeur  $P_i$ . Ces courbes sont représentatives au voisinage de chaque courbe et permettent de visualiser graphiquement l'évolution des variables (présences de fortes pentes ou paliers) en fonction de la profondeur.

La courbe présentée en Figure 36A permet d'interpréter (Figure 37) la relation entre la présence de calcite dans une fracture et son appartenance à la famille  $F_1$  (N40°E 70°W). Dans ce cas précis, les seize zones de profondeur sont illustrées par trois comportements différents (Figure 37).

- Zones 1400 - 1450 m / 2150 - 2300 m. La pente de la courbe est légèrement inférieure à 1. Il existe une **corrélation entre les variables  $X''F_1$  et  $X''i_{calcite}$** . Les fractures  $F_1$  sont caractérisées par un remplissage de calcite. Les fractures à calcite, quelle que soit leur orientation, sont cependant plus nombreuses que les fractures  $F_1$ . La calcite est présente parallèlement, dans d'autres systèmes de fractures.

- Zone 1450 - 1750 m: La courbe se décompose en deux paliers, l'un vertical (1450 - 1550 m) et l'autre horizontal (1550 - 1750 m). **Aucune corrélation** entre les variables ne peut être notée. Soit les fractures ne contiennent pas de calcite (palier horizontal) à ces profondeurs, soit les fractures à calcite sont présentes mais ne correspondent pas à l'orientation  $F_1$  (palier vertical).
- Zone 1750 - 2100 m: La courbe se confond avec une droite de pente 1. Il existe dans cette zone de profondeur, une **corrélation parfaite** entre orientation et remplissage des fractures. Les fractures de la famille  $F_1$  sont systématiquement colmatées par de la calcite.

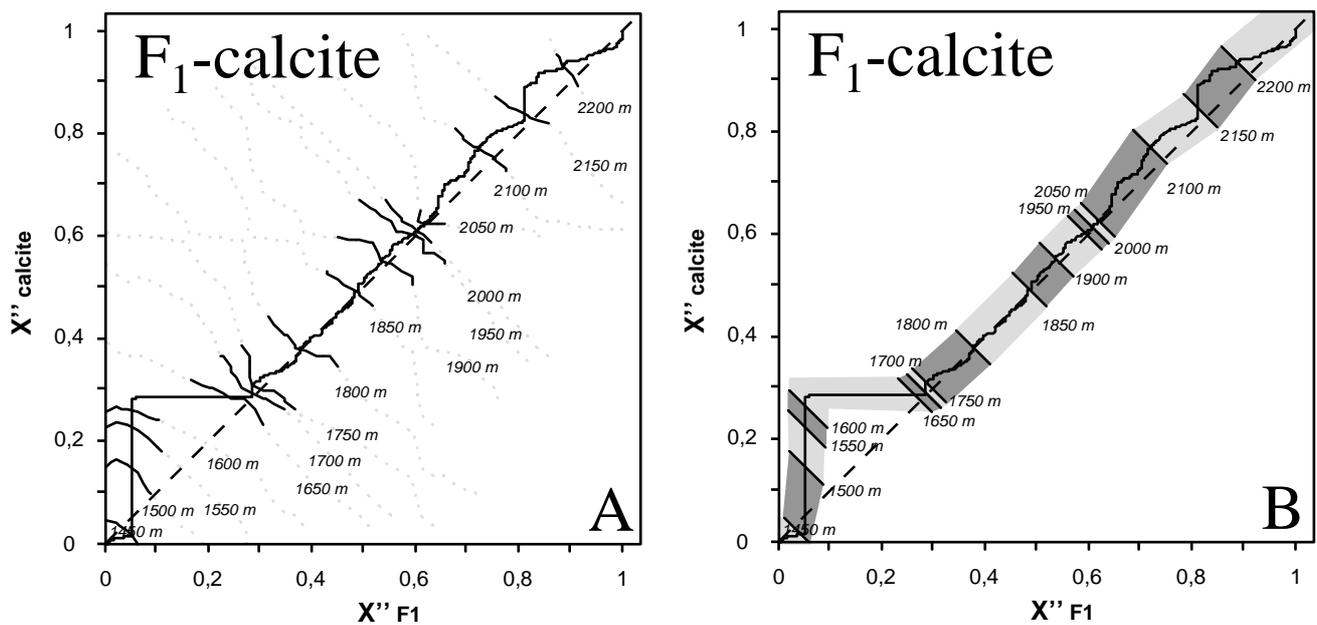


Figure 37: Schématisation et interprétation de la Figure 36A. Les courbes d'isovaleurs (courbes pointillées) permettent de situer les zones de profondeur. Des zones particulières peuvent être dégagées. (1) Toutes les fractures appartenant à la famille  $F_1$  sont colmatées par de la calcite (1750-2150 m), (2) certaines fractures  $F_1$  contiennent de la calcite (1400-1450 m; 2150-2300 m); (3) les fractures  $F_1$  ne contiennent pas de calcite ou les fractures colmatées par la calcite n'appartiennent pas à la famille  $F_1$  (1450-1550 m; 2100-2150 m).

### 2.3.2. Conclusion: relation fracturation - colmatage.

Toutes les relations entre les 10 familles de fractures et la nature des remplissages qu'elles contiennent ont été étudiées avec cette méthode (les principaux graphes sont placés en Annexe 4). Des réseaux de fractures distincts et spécifiques de colmatages particuliers ont été identifiés. Ils caractérisent chacune des 16 zones de profondeur. Les résultats de cette étude sont résumés dans la Figure 38.

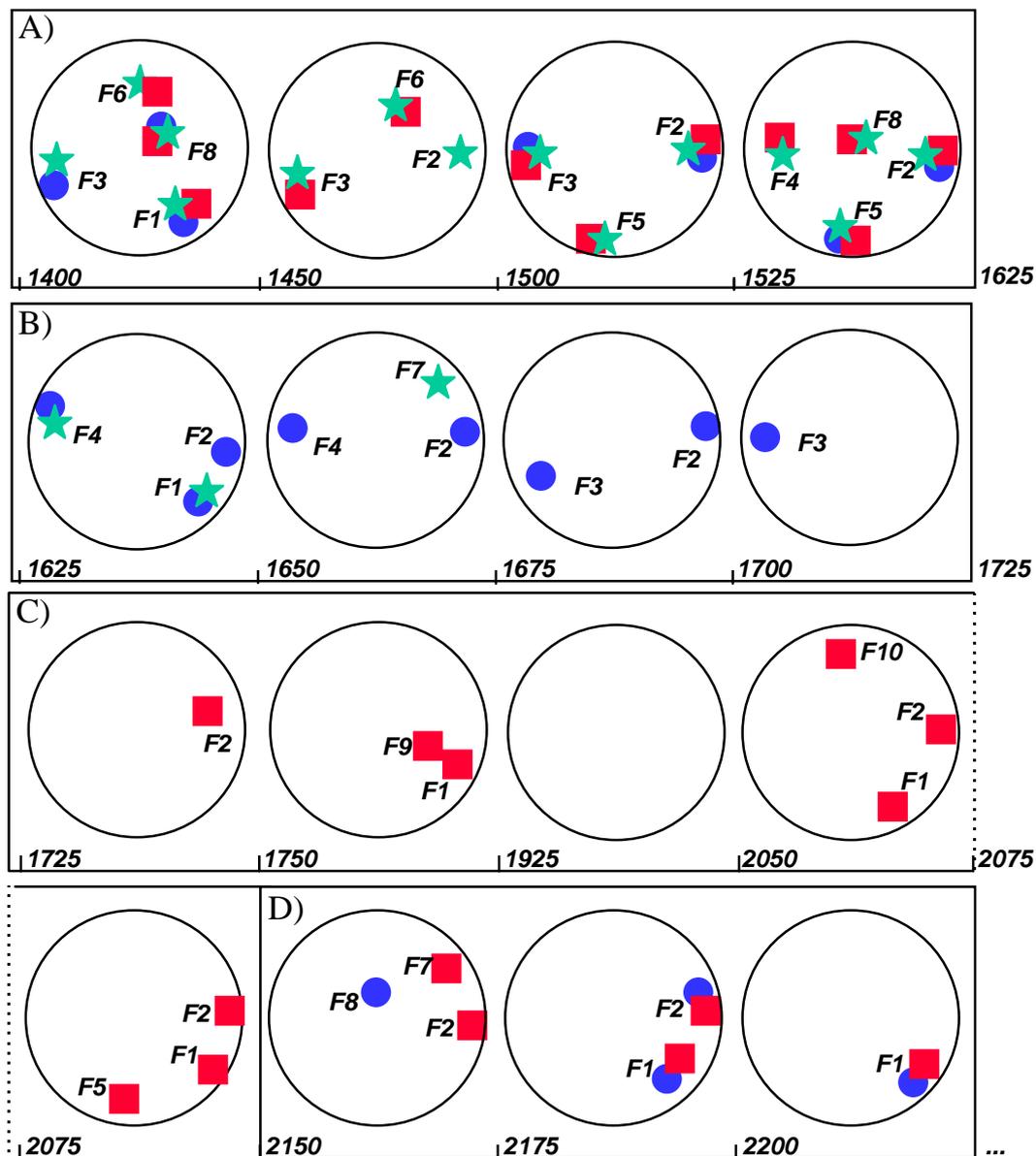


Figure 38: Bilan des relations entre les orientations principales des familles de fractures et leur remplissage caractéristique. Chaque zone de profondeur a été représentée par un stéréogramme (Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur) dans lequel figurent des symboles (pôles moyens des fractures) représentant les trois associations minérales. **Hématite (étoile); calcite-chlorite (carré) et quartz-illite (rond)**. Les symboles sont positionnés dans la figure quand les minéraux qu'ils représentent sont caractéristiques des familles de fractures. 4 zones de profondeur (A), B), C), D)) peuvent être distinguées.

Cette étude initialement réalisée sur seize zones de profondeur, élément de base de la mise en évidence d'une zonalité verticale complexe, met en évidence quatre zones particulières où les variables ont des comportements similaires:

- **1400 - 1625 m** (Figure 38A): les trois associations minérales (quartz - illite; calcite - chlorite, hématite) sont présentes. Les réseaux quartz - illite sont principalement représentés par les familles  $F_1$  (N40°E 70°NW),  $F_2$  (NS 70°W),  $F_3$  (N160°E 70°E),  $F_5$  (N100°E 75°N) et  $F_8$  (subhorizontale). Les minéraux calcite - chlorite sont également présents dans les mêmes familles mais sont

prépondérants dans la famille  $F_6$  (N135°E 40°SW). Les fractures à hématite ont une orientation relativement variable car elles apparaissent dans toutes les familles sans distinction réelle. Cette zone de profondeur est donc caractérisée par des altérations complexes. La présence des trois types de colmatage implique que les fractures ont été ouvertes et percolées durablement au toit du granite.

- **1625 - 1725 m** (Figure 38B): Les fractures présentent des orientations similaires à la zone de profondeur précédente ( $F_1, F_2, F_3, F_4$ ). Les fractures à faible pendage ( $F_6, F_8$ ) sont absentes. Elles sont systématiquement colmatées par l'association quartz - illite. L'hématite est également présente mais est de moins en moins représentée dans les fractures.
- **1725 - 2150 m** (Figure 38C): Une alternance quartz - illite (zone précédente) et calcite - chlorite est observée. Les fractures présentes à ces profondeurs sont principalement représentées par les familles  $F_1$  et  $F_2$  que l'on retrouve sur l'ensemble du forage. Deux familles de fractures supplémentaires apparaissent cependant avec  $F_9$  (N20°E 40°W) et  $F_{10}$  (N80°E 60°S).
- **2150 - 2300 m** (Figure 38D): Les deux associations minérales principales sont présentes simultanément dans les fractures NS (principalement  $F_2$ ) à pendage Ouest. Les familles  $F_1, F_7$  (N140°E 60°SW) et  $F_8$  sont également représentées. Cette zone profonde du forage EPS1 est caractérisée par une faille majeure (Dezayes, 1995) à plongement Est. La présence des deux types de remplissages des fractures dans cette zone peut donc être expliquée par l'importance de la fracturation et donc des phénomènes d'altération à l'approche de cette faille.

*L'analyse de la répartition verticale des minéraux de remplissage des fractures permet d'envisager au moins trois réseaux spécifiques de circulation des fluides: quartz - illite, calcite - chlorite et hématite.*

*Ces différents systèmes de fractures n'ont pas tous été ouverts simultanément. Les paléoperméabilités de fracture ont donc varié au cours du temps.*

#### **2.4. Paléoperméabilités fissurales.**

Du fait des corrélations précédentes, chaque zone peut être caractérisée par des familles de fractures spécifiques ayant favorisé un épisode de migration de fluides donné. Le granite est de plus, pétrographiquement homogène sur l'ensemble du forage EPS1.

Chaque zone de profondeur sera donc considérée comme un "milieu équivalent" dont les propriétés hydrauliques dépendront uniquement des propriétés géométriques des systèmes de fractures présents.

### 2.4.1. Perméabilités de fractures: méthodologie.

Le calcul des propriétés hydrauliques équivalentes du granite (Snow, 1969; Oda, 1986; Ababou, 1991; Vuillod, 1995), a été effectué en utilisant une approche basée sur les paramètres géométriques des fractures (cf. Figure 12, Chapitre 1). Ces calculs ont été présentés dans le Chapitre I-§2.3. Ils permettent de déterminer les valeurs de la conductivité "directionnelle" équivalente  $K_m$  d'une famille de fractures de longueur supposée infinie (cf. équations 29, 30 et 31, Chapitre 1).

### 2.4.2. Résultats.

Le calcul des perméabilités a été réalisé en considérant, dans un premier temps, l'ensemble des fractures pour une zone donnée (Figure 39A-B). Il ne tient pas compte de la chronologie des événements tectoniques (ouverture ou réouvertures non simultanées des fractures), ni de la nature des remplissages mais permet de visualiser l'évolution des paléoperméabilités avec la profondeur.

La conductivité moyenne (Figure 39B) calculée pour l'ensemble des fractures du forage est égale à  $1,5 \cdot 10^{-6}$  m/s. Cette valeur moyenne masque d'importantes fluctuations de la perméabilité d'une zone à l'autre et à l'intérieur d'une même zone. En effet, la conductivité est très variable en début de forage avec des valeurs qui peuvent osciller entre  $10^{-11}$  (minima) et  $10^{-6}$  m/s (maxima) autour de valeurs moyennes globalement faibles ( $10^{-7}$  m/s). En fond de forage, la conductivité est plus stable avec des valeurs moyennes plus élevées ( $10^{-6}$  m/s).

Chaque famille de fractures est caractérisée par sa conductivité directionnelle équivalente. Si on représente zone par zone, les plans moyens des différentes familles de fractures en fonction de leur valeur de perméabilité respective, on note de grandes différences selon les familles (Fig. 39A). Une perméabilité importante est mise en évidence selon les directions N40°E 70°W, N180°E 70°W et N160°E 70°E, quelle que soit la zone considérée. Ces orientations, présentes dans quinze des seize zones, correspondent respectivement aux familles  $F_1$ ,  $F_2$ , et  $F_3$  très largement dominantes sur l'ensemble du forage.

Enfin, le calcul des conductivités directionnelles a été réalisé en fonction de la nature du remplissage des fractures (Figure 39C). Les cinq types de remplissage sont considérés comme non synchrones, ce qui permet de visualiser et de quantifier un réseau "efficace" pour chaque espèce en fonction des seize zones de profondeur.

Les fractures à hématite, principalement situées au toit du granite ont des conductivités directionnelles équivalentes moyennes de  $10^{-6}$  m/s. Leur comportement particulier en ferait une phase d'altération indépendante.

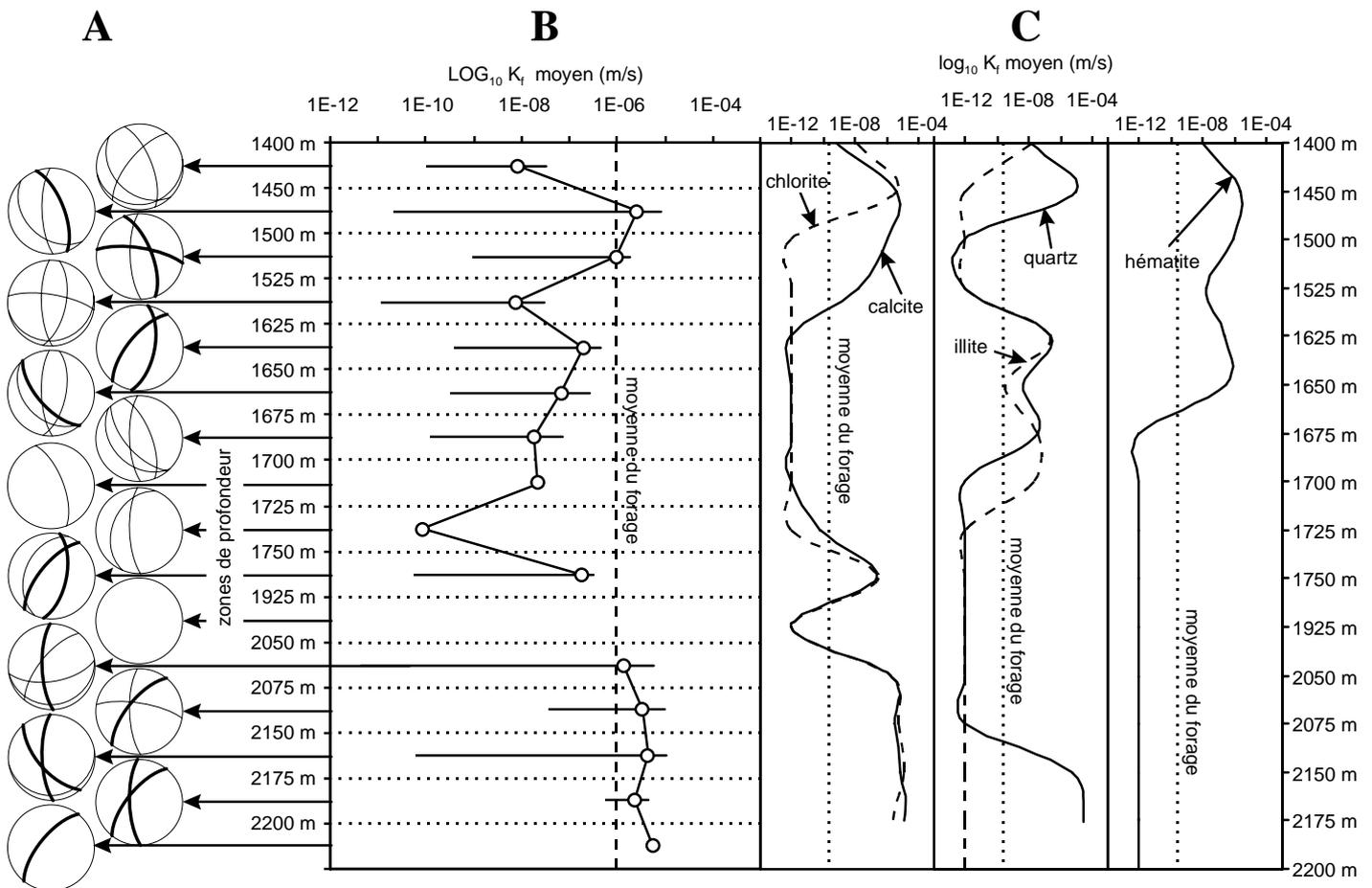


Figure 39: Bilan des conductivités directionnelles sur l'ensemble du forage EPS1. A) Stéréogrammes (Can. Schm., inf.) représentant les traces cyclographiques des plans moyens des familles de fractures présentes pour chaque zone de profondeur. La taille des traits est fonction des valeurs de conductivités directionnelles des systèmes de fractures: trait pointillé ( $10^{-12}$  à  $10^{-9}$  m/s), trait simple ( $10^{-9}$  à  $10^{-7}$  m/s), trait gras ( $10^{-7}$  et plus m/s). B) Conductivités directionnelles moyennes en m/s calculées pour l'ensemble des fractures et sur chaque zone de profondeur. Les valeurs moyennes sont représentées par un rond blanc. Les barres d'erreur permettent de visualiser l'amplitude des variations de conductivités équivalentes entre les minima et maxima observés pour chaque zone. C) Conductivités directionnelles moyennes, en m/s calculées pour chaque zone de profondeur et pour chaque type de remplissage: réseaux "efficaces" et caractéristiques des précipitations d'hématite, calcite, chlorite, quartz et illite. Les courbes sont comparées à la moyenne des conductivités sur l'ensemble du forage.

En dessous de 1625 m, les fractures à quartz et à illite d'une part, à chlorite et calcite d'autre part présentent une évolution de leur conductivité directionnelle avec la profondeur comparable pour une association donnée, mais différente de celle de l'autre association. Au-dessus de 1625 m, chaque minéral semble avoir un comportement spécifique.

Si l'on intègre l'ensemble des paramètres (nature du remplissage, famille directionnelle, épaisseur des fractures, conductivité directionnelle), on peut simplifier les seize zones en quatre zones principales (Tableau 4).

profondeur		HÉMATITE	QUARTZ	ILLITE	CALCITE	CHLORITE	% de fractures traitées	nombre total de fractures
		$K_f * 10^{-6}$ m/s						
1400-1625	<b>moyenne</b>	<b>0,97</b>	<b>1,98</b>	<b>0,02</b>	<b>1,08</b>	<b>1,97</b>		
	somme	9,70	7,90	0,03	10,82	7,89		
	$\sigma K_f$	0,11	0,16	0,0015	0,12	0,16	82%	1055
	%	43%	7%	5%	18%	10%		
1625-1725	<b>moyenne</b>	<b>0,29</b>	<b>0,10</b>	<b>0,09</b>	\	\		
	somme	0,87	0,51	0,52	\	\		
	$\sigma K_f$	0,06	0,02	0,02	\	\	77%	654
	%	15%	36%	21%	2%	4%		
1725-2075	<b>moyenne</b>	\	\	\	<b>0,89</b>	<b>1,25</b>		
	somme	\	\	\	6,24	6,24		
	$\sigma K_f$	\	\	\	0,10	0,14	86%	614
	%	4%	1%	1%	52%	29%		
2075-2300	<b>moyenne</b>	\	<b>3,82</b>	\	<b>2,85</b>	<b>2,60</b>		
	somme	\	15,30	\	17,08	15,59		
	$\sigma K_f$	\	1,42	\	1,00	0,95	75%	674
	%	1%	14%	0%	32%	29%		

Tableau 4: Conductivités directionnelles équivalentes  $K_f$  ( $10^6$  m/s) calculées sur 4 zones de profondeurs caractéristiques dans le forage EPS1 et pour les 5 types de remplissages. Les valeurs moyennes et sommes de  $K_f$  sont calculées sur l'ensemble des familles de fractures  $f$  caractéristiques d'un minéral et d'un intervalle de profondeur. Elles sont pondérées par leur écart - type  $\sigma K_f$ . Le nombre total de fractures par zone permet le calcul des pourcentages de fractures traitées dans chaque cas.

- La **zone supérieure du forage (1400 - 1625 m)** est la seule qui présente simultanément et de façon bien caractérisée, les trois associations minérales avec des conductivités différentes (entre  $2.10^{-8}$  m/s pour des fractures à illite et  $2.10^{-6}$  m/s pour des fractures à quartz ou chlorite). Les fluides ont percolé dans des réseaux différents du point de vue hydraulique au toit du granite.
- La **zone intermédiaire (1625 - 1725 m)** est caractéristique des fractures à quartz - illite avec des conductivités plus faibles,  $10^{-7}$  m/s au maximum. L'hématite est encore présente dans cette zone avec une conductivité moyenne de  $3.10^{-7}$  m/s.
- Dans les deux dernières zones, les fractures à calcite et chlorite dominent entre **1725 et 2300 m** et celles à quartz et illite entre **2075 et 2300 m** avec une augmentation progressive des conductivités pour atteindre un maximum en fond de forage de  $3.10^{-6}$  m/s au maximum pour les fractures à quartz et calcite. La présence simultanée de fortes conductivités moyennes caractéristiques du quartz ( $4.10^{-6}$  m/s), de la calcite ( $3.10^{-6}$  m/s) et de la chlorite ( $3.10^{-6}$  m/s) en fond de forage, explique l'augmentation globale observée des conductivités entre 2050 et 2300 m.

*La mise en évidence de réseaux "efficaces" spécifiques non synchrones et à densité de fracture hétérogène, donc de perméabilités variables dans le temps et dans l'espace, implique une*

*surestimation des paléoperméabilités fissurales pour tout calcul prenant en compte l'ensemble des fractures sans discrimination.*

## **2.5. Discussion et conclusion.**

L'échangeur géothermique de Soultz a connu une histoire hydraulique complexe comme en témoignent l'existence et l'imbrication d'altérations variées dans le granite (Genter, 1989; Genter et Traineau, 1992). Le massif granitique, relativement homogène d'un point de vue minéralogique ne présente que des hétérogénéités d'ordre structural (fracturation) qui ont été le siège de circulations fossiles (altération hydrothermale) ou actuelles (venues d'eau). L'étude des inclusions fluides présentes dans différentes veines de quartz a montré que les fractures ont été colmatées lors d'épisodes successifs de fracturation - percolation - remplissage (Dubois et al., 1996).

La notion de zones hydrothermalisées (Genter, 1989; Ledésert et al., 1993) permet d'envisager le milieu cristallin comme un réservoir à double perméabilité matrice-fractures. Les fractures liées à l'histoire structurale drainent les (paléo)fluides et leur voisinage immédiat (auréoles d'altération autour des épontes). Celles-ci sont l'objet de dissolutions minérales importantes (plagioclase, biotite) qui créent une porosité matricielle autour des fractures. Sardini et al. (1997) ont quantifié la connectivité des minéraux susceptibles d'être altérés (plagioclases). Des porosités mercure entre 6 et 20% ont été mesurées sur les échantillons de granite altéré non fracturé. Il existerait donc plusieurs échelles de percolation de fluide qu'il sera nécessaire de comparer et de prendre en compte dans leur ensemble pour cerner l'altération complexe présente dans le granite de Soultz. Néanmoins, l'étude des circulations de fluides dans les fractures macroscopiques, principaux drains à Soultz, permet de cerner les phénomènes d'altération majeurs et donc de proposer une première interprétation de l'histoire hydrothermale du massif granitique.

L'analyse fine des réseaux fossiles (caractéristiques géométriques et nature des remplissages minéraux) en fonction de la profondeur, conduit à la définition de réseaux "efficaces".

- Trois associations minérales principales ont été reconnues le long du forage EPS1, quartz - illite, calcite - chlorite et hématite. Elles sont réparties différemment avec la profondeur, conduisant à l'individualisation de seize zones.
- L'analyse structurale des réseaux de fractures colmatées montre l'existence de dix familles directionnelles, dont la densité varie tout au long du forage.
- La combinaison des données minéralogiques et structurales permet d'associer une phase minérale à un réseau de fractures ayant une géométrie 3D et des caractéristiques hydrauliques spécifiques.

Le quartz et l'illite se localisent dans des zones fortement fracturées de manière hétérogène tandis que la calcite et la chlorite sont plus régulièrement réparties dans le massif. Ces faits impliquent que les mécanismes à l'origine du dépôt de ces minéraux secondaires et donc des circulations fluides ne sont pas identiques. En effet, la calcite et la chlorite sont liées à l'altération pervasive qui affecte le massif dans son ensemble sous l'action de transferts locaux. Le quartz et l'illite traduisent des circulations de fluides à plus grande échelle mais localisées aux zones hydrothermalisées.

*Les mécanismes de circulation des fluides peuvent de ce fait, être appréhendés sous l'angle de la distribution spatiale des altérations fossiles.*

### **3. ANALYSE D'UNE PERCOLATION FOSSILE A ECHELLE MICROSCOPIQUE.**

#### **3.1. Objectifs.**

A Soultz, les transferts de matière par les fluides et les interactions eau-roche résultent de l'écoulement de fluides hors équilibre dans un granite fissuré et altéré. Dans le forage EPS1, différentes familles de macrofractures auxquelles sont associés différents épisodes d'altération ou de colmatage de leurs épontes ont été mises en évidence dans la première partie de ce chapitre. Le granite de Soultz est donc un site particulièrement favorable pour étudier le couplage entre les interactions eau-roche et les écoulements en milieu fissuré.

Cependant, ces macrofractures ne sont pas les seuls vecteurs des fluides dans un granite. Une importante microfissuration de la roche est présente avec, pour témoins, les nombreux plans d'inclusions fluides et veinules colmatées présents dans les minéraux primaires ou secondaires de la roche. L'altération filonienne à grande échelle (perméabilité de fractures) a donc été relayée ou amplifiée par une altération de la matrice rocheuse (porosité et perméabilité de matrice) via les réseaux de microdiscontinuités.

Les deux échelles d'étude: macrofracturation et microfissuration sont mécaniquement liées (Lespinasse et Pêcher, 1986). Elles doivent être étudiées simultanément.

Cette étude a donc pour objectif de quantifier les microporosités, surfaces d'échanges et perméabilités développées par les fissures. Les réseaux de microfracturation ont été étudiés sur une zone particulière du granite située entre 2150 et 2175 m. Cette zone très fracturée et actuellement encore perméable a été précédemment étudiée par Ledéseret (1993) et Ledéseret et al. (1993). Elle est caractérisée par une altération très avancée de tous les minéraux du granite (à l'exception de l'orthose)

à l'approche d'une veine de quartz, et est donc particulièrement intéressante du point de vue du chimisme et des mécanismes d'altération.

### **3.2. Typologie des microfissures.**

Les fractures sont présentes à toutes les échelles dans les roches. Les microfissures sont des discontinuités planaires dont les dimensions sont trop petites pour être appréhendées en observation macroscopique. Elles sont assimilées à des fractures de mode I et constituent des microfentes de tension (Lespinasse et Pêcher, 1986) dont l'orientation contient l'axe de la contrainte principale maximale  $\sigma_1$  et est perpendiculaire à l'axe de la contrainte principale minimale  $\sigma_3$ . Elles sont donc les témoins directs des différentes phases tectoniques qui ont pu affecter un massif rocheux.

Leur longueur (extension maximale) est en général égale au diamètre d'un ou de plusieurs grains de la roche, leur ouverture est de l'ordre de grandeur d'une dizaine de microns. Leurs fortes densités, malgré leur faible dimension, permet la constitution rapide de réseaux 3D qui en font d'excellents vecteurs des fluides. *Leur étude géométrique permet de quantifier les perméabilités ou paléoperméabilités fissurales.*

#### **3.2.1. Microfissures "actuelles".**

Les microfissures "actuelles" sont ouvertes, c'est à dire disponibles pour les fluides et plus ou moins connectées entre elles. Leur rôle est alors prépondérant car elles permettent la propagation des fluides dans la matrice rocheuse en relais des fractures. Leur rôle dans la propagation des fluides et donc des altérations peut être très important. Parmi les différents mécanismes physico-chimiques responsables de l'évolution d'une perméabilité de fissure, les réactions de dissolution - cristallisation sont l'un des plus importants. En effet, si une dissolution partielle peut accroître localement le degré d'ouverture d'une fracture, elle peut simultanément se trouver en compétition avec une recristallisation ou néoformation de phases minérales à l'intérieur de la fracture, la résultante de ces deux actions opposées pouvant être une réduction de l'ouverture de la fissure et donc de la perméabilité.

Ces phénomènes peuvent être quantifiés comme il le sera démontré dans le Chapitre III

#### **3.2.2. Microfissures fossiles.**

Les microfissures fossiles sont totalement ou partiellement colmatées au moment de leur observation (Figure 40). Elles ont donc enregistré les différentes migrations de fluides et les minéraux secondaires présents entre leurs épontes deviennent des indices précieux quant à la caractérisation de la nature et de l'intensité des interactions fluide-roche.

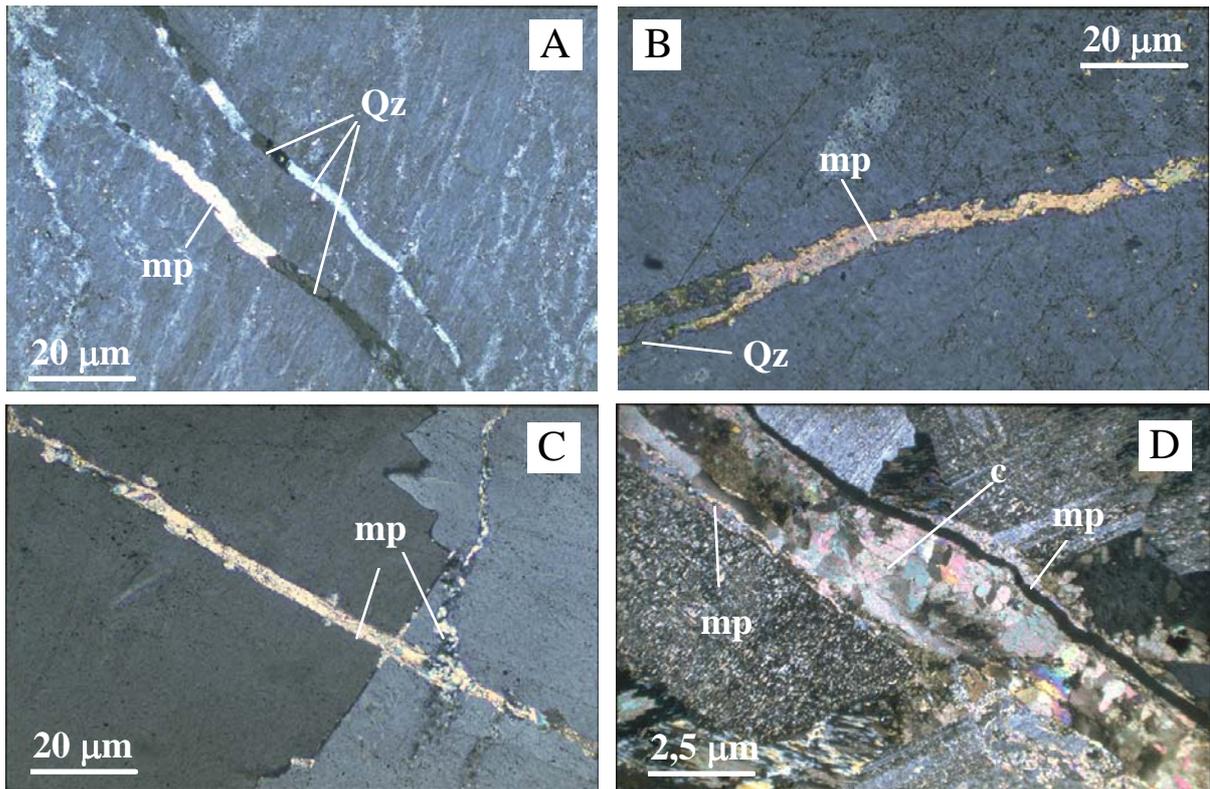


Figure 40: Quelques exemples de microfissures fossiles. Photographies réalisées sous microscope en lumière transmise polarisée et analysée. Toutes ces fissures sont colmatées par du quartz (Qz), des minéraux phylliteux (mp), des carbonates (c).

### 3.2.3. Plans d'inclusions fluides.

Les inclusions fluides sont des microcavités présentes dans les minéraux primaires ou secondaires des roches. Elles contiennent des fluides, sous forme liquide et/ou gazeuse, accompagnés ou non de phases solides. Ces fluides sont piégés très rapidement (Brantley, 1992) lors de la cristallisation du minéral hôte pour les inclusions fluides "primaires" ou lors du remplissage de microfractures recoupant le minéral (inclusions fluides secondaires). Ces alignements d'inclusions fluides secondaires ou plans d'inclusions fluides (plans d'IF), sont les seuls témoins actuels des relations existant entre les paramètres physico-chimiques (l'inclusion fluide) et microstructuraux (la microfissure hôte). Le couplage entre leur analyse microthermométrique, qui permet de caractériser les conditions P, T de leur piégeage, et leur caractérisation géométrique (étude structurale) est une des seules voies permettant de déterminer et de quantifier les paléoécoulements fluides.

*Toutes ces structures ont des formes finies à l'échelle d'observation de la lame mince. L'analyse des réseaux 3D de microfissures peut donc être basée sur des données précises qui permettent à terme une modélisation fiable des perméabilités fissurales.*

### **3.3. Reconstitution 3D des réseaux de microdiscontinuités: Méthodologie.**

#### *3.3.1. Analyse structurale.*

L'analyse tridimensionnelle des réseaux de plans d'IF ou autres microdiscontinuités sur lame mince restitue une bonne approximation de la fracturation dans un volume rocheux (Lespinasse, 1991). La caractérisation des réseaux de microfissures a été réalisée par l'analyse statistique de leur distribution sur échantillon orienté. La saisie des données est réalisée à l'aide d'un logiciel d'analyse d'images mis au point au CRPG-Nancy (Lapique et al., 1988; Champenois, 1989). L'étude de la microfissuration est faite sur un microscope optique classique. Cette méthodologie (cf. Annexe 4) qui s'ajoute aux techniques classiques de reconstitution tridimensionnelle (platine universelle ou autres méthodes) permet un traitement rapide et immédiat des données.

#### *3.3.2. Détermination des paramètres géométriques: longueurs et épaisseurs.*

##### *a. Rayons moyens.*

Les fissures sont généralement assimilées à des disques de rayon  $c$  et d'épaisseur  $e$  (Figure 41). Les longueurs des traces, mesurées par analyse d'images représentent l'intersection de ces disques avec le plan de la lame mince. Elles ne correspondent donc pas forcément à la longueur réelle de chaque fissure.

Ayt Ougougdal (1994), après Dehoff et Rhines (1972), présente une approche statistique permettant d'évaluer la valeur représentative des rayons moyens pour chaque famille de microfissures [équations 1 et 2]. Le calcul du rayon nécessite un traitement particulier car la longueur digitalisée (analyse d'images) ne correspond pas au rayon réel et dépend du niveau d'intersection entre le plan de fracture et le plan de coupe (plan de la lame mince).

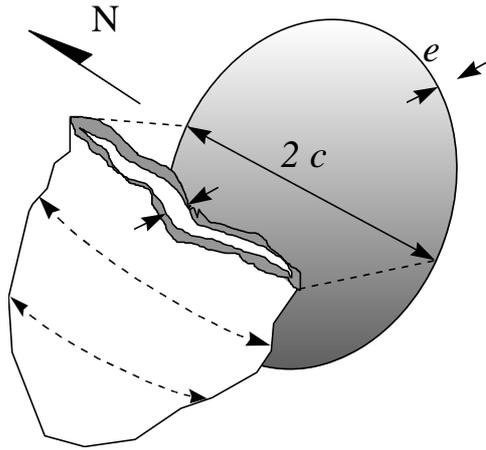


Figure 41: Schématisation et modélisation des microdiscontinuités. Une microfissure réelle présente une forme 3D proche d'un ellipsoïde aplati. Un modèle classique (Guéguen et Dienes, 1989) permet sa représentation par un disque dont le rayon est égal à son extension et l'épaisseur à son ouverture maximale

Cette méthode (Dehoff et Rhines, 1972) est utilisée en métallographie quantitative et permet d'étudier la distribution des tailles des particules (ici des disques) à partir de la distribution des diamètres de section.

$$C_f = \frac{\pi}{4 \cdot Z_f} \quad [39]$$

$$\text{avec } Z_f = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{1}{L_{fi}} \quad [40]$$

$Z_f$ : valeur moyenne des inverses des longueurs de fractures mesurées dans le plan de coupe ( $1/L_{fi}$ ).  
 $L_{fi}$ : Longueur de la trace d'une microfissure  $i$  sur  $N$  appartenant à la famille d'orientation  $f$ .

#### b. Epaisseurs moyennes.

L'acquisition précise des épaisseurs par analyse d'images pose le problème du grossissement utilisé au microscope. Chaque fissure doit être simultanément caractérisée par sa longueur et son épaisseur. La digitalisation de la longueur nécessite un grossissement inférieur ou égal à  $G \cdot 20$ . Celui-ci ne permet généralement pas, la mesure précise de l'épaisseur. Le passage à un grossissement élevé pose par contre, le problème de la rugosité des parois de fissure. L'épaisseur caractéristique est alors difficile à quantifier (Figure 42).

L'épaisseur "moyenne" des microfissures a été définie au grossissement  $G \cdot 20$  qui permet un bon compromis entre une bonne visualisation des épontes et la précision des mesures. Un changement d'objectif est donc réalisé entre chaque mesure de rayon et d'épaisseur.

L'épaisseur des plans d'IF est encore plus difficile à estimer car la cicatrisation masque la trace des épontes initiales de ces paléomicrofissures. L'épaisseur des inclusions fluides a donc été fixée comme égale au diamètre de la plus grosse inclusion fluide des plans étudiés (Figure 43).

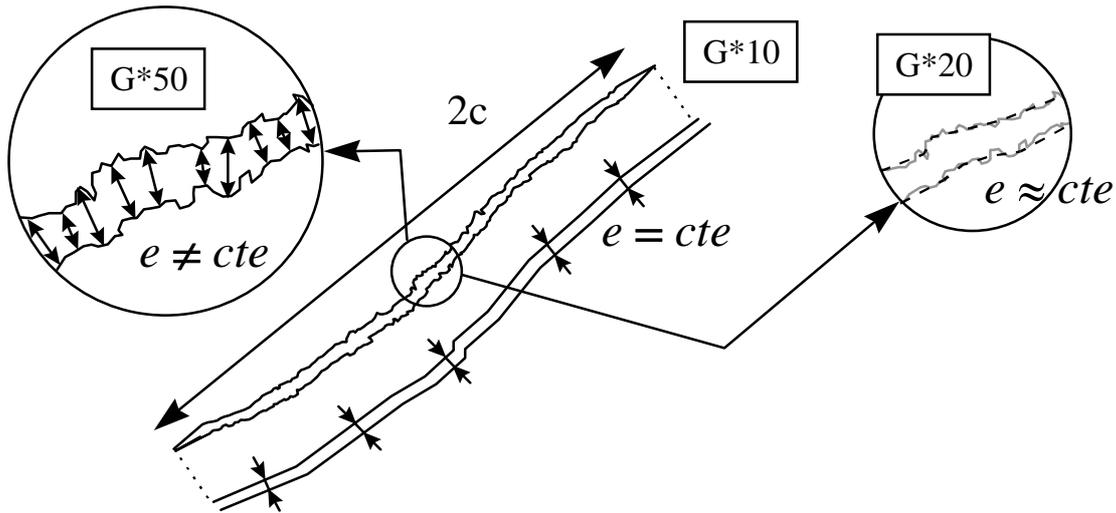


Figure 42: Schématisation d'une fissure observée au microscope. En fonction des grossissements utilisés, le degré de complexité des épontes (rugosité) augmente. La définition d'une épaisseur caractéristique est alors problématique. Le grossissement G\*20 permet le meilleur compromis: la digitalisation de l'extension totale des microfissures et la définition d'une épaisseur moyenne est possible (analyse d'images).

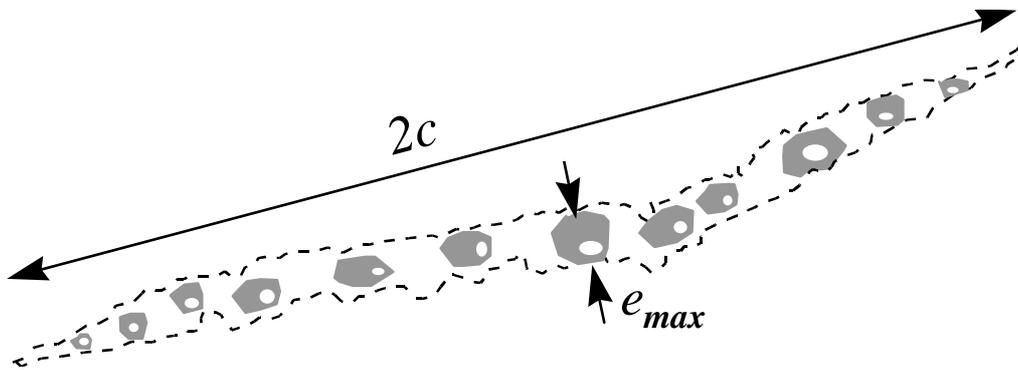


Figure 43: Schématisation d'un plan d'inclusion fluide. Les inclusions ont été piégées dans le plan de microfissure lors de sa cicatrisation. Les épontes (trait pointillé) de la fissure ne sont plus identifiables par une observation microscope classique. L'épaisseur caractéristique du plan d'inclusion fluide est alors fixée arbitrairement comme égale au diamètre de la plus grosse inclusion.

### 3.3.3. Détermination des densités volumiques.

La valeur des densités volumiques est estimée à partir de la connaissance des densités surfaciques de microfissuration (déterminées par analyse d'images). Une distinction a été réalisée entre les différentes orientations des systèmes de fissures.

$$\text{Famille anisotrope} \quad N_f = \frac{2 \cdot N_{Af} \cdot Z_f}{\pi \cdot \sin \Phi} \quad [41]$$

$$\text{Famille isotrope} \quad N_f = \frac{8 \cdot N_{Af} \cdot Z_f}{\pi^2} \quad [42]$$

$N_f$ : densité volumique.

$N_{Af}$ : densité surfacique.

$\Phi$ : valeur du pendage de la fissure par rapport au plan de coupe.

$Z_f$ : valeur moyenne des inverses (1/l) des longueurs de fissures mesurées dans le plan de coupe.

### 3.3.4. Perméabilités, porosités et surfaces d'échange.

#### a. Modèles de perméabilité: approche quantitative.

La modélisation des plans de discontinuités au sein de la roche a été réalisée grâce au modèle des disques, fréquemment utilisé pour la génération de réseaux artificiels ou visant à reproduire les conditions de fracturation naturelle (Long et al., 1985; Billaux, 1990). Ce modèle est présenté au paragraphe 3.3. du Chapitre I. Il propose le calcul d'un tenseur de perméabilité basé sur la connaissance du degré d'interconnexion des familles de fractures entre elles. Son expression est donnée par les relations [I-46 à I-48]. Un programme informatique a été élaboré à partir de ces relations (Canals et Ayt Ougougdal, 1997).

#### b. Porosité fissurale et surface d'échange des microfissures.

Le volume des vides est représenté par la porosité matricielle et par la porosité fissurale dans une roche. La porosité matricielle d'un granite est généralement négligeable devant la porosité développée par la fissuration. On supposera donc que les écoulements fluides ont lieu par le biais du réseau microfissural. Le modèle utilisé permet l'assimilation des microfissures à des disques. Le volume fissural disponible pour le fluide est donc égal au volume d'un disque. Il s'agit d'une porosité représentative de la porosité réelle si on considère que toutes les fissures sont connectées. Le volume de vides calculé doit donc être pondéré par un terme explicitant le degré d'interconnexion (participation à l'écoulement) des différentes familles de fissures.

La porosité utile pour les écoulements fluides dans la roche est donc estimée en calculant le volume total connecté des différentes familles de microfissures (équation 5).

$$\phi = \sum P_f \cdot N_f \cdot \pi \cdot c_f^2 \cdot e_f \quad [43]$$

*f* est le nombre total de familles de fissures.

*P<sub>f</sub>* est la fraction de fissures de la famille *f* participant à l'écoulement.

*N<sub>f</sub>* est la densité de fissures de la famille *f* par unité de volume de roche.

*e<sub>f</sub>* est l'ouverture des microfissures de la famille *f*.

*c<sub>f</sub>* est le rayon des microfissures de la famille *f*.

La surface d'échange fluide-roche totale peut être estimée de la même façon par la surface développée par les disques:

$$S = \sum S_f = \sum P_f \cdot N_f \cdot \pi \cdot 2 \cdot c_f^2 \quad [44]$$

### 3.4. Application: microfissuration du granite de Soultz.

Plusieurs lames minces ont été réalisées à partir d'échantillons du granite de Soultz prélevés à des profondeurs encadrant une veine de quartz (N17°E 70°W) de 150 mm d'épaisseur pour permettre d'établir une relation entre microfracturation et macrofracturation (Figure 44).

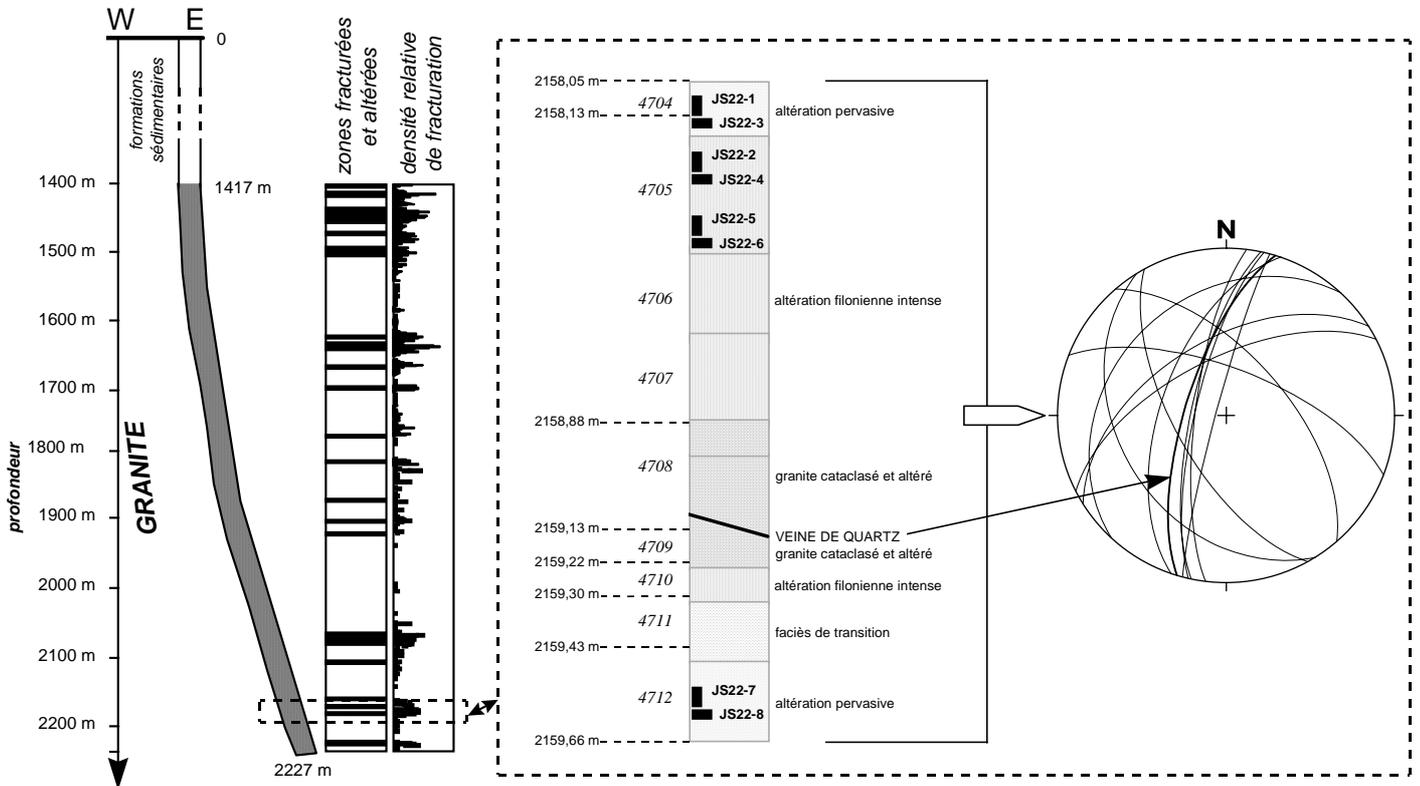


Figure 44: Zones d'échantillonnages et faciès d'altération présents dans l'étude de la zone microfracturée 2158-2160 m. Des jeux de lames minces dans des plans perpendiculaires ont été réalisés. La présence d'une importante veine de quartz et de macrofractures plus fines, de direction NS caractérise cette zone (Ledéser, 1993, modifié).

Ces lames présentent de nombreux plans de microdiscontinuités. Leur densité élevée implique un réseau 3D complexe. Une première étude permet de décrire géométriquement les réseaux microfissuraux présents dans le granite à cette profondeur.

### 3.5. Résultats: Etude des réseaux de microdiscontinuités.

Cette étude a pris en compte 2 types de microdiscontinuités présentes dans les quartz du granite: les plans d'IF (majoritaires) issus de la cicatrisation partielle d'anciennes microfissures et les microfissures sensu stricto dont le colmatage (par de l'illite ou de la calcite) est complet (Figure 45). Ces dernières sont caractérisées par un développement (extensions et épaisseurs) beaucoup plus important que les plans d'IF. Elles constituent donc des drains majeurs à l'époque de leur ouverture, dans lesquels une

importante quantité de fluide a pu circuler, permettant des taux de dissolution et cristallisation importants.

L'échelle d'étude microscopique permet de distinguer ces deux structures.

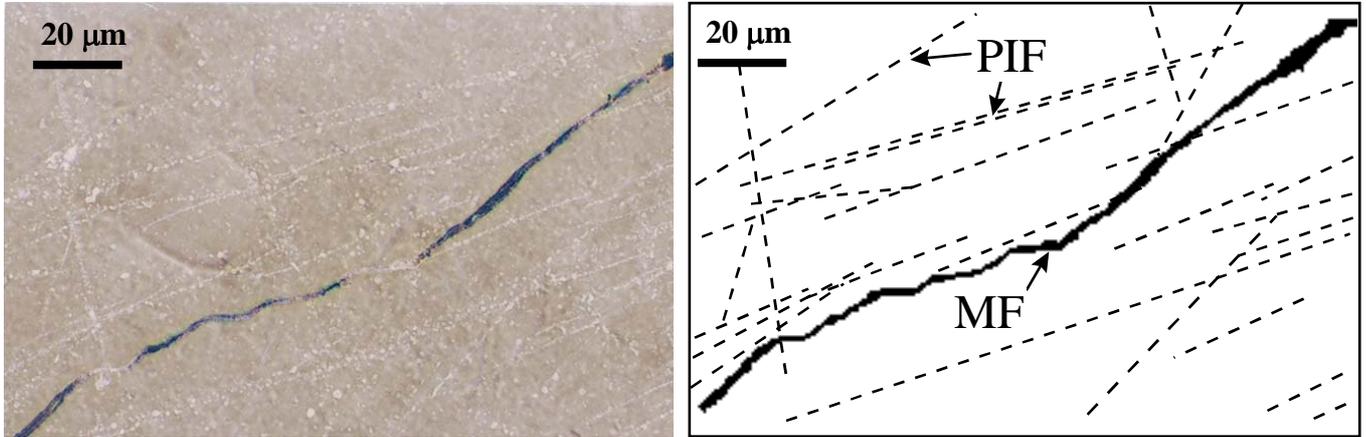


Figure 45: Photographie (couleurs inversées) et diagramme schématique d'une plage de lame mince du granite de Soultz dans la zone 2158-2160 m. Deux types de microstructures sont présentes: les plans d'inclusions fluides (PIF) et les microfissures (MF).

Les plans d'IF et les veinules à illite-calcite s'inscrivent dans l'histoire du massif fracturé et représentent différents épisodes d'altération:

La formation des plans d'IF correspond globalement à des circulations hydrothermales précoces de fluides aqueux, de salinité modérée, dont les températures minimum de piégeage sont très variables impliquant différents épisodes de formation-percolation-remplissage (Dubois et al., 1996). Ces plans d'IF semblent antérieurs au colmatage des veines qui présentent des fluides différents (Dubois et al., 1996).

Les fissures ou veinules, de développement plus important, sont principalement et totalement colmatées par des associations illite et calcite dont la précipitation est attribuée à des circulations contemporaines de la formation des veines de quartz (broyage de la roche, dissolution du quartz sous contrainte et recristallisation, Ledésert, communication personnelle et Ledésert et al., soumis).

*Ces deux types de microstructures ont donc été les témoins de migrations fluides non synchrones.*

### 3.5.1. Les plans d'inclusions fluides.

#### a. Description des réseaux.

Les données acquises sur le profil d'échantillonnage (Figure 44) permettent de dégager quatre principales familles de fissures de pendages subverticaux et d'orientation N10°E, N45°E, N90°E, N140°E (Figure 46A). Ces systèmes sont plus ou moins bien représentés sur les différentes lames. 355 plans d'IF (lames horizontales) ont été traités et parmi eux 302 définissent les principaux systèmes d'orientation. Les 53 autres plans sont caractérisés par des orientations quelconques. Ces derniers définissent par hypothèse une famille "isotrope". Cette famille possède un statut particulier, elle regroupe tous les pôles de plans traités ne correspondant pas aux critères globaux de description des familles précédentes. Elle n'est donc pas caractérisée par une orientation et un pendage précis et sera définie comme la partie isotrope du réseau microfissural ("iso", cf. Tableau 6).

L'étude parallèle des lames verticales identifie 5 systèmes d'orientation distincts (Figure 46B) dont une dominance de plans NS. Dans le plan vertical, ces directions correspondent aux pendages apparents des plans d'IF. Les plans NS représentent par exemple, des inclinaisons de 90°, les plans méridiens (EW) sont subhorizontaux. Ces derniers sont présents dans toutes les lames verticales (famille  $F_{CV}$ ). Cette famille a donc été isolée et replacée par rotation (Annexe 4) dans le plan des lames horizontales pour compléter les données structurales (Figure 46A) (Tableau 5).

La zone de profondeur 2150 - 2175 m individualisée lors de l'étude des fractures macroscopiques (cf. § 2.4.), encadre la zone d'étude (2158 - 2160 m). Elle est caractérisée par de fortes paléoperméabilités à échelle macroscopique. Les fractures présentes sont principalement orientées NS, mais apparaissent aussi dans quatre systèmes subverticaux: EW, N45°E et N140°E et 1 système subhorizontal (Figure 47A). Ces orientations sont bien représentées à échelle microscopique (Figure 47B) avec une parfaite corrélation entre macro et microstructures pour la direction N10°E ( $F_{IH}$ ) qui correspond à la veine de quartz référence.

Lespinasse (1991) démontre qu'il existe un parallélisme bien marqué entre les directions de microfissures et les directions des paléocontraintes régionales. Les traînées d'Inclusions Fluides correspondent à des microfissures ouvertes en mode I (ouverture parallèle à  $\sigma_1$  et perpendiculaire à  $\sigma_3$ ). Cette similitude entre les orientations des fractures NS à échelle micro et macroscopique est également observée par Dezayes (1995).

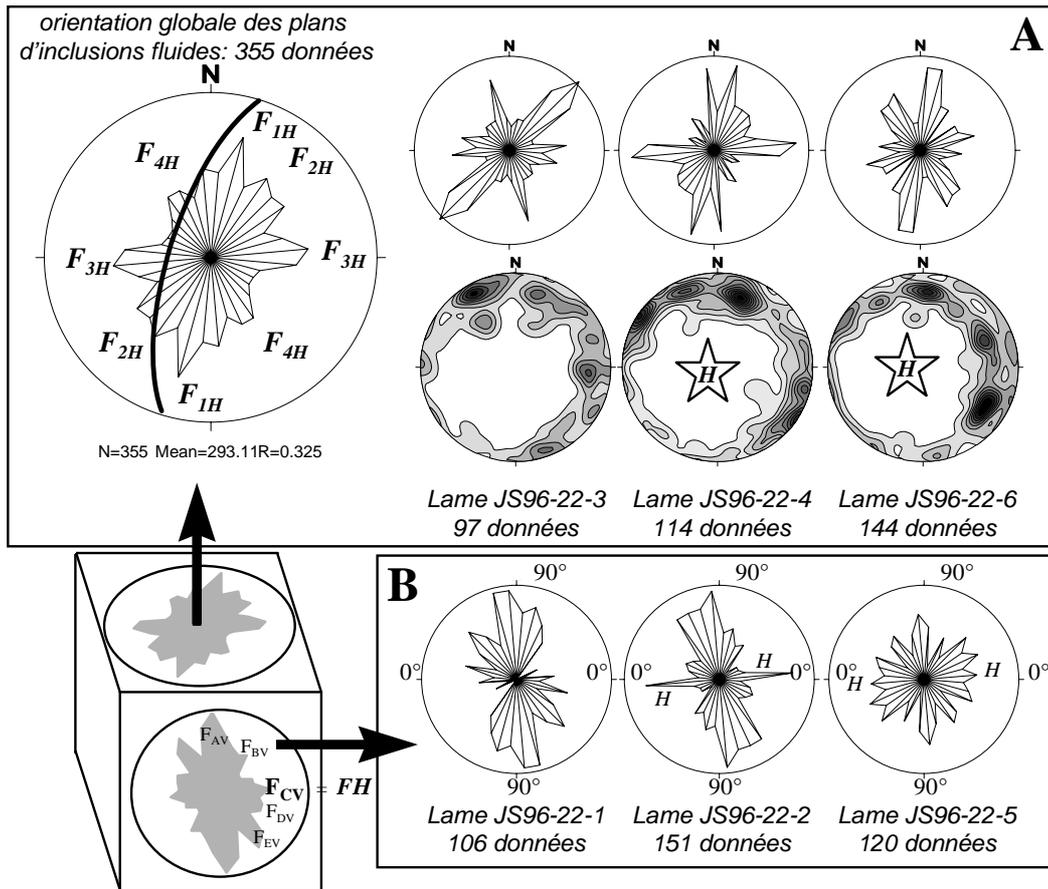


Figure 46: Bilan des orientations des plans d'inclusions fluides repérés sur les différentes lames. A) Rosace présentant les 4 familles d'orientation ( $F_{1H}$ ,  $F_{2H}$ ,  $F_{3H}$ ,  $F_{4H}$ ) repérées sur les lames horizontales. Ces plans, dont les contours de densités des pôles sont représentés pour chaque lame, présentent tous des pendages subverticaux. B) L'étude conjointe des lames verticales permet de détecter la présence d'une famille à pendage subhorizontal que l'étude des lames horizontales n'aurait pu détecter. Les rosaces de direction présentées, montrent pour les trois lames verticales, une famille méridienne  $F_{CV}$  qui correspond en réalité à ces fissures subhorizontales. Les lames verticales présentent de plus, des systèmes distincts ( $F_{AV}$ ,  $F_{BV}$ ,  $F_{DV}$ ,  $F_{EV}$ ).

LAMES HORIZONTALES								
75 données			126 données			101 données		
LAME 22-3	azimuth	pendage	LAME 22-4	azimuth	pendage	LAME 22-6	azimuth	pendage
$F_{1H}$	N8°E	78°W	$F_{1H}$	N11°E	79°E	$F_{1H}$	N11°E	72°W
$F_{2H}$	N46°E	75°SE	$F_{2H}$	N49°E	73°SE	$F_{2H}$	N53°E	71°SE
$F_{3H}$	N87°E	67°S	$F_{3H}$	N86°E	70°S	$F_{3H}$	N85°E	71°S
$F_{4H}$	N139°E	73°SW	$F_{4H}$	N140°E	76°SW	$F_{4H}$	N141°E	67°SW
LAMES VERTICALES (données après rotation)								
12 données			27 données			26 données		
LAME 22-1	azimuth	pendage	LAME 22-2	azimuth	pendage	LAME 22-5	azimuth	pendage
$F_{CV}$	N247°E	29°N	$F_{CV}$	N234°E	20°N	$F_{CV}$	N232°E	26°N

Tableau 5: Orientations moyennes des différentes familles de fissures repérées sur les lames horizontales ( $F_{1H}$ ,  $F_{2H}$ ,  $F_{3H}$ ,  $F_{4H}$ ) et verticales ( $F_{CV}$ ).

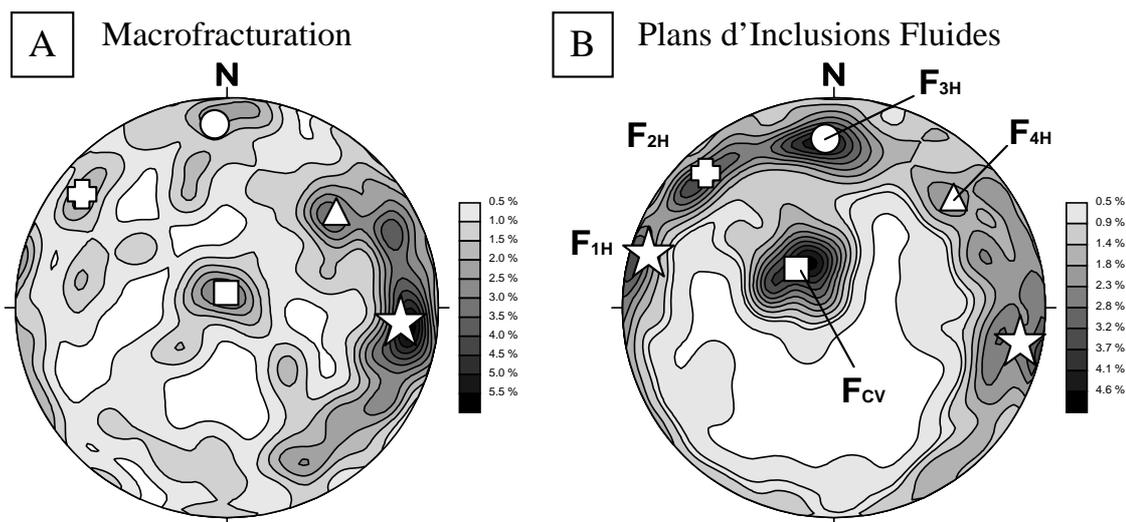


Figure 47: Comparaison des projections stéréographiques des contours des pôles des macrofractures présentes dans la zone macro 2150 - 2175 m (cf. § 2.4.) et des différentes familles de plans d'inclusions fluides présents dans la zone d'étude 2158 - 2160 m. Les symboles indiquent les directions moyennes des différents systèmes d'orientation communs aux deux échelles. Les systèmes macroscopiques sont très bien représentés à échelle microscopique.

Ces données structurales ont été comparées à des travaux antérieurs tels que ceux de Ledésert (1993), Dezayes (1995) et Dubois et al. (1996) effectués sur le granite de Soultz à des profondeurs identiques pour Ledésert (1993), plus éloignées pour Dezayes (1995): 2179 m et Dubois et al. (1996): 2174 m.

Ces auteurs s'accordent pour indiquer que les microdiscontinuités N20°E (F<sub>1H</sub>) semblent contemporaines de l'ouverture des mésofractures NS (épisode d'extension Oligocène). Les plans d'orientation EW repérés par Dezayes (1995) et cette étude sont également corrélés à la mésofracturation sur carotte entre 2150 et 2175 m mais pourraient résulter des états de contrainte distensifs NS antécénozoïques ou compressifs NW-SE cénozoïques (Dezayes, 1995).

Les plans d'IF ont donc été formés à différentes époques de l'histoire du granite. Ils ont subi différentes percolations de fluides mais probablement antérieurement au colmatage des veines. Le colmatage de ces anciennes microfissures peut donc être relié en première hypothèse, au premier épisode hydrothermal qui a affecté le granite: une altération pervasive de la masse du granite (Tableau 2).

#### b. Paramètres géométriques.

Les différents systèmes de plans d'IF ont été caractérisés par leurs paramètres microstructuraux tels que rayons, ouvertures, densités volumiques.

Les résultats concernant les quatre couples de lames sont résumés dans le Tableau 6. Les deux plans de référence, vertical et horizontal, ont été distingués.

LAMES HORIZONTALES							
profondeur		F <sub>1H</sub>	F <sub>2H</sub>	F <sub>3H</sub>	F <sub>4H</sub>	F <sub>CV</sub>	iso
2158 m L22-3	c <sub>F</sub> μm	271	423	373	369	430	392
	e <sub>F</sub> μm	2,9	2,6	2,9	2,9	2,8	2,4
	N <sub>F</sub> /mm <sup>3</sup>	3,47	7,18	5,32	4,82	2,92	5,87
2158,3 m L22-4	c <sub>F</sub> μm	374	291	326	347	354	375
	e <sub>F</sub> μm	2,9	2,6	2,9	3,0	2,7	2,8
	N <sub>F</sub> /mm <sup>3</sup>	10,06	7,48	9,59	6,94	7,99	5,01
2158,5 m L22-6	c <sub>F</sub> μm	356	325	306	298	335	287
	e <sub>F</sub> μm	2,6	2,9	2,6	2,5	2,4	2,6
	N <sub>F</sub> /mm <sup>3</sup>	13,84	5,97	11,24	16,05	9,03	6,77

LAMES VERTICALES								
profondeur		F <sub>AV</sub>	F <sub>BV</sub>	F <sub>CV</sub>	F <sub>DV</sub>	F <sub>EV</sub>	F <sub>3H</sub>	iso
2158,1 m L22-1	c <sub>F</sub> μm	441	360	430	349	459	373	433
	e <sub>F</sub> μm	2,5	2,1	2,8	2,7	2,6	2,9	2,7
	N <sub>F</sub> /mm <sup>3</sup>	6,64	4,95	2,92	3,59	5,93	5,32	4,10
2158,4 m L22-2	c <sub>F</sub> μm	349	396	354	254	349	426	214
	e <sub>F</sub> μm	2,9	2,6	2,7	2,6	2,8	2,9	2,9
	N <sub>F</sub> /mm <sup>3</sup>	12,89	5,55	7,99	5,78	8,70	9,59	11,74
2158,6 m L22-5	c <sub>F</sub> μm	326	438	335	351	264	306	414
	e <sub>F</sub> μm	2,6	2,7	2,4	2,6	2,4	2,6	2,5
	N <sub>F</sub> /mm <sup>3</sup>	7,85	3,98	9,03	5,62	8,80	11,24	6,73
2159,7 m L22-7	c <sub>F</sub> μm	437	478	349	377	395	/	441
	e <sub>F</sub> μm	2,7	2,6	2,7	2,5	2,6	/	2,7
	N <sub>F</sub> /mm <sup>3</sup>	5,02	3,07	4,49	4,72	8,48	/	6,88

Tableau 6: ensemble des données microstructurales concernant les plans d'inclusions fluides de la zone de profondeur 2158-2160 m. Les épaisseurs (e<sub>F</sub>), rayons (c<sub>F</sub>), densités volumiques (N<sub>F</sub>) sont mentionnées pour chaque lame. Les familles de fractures F<sub>1H</sub>, F<sub>2H</sub>, F<sub>3H</sub>, F<sub>4H</sub> sont repérées sur les lames horizontales. Les familles F<sub>AV</sub>, F<sub>BV</sub>, F<sub>CV</sub>, F<sub>DV</sub>, F<sub>EV</sub> sont présentes dans les lames verticales. Les deux familles F<sub>CV</sub> (lames verticales) et F<sub>3H</sub> (lames horizontales) sont communes aux deux plans d'étude. Les plans d'inclusions fluides dont les orientations ne correspondent à aucune des familles précédentes sont regroupés dans une famille "isotrope" (iso).

Les épaisseurs des plans d'IF, diamètres des plus grosses inclusions contenues dans les traînées données, sont globalement homogènes (entre 2 et 3 μm). Aucune différence majeure ne peut être repérée dans le degré d'ouverture des microdiscontinuités et ce, quels que soient leur orientation et le degré d'altération de la matrice rocheuse donc la proximité de la veine.

Par contre, les rayons et densités volumiques montrent des évolutions différentes en fonction des lames et de la profondeur. Les plans présents dans les zones d'altération pervasive (Figure 48) montrent des rayons et des densités volumiques relativement constants de part et d'autre de la veine. Le passage à une altération plus intense est marqué par une augmentation importante des densités volumiques (de 30 à 60 plans par cm<sup>3</sup>) malgré la faible valeur observée à 2158,6 m. Les rayons mesurés sont également différents avec une légère diminution des valeurs (de 400 μm pour les zones d'altération pervasive à 340 μm dans la zone d'altération filonienne intense).

L'augmentation des densités des plans d'IF peut limiter l'extension des microfissures lors de leur formation. Leur propagation réduite dans l'espace, induit une microfragmentation de la roche plutôt que de grandes fissures. Les différentes discontinuités n'étant pas forcément contemporaines, la présence de direction de fragilisation (plans d'IF antérieurs) peut également perturber le développement des fissures.

Remarque: La diminution de densité observée pour la dernière valeur à 2158,6 m peut être expliquée par une disparition progressive des cristaux de quartz magmatiques qui contiennent les plans d'IF. Ledésert (1993) décrit en effet leur dissolution totale de part et d'autre de la veine.

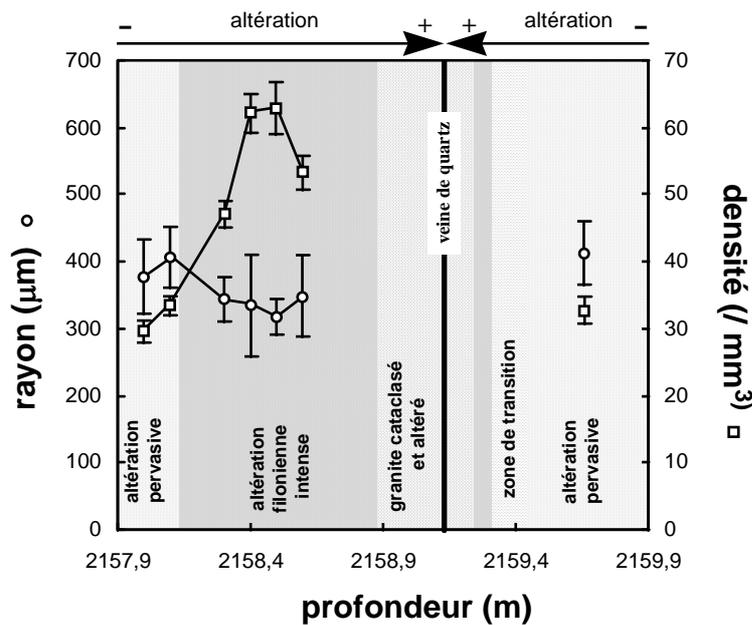


Figure 48: Evolution des densités volumiques (carrés) et des rayons des plans d'inclusions fluides (ronds), de la zone de profondeur 2158-2160 m. Les symboles représentent les valeurs moyennes calculées sur l'ensemble des familles d'orientation. Elles sont pondérées par leur écart - type (barre d'erreur). Les différents faciès d'altération sont représentés par rapport à la veine de quartz référence.

La connexion des plans d'IF paraît donc s'intensifier à l'approche de la veine de quartz. Ceci suggère qu'ils ont pu permettre une fragilisation de la roche avant fracturation.

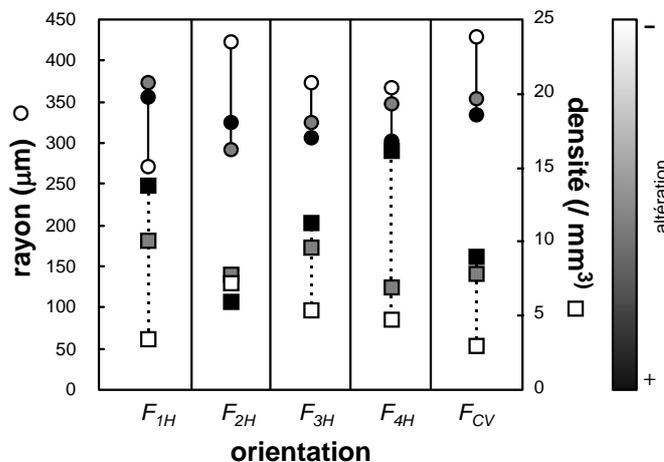


Figure 49: Evolution des densités volumiques (carrés) et des rayons des plans d'inclusions fluides (ronds), suivie sur trois lames minces horizontales et pour chaque famille ( $F_{1H}$ ,  $F_{2H}$ ,  $F_{3H}$ ,  $F_{4H}$  et  $F_{CV}$ , cf. Figure 46A) de plans d'inclusions fluides. Les symboles blancs correspondent aux zones les plus éloignées de la veine, les symboles noirs à la zone altérée.

Les paramètres géométriques des plans d'IF ont été étudiés en fonction de leur orientation (Figure 49). Les familles ( $F_{2H}$ ),  $F_{3H}$ ,  $F_{4H}$  et  $F_{CV}$  sont systématiquement caractérisées par une augmentation

globale des densités et par une diminution des rayons à l'approche de la veine. Seule la famille  $F_{1H}$ , dont l'orientation est parallèle à la veine, se distingue avec une augmentation de rayon à son approche. Ceci peut suggérer que ces plans se sont formés ou ont rejoué après colmatage des précédents, c'est à dire lors de l'ouverture de la veine. Le développement de la fracturation NS en contexte extensif peut favoriser leur apparition et leur développement. Les macrofractures et microfractures semblent donc influencer mécaniquement les unes sur les autres.

### 3.5.2. Les Fissures.

Les fissures présentes dans la zone de profondeur 2158-2160 m sont soit des microveinules (en général infracentimétriques) soit des veinules (en général pluricentimétriques, Figure 50) à illite et calcite, bien exprimées mais peu nombreuses. Elles traversent principalement les quartz et feldspaths du granite).

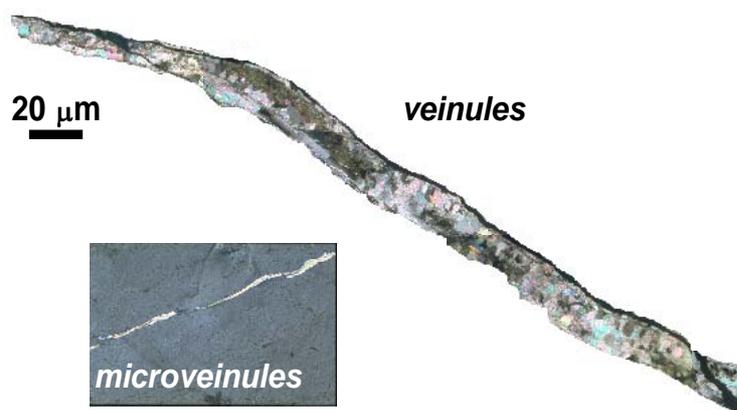


Figure 50: Photographies (lumière transmise, polarisée et analysée) des deux types de fissures rencontrées dans la zone de profondeur 2158-2160 m. Les microveinules et veinules (montage à partir de plusieurs prises de vue) sont totalement colmatées par des associations illite - calcite. Seules les microveinules dont l'extension pouvait être totalement visualisée sous microscope ont été prises en compte dans cette étude.

Elles correspondent à un épisode d'altération contemporain du colmatage des veines (Ledésert, 1993). Seules les microveinules dont l'extension totale ( $G*10$  ou  $G*20$ ) est limitée donc mesurable sous microscope, ont été prises en compte dans cette étude.

#### a. Etude structurale.

Les différentes orientations de fissures ont été repérées également par analyse d'images sur les jeux de lames horizontales et verticales. Trois principaux systèmes d'orientation sont présents (Figure 51A). Ils correspondent globalement aux familles de plans d'IF précédentes: NS ( $F_{1H}$ ),  $N45^{\circ}E$  ( $F_{2H}$ ) et  $N145^{\circ}E$  ( $F_{4H}$ ). Ces fissures ont des pendages subverticaux compris entre  $70^{\circ}$  et  $80^{\circ}W$ . Aucune famille horizontale n'a été repérée sur les lames verticales (Figure 51B).

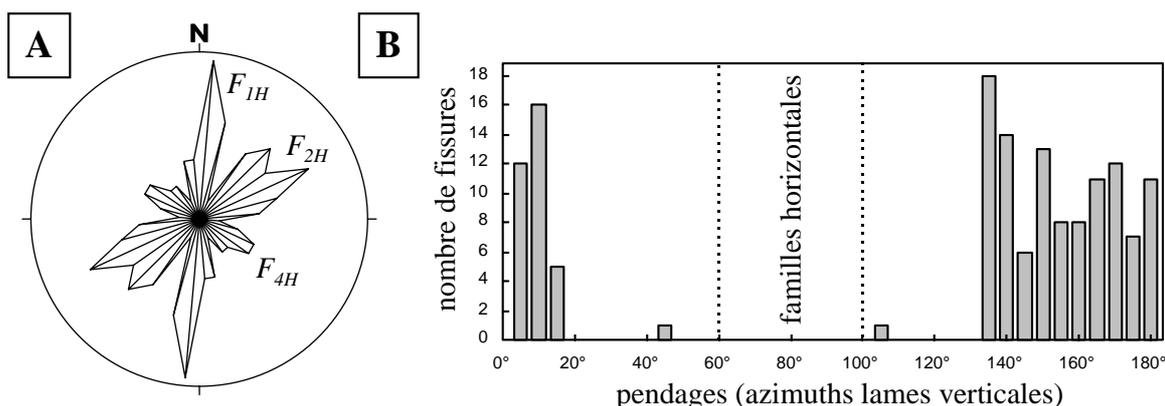


Figure 51: Orientation des fissures à illite - calcite. A) Rosace des différentes directions repérées dans les lames horizontales permettant de définir 3 familles principales: NS, N45°E et N145°E. B) Histogramme représentant le nombre de fissures mesurées en fonction des classes d'azimuts pour les lames verticales. Les pendages apparents sont subverticaux et aucune famille subhorizontale n'est détectée.

L'omniprésence de la direction de fissuration NS ( $F_{1H}$ ) sur toutes les lames suggère à nouveau un contrôle structural de la veine dans la formation de ces microveinules.

#### b. Paramètres géométriques.

Les rayons (entre 300 et 800  $\mu\text{m}$ ) et épaisseurs (de 11 à 17 $\mu\text{m}$ ) des fissures sont globalement supérieurs aux valeurs obtenues pour les plans d'IF. Les densités volumiques sont par contre dix fois plus faibles en moyenne (Tableau 6).

A l'opposé des plans d'IF, les paramètres géométriques caractérisant les fissures à illite - calcite ne semblent pas être dépendants du degré d'altération de la roche ou de la proximité de la veine. La Figure 30 permet d'observer une légère diminution des rayons, ce qui corrobore les observations précédentes (Figure 24) mais cette tendance reste peu marquée sur l'ensemble des lames.

LAMES HORIZONTALES					LAMES VERTICALES			
profondeur		$F_{1H}$	$F_{2H}$	$F_{4H}$	iso	profondeur	total	
2158 m	$c_F \mu\text{m}$	845	522	558	489	2158,1 m	$c_F \mu\text{m}$	606
L22-3	$e_F \mu\text{m}$	12,5	12,9	11,9	11,7	L22-1	$e_F \mu\text{m}$	14,7
	$N_F / \text{mm}^3$	0,49	0,40	1,50	1,71		$N_F / \text{mm}^3$	2,59
2158,3 m	$c_F \mu\text{m}$	460	325	357	577	2158,4 m	$c_F \mu\text{m}$	430
L22-4	$e_F \mu\text{m}$	15,8	12,8	16,6	11,4	L22-2	$e_F \mu\text{m}$	13,9
	$N_F / \text{mm}^3$	0,45	1,29	1,17	0,72		$N_F / \text{mm}^3$	1,22
2158,5 m	$c_F \mu\text{m}$	458	716	352	784	2158,6 m	$c_F \mu\text{m}$	359
L22-6	$e_F \mu\text{m}$	17,1	15	12,1	15,3	L22-5	$e_F \mu\text{m}$	15
	$N_F / \text{mm}^3$	0,46	0,29	0,59	0,80		$N_F / \text{mm}^3$	3,28
						2159,7 m	$c_F \mu\text{m}$	278
						L22-7	$e_F \mu\text{m}$	15,6
							$N_F / \text{mm}^3$	0,47

Tableau 7: ensemble des données microstructurales concernant les fissures à illite - calcite de la zone de profondeur 2158-2160 m.

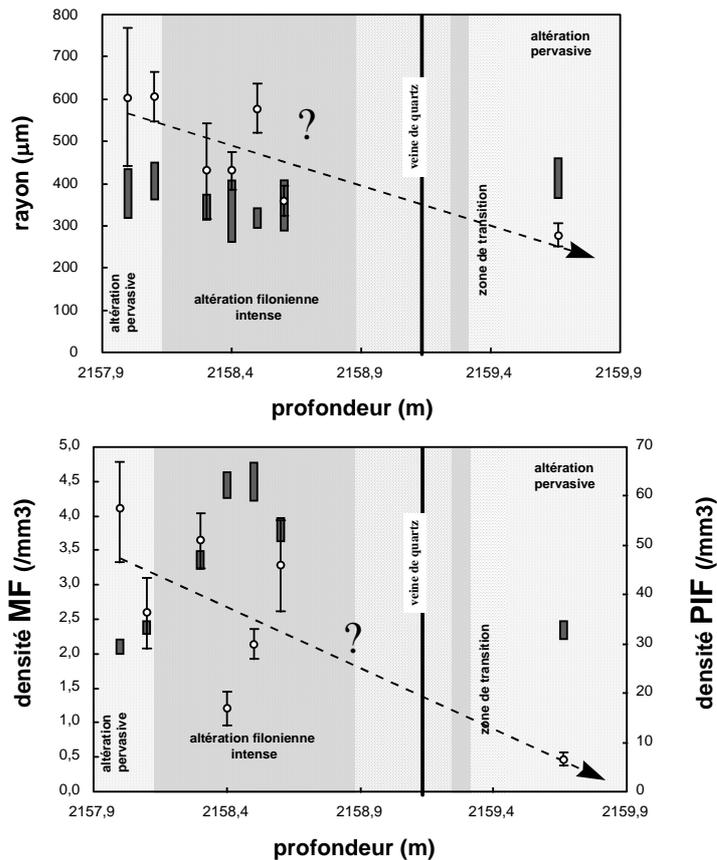


Figure 52: Evolution des densités volumiques et des rayons des fissures (MF) de la zone de profondeur 2158-2160 m. Les symboles représentent les valeurs moyennes calculées sur l'ensemble des familles d'orientation. Elles sont pondérées par leur écart-type (barre d'erreur). L'évolution des mêmes paramètres pour les plans d'inclusions fluides (PIF) est reportée (rectangles gris) à titre de comparaison. Les différents faciès d'altération sont représentés par rapport à la veine de quartz référence.

L'extension des microfissures est globalement supérieure à celle des plans d'IF à l'exception de la zone de la veine où ces paramètres tendent à être équivalents. La similitude d'orientation entre les deux types de structures suggère que les microfissures à illite - calcite pourraient être à ces profondeurs, soit d'anciens plans d'IF qui ont rejoué, soit de nouvelles structures dont le développement est perturbé par la présence des traînées d'IF. Aucune évolution des densités volumiques ne peut être réellement détectée malgré une légère diminution. Ledésert (1993) note que la densité des veinules (structures plus développées, cf. Figure 50) est en augmentation croissante jusqu'à la veine. Ces structures plus importantes semblent donc relayer l'action des microveinules à son approche.

### **3.6. Paléoperméabilités, porosités et surfaces d'échanges développées par les microdiscontinuités.**

La théorie de la percolation est basée sur le calcul d'un degré de connexion des fissures entre elles. Ceci implique de déterminer à un instant donné, les systèmes fissuraux actifs, c'est à dire formés et percolés simultanément.

En première approximation, deux épisodes de fracturation - colmatage peuvent être identifiés à Soultz:

- (1) Un développement précoce de fissures dans les quartz primaires du granite. Ces discontinuités sont très rapidement percolées par des fluides aqueux (Dubois et al., 1996) et leur colmatage par précipitation de quartz est extrêmement rapide (Brantley, 1992) d'où création des traînées d'IF.
- (2) Des fractures sont formées et percolées (Oligocène) par des fluides plus récents: formation des veines de quartz (Dubois et al., 1996) et phase générale de colmatage des fractures. Simultanément des veinules et microveinules se développent. Elles sont percolées par des fluides drainés par la veine et chargés en espèces dissoutes qui permettent la précipitation conjointe d'illite et calcite dans les microdiscontinuités (Ledésert, 1993).

La première phase de percolation est complexe, tant au niveau structural, qu'au niveau de la chimie des fluides détectés dans les plans d'IF (cf. Figure V-21-1b). Il est donc très délicat d'établir une distinction et une chronologie entre les différentes familles. Cependant, il est important de quantifier les perméabilités potentielles développées par ces plans. Ces directions de fragilité peuvent être éventuellement réactivées, en témoignent les mélanges de fluides détectés par Ledésert (1993) dans des populations homogènes d'inclusions.

Il est donc intéressant de quantifier les paléoperméabilités fissurales des microdiscontinuités colmatées qui fragmentent anisotropiquement le granite pour identifier le rôle et l'importance des différentes familles dans la propagation des écoulements fluides fossiles ou actuels.

Ce problème ne se posera pas dans le Chapitre III qui concernera la quantification de perméabilités de fissures actuelles produites par des microdiscontinuités ouvertes au moment de leur observation.

Les valeurs de perméabilités proposées dans cette étude correspondront donc à des valeurs maximales et instantanées qui supposent une ouverture contemporaine de tous les systèmes d'inclusions fluides ou de microveinules. Leur interprétation retiendra uniquement les tendances relatives.

### *3.6.1. Perméabilités*

Seuls les plans d'IF présentent des densités suffisantes pour obtenir des degrés de connectivité élevés (Tableau 8). Les microveinules de développement plus important mais de densité plus faible, n'atteignent pas le seuil de percolation dans le cadre de cette théorie. Pourtant elles sont colmatées et ont donc subi une circulation de fluide. Ces microveinules ne peuvent pas de ce fait, être envisagées comme des éléments en réseaux mais plutôt comme des drains qui collectent les fluides apportés par les autres microstructures ou la porosité de matrice. Leur perméabilité a donc été estimée par un calcul

classique (loi cubique, cf. Chapitre I, équation I-48), chacune de ces microstructures développant une conductivité directionnelle fonction de leur ouverture.

Profondeur (m)	lames	$K_T$ (mD)	% connexion moyen
2158	L22-3	28,90	98%
2158,1	L22-1	32,87	100%
2158,3	L22-4	31,85	99%
2158,4	L22-2	36,43	99%
2158,5	L22-6	33,67	100%
2158,6	L22-5	39,20	100%
2159,66	L22-7	38,79	100%

Tableau 8: Paléoperméabilités en milliDarcy développées par les plans d'inclusions fluides et calculées pour les différentes lames. La perméabilité totale  $K_T$  est mentionnée avec le pourcentage de connexion moyen calculé entre les différentes familles de fissures.

Les familles de plans d'IF développent des perméabilités individuelles relativement variables (de 1 à 8 mD). Ces valeurs ont tendance à augmenter (Figure 53A) avec le degré d'altération et donc la proximité de la veine.

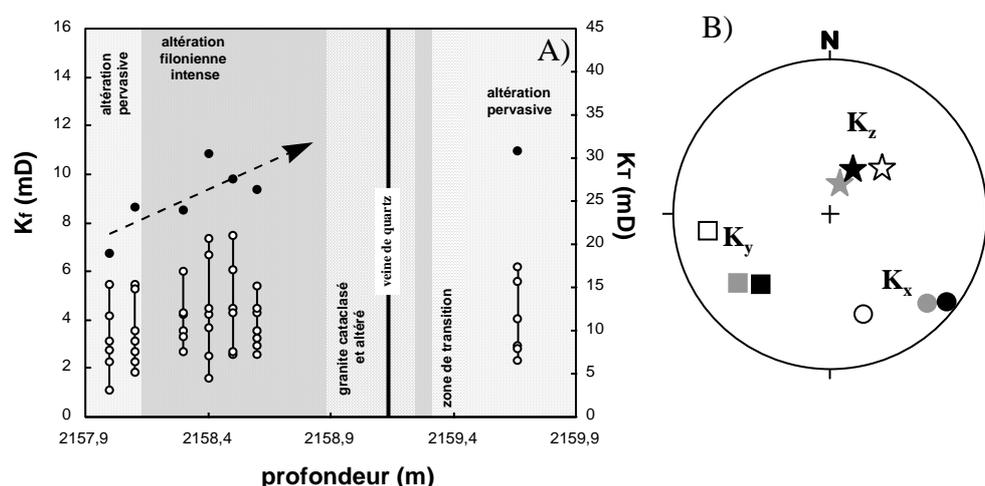


Figure 53: Paléoperméabilités développées par les plans d'inclusions fluides en fonction de la profondeur et des degrés d'altération de la roche (figurés grisés). A) Conductivités directionnelles (cf. Chapitre 1 - équation 38) caractéristiques des différentes familles de plans d'IF (ronds blancs) et variation de la perméabilité totale  $K_T$  (Théorie de la Percolation). B) Les trois composantes vectorielles  $K_x$ ,  $K_y$ ,  $K_z$  des tenseurs de perméabilité ont été représentées par leur projection dans un diagramme de Schmidt, hémisphère inférieure. Les différentes couleurs des symboles correspondent au degré d'altération de la roche (proximité à la veine): blanc → gris → noir → veine.

Cette évolution est bien représentée par la perméabilité totale  $K_T$  (somme des perméabilités directionnelles  $K_f$ ) pour les différentes profondeurs. Les directions principales d'écoulement, représentées par les vecteurs  $K_x$ ,  $K_y$  et  $K_z$ , composantes principales du tenseur de perméabilité, sont représentées en Figure 31B. Ces trois vecteurs définissent des directions perpendiculaires ( $K_x$ : N110°E,  $K_y$ : N270°E,  $K_z$ : N30°E en moyenne). La direction principale d'écoulement est représentée par la composante  $K_z$ . Cet axe correspond globalement à l'orientation de la veine de quartz. Cette

direction préférentielle d'écoulement semble donc guidée par la famille  $F_{1H}$  qui draine les fluides vers la veine.

Les différentes familles de plans d'IF ne semblent pas jouer le même rôle dans la propagation des écoulements (Figure 54) avec une augmentation des perméabilités développées par  $F_{1H}$ ,  $F_{3H}$ ,  $F_{4H}$ ,  $F_{CV}$  à l'approche de la veine, mais une diminution pour  $F_{2H}$  (N45°E) et surtout pour la famille "isotrope". Cette dernière évolution illustre l'anisotropie des écoulements (principalement due à la famille  $F_{1H}$ ) qui s'accroît à l'approche de la veine. La famille  $F_{2H}$  qui s'individualise ne semble donc pas être influencée par la veine. Ces plans d'IF ont probablement été formés et percolés antérieurement sans être perturbés par la suite par le contexte extensif Oligocène.

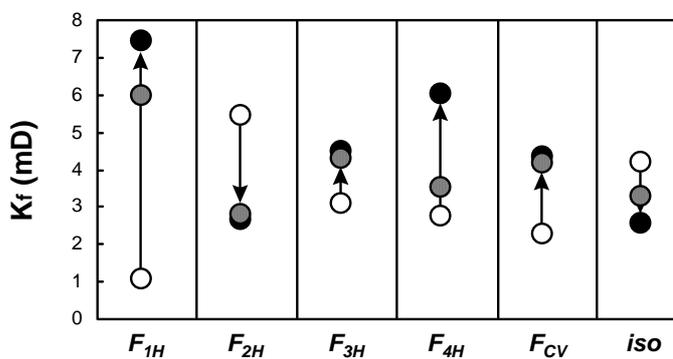


Figure 54: Evolution des perméabilités de fissures (mD) suivie sur trois lames minces horizontales et pour chaque famille ( $F_{1H}$ ,  $F_{2H}$ ,  $F_{3H}$ ,  $F_{4H}$ ,  $F_{CV}$  et isotrope, cf. Figure 24A) de plans d'inclusions fluides. Les symboles blancs correspondent aux zones les plus éloignées de la veine, les symboles noirs à la zone altérée.

Les perméabilités des microveinules évoluent différemment. Une diminution globale des conductivités est en effet observée avec l'intensification de l'altération (Figure 55). Pour expliquer cette altération, il faut admettre que la zone cataclásée est drainée par d'autres microdiscontinuités comme les plans d'IF dans un premier temps, puis les veinules par la suite. Les plans d'IF semblent donc jouer un rôle prépondérant dans le développement initial de l'altération pervasive du granite.

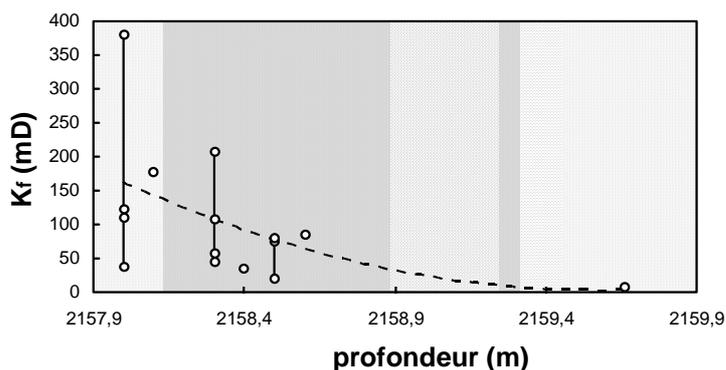


Figure 55: Paléoperméabilités développées par les microveinules en fonction de la profondeur et des degrés d'altération de la roche (figurés grisés, cf. Figure 53A). Conductivités directionnelles caractéristiques des différentes familles (ronds blancs).

### 3.6.2. Porosités et surfaces d'échange.

Les plans d'IF et les microveinules sont caractérisés par des porosités et surfaces d'échange différentes qui évoluent à nouveau de façon opposée (Figure 56). Les plans d'IF sont caractérisés par des porosités qui augmentent légèrement puis se stabilisent à 4,8% à l'approche de la veine tandis que

les microveinules ont des porosités décroissantes (de 5% à 2158 m jusqu'à 2% à 2158,6 m). Les surfaces d'échange sont relativement variables mais tendent également à augmenter (plans d'IF) ou décroître (microveinules) avec le degré d'altération.

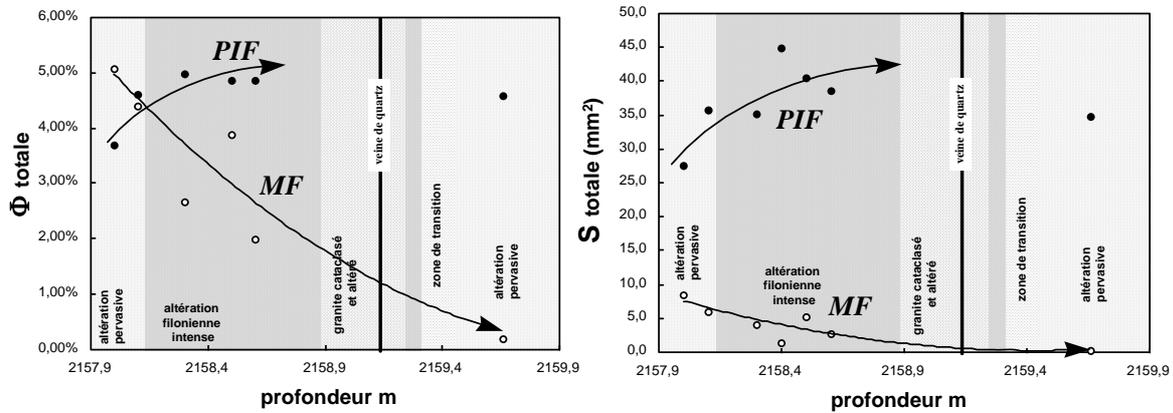


Figure 56: Evolution des porosités et surfaces d'échange totales des fissures (microveinules: MF et plans d'inclusions fluides: PIF) de la zone de profondeur 2158-2160 m. Les symboles représentent les sommes des porosités ou surfaces d'échange calculées pour chaque famille d'orientation. Les différents faciès d'altération (cf. Figures 48 et 52) sont représentés par rapport à la veine de quartz référence (trait noir).

Les porosités sont directement fonction des paramètres géométriques: densités, rayons et épaisseurs. Les surfaces d'échanges dépendent uniquement des densités et rayons (cf. équation 43 et 44). Concernant les microveinules, une diminution globale des rayons et des densités a été observée (Figure 52). Une décroissance des porosités et surfaces d'échange est donc logique. Par contre, pour les plans d'IF deux tendances antagonistes ont été mises en évidence (Figure 48). Les variations de rayons (diminution) qui pourraient restreindre les volumes fissuraux sont donc tempérées par l'augmentation des densités permettant une stabilisation des porosités à l'approche de la veine.

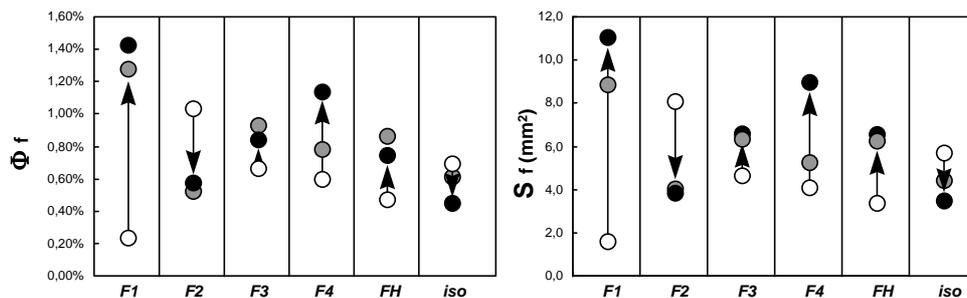


Figure 57: Evolution des porosités et surfaces d'échange développées par les fissures suivies sur trois lames minces horizontales et pour chaque famille ( $F_{1H}$ ,  $F_{2H}$ ,  $F_{3H}$ ,  $F_{4H}$ ,  $F_{CV}$  et isotrope, cf. Figure 24A) de plans d'inclusions fluides. Les symboles blancs correspondent aux zones les plus éloignées de la veine, les symboles noirs à la zone altérée.

Toutes les familles de plans d'IF à l'exception de  $F_{2H}$  et de la partie isotrope, montrent une augmentation de leurs porosités et surfaces d'échange.

Les porosités développées restent importantes pour un granite avec des valeurs qui se stabilisent à l'approche de la veine à 5%. Ces plans produisent une perméabilité maximale croissante (40% d'augmentation en 60 cm) qui illustre l'intensification de la fragmentation de la roche au niveau de la zone cataclásée du granite.

### 3.7. Conclusion.

L'ensemble de ces données suggère la présence de phases de fracturation distinctes à Soultz (Figure 58).

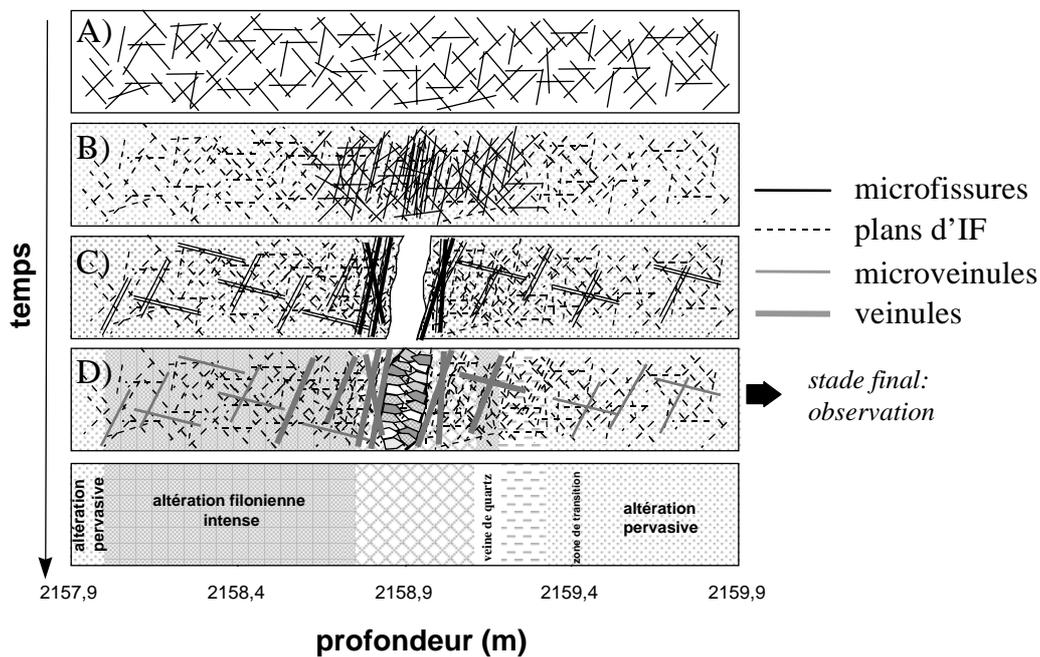


Figure 58: Proposition d'une chronologie du développement de la fracturation dans la zone de profondeur 2158-2160 m. A) Microfissuration de la roche. B) La percolation de ces microfissures par les fluides permet la formation des différents plans d'inclusions fluides simultanément au développement de l'altération pervasive du granite. C) Fracturation de la roche avec ouverture de la veine accompagnée par le développement parallèle des microfissures  $F_{1H}$ . Des microdiscontinuités plus développées reprennent également les directions précédentes de fissuration. D) A nouveau, percolation intense de la roche qui aboutit au colmatage total de la veine par du quartz secondaire. Les microveinules et veinules sont colmatées par l'association illite-calcite (zone de dissolution de la veine). Ces différentes phases permettent le développement d'une altération graduelle intense de part et d'autre de la veine.

Dans un premier temps, une intense microfracturation affecte une roche peu altérée (Figure 58A). Des plans de discontinuités se développent dans des directions différentes et se connectent rapidement ce qui limite leur extension. Ces microfissures sont percolées et colmatées rapidement (plans d'inclusions fluides). Ils permettent la propagation d'une altération pervasive dans le granite (Figure 58B). Cette microfissuration semble ensuite s'intensifier progressivement avec l'apparition du contexte extensif Oligocène qui permet le développement de la famille  $F_{1H}$  (NS). Cette direction d'anisotropie semble permettre une fragilisation macroscopique du granite (Figure 58B).

Dans un deuxième temps, les fissures à illite calcite se forment dans un milieu précédemment microfissuré (plans d'IF), altéré (altération pervasive) et qui se fracture (veine de quartz, microfissures  $F_{IH}$ ) donc de rhéologie plus faible (Figure 58C). Le développement des plans de fractures semble alors guidé par les "défauts" orientés que constituent les plans d'IF colmatés et le contexte tectonique régional, d'où les directions communes repérées. Ces directions préférentielles sont plus nettes. Trois familles de fissures pour cinq familles de plans d'IF peuvent alors se développer de façon plus importante (extensions, ouvertures). Les microveinules sont bien exprimées (densités élevées) dans les zones éloignées de la veine. Elles sont relayées à son approche par des fissures beaucoup plus importantes (veinules). Ces dernières, principalement présentes dans la zone cataclasée, sont probablement percolées en même temps que la veine. Leur colmatage est provoqué par les espèces mobilisées dans les fluides drainés par la veine principale (Figure 58D).

Ces différentes phases de fracturation - percolation - colmatage sont accompagnées par le développement d'une altération intense de part et d'autre de la veine de quartz.

#### **4. DISCUSSION.**

La quantification des perméabilités fissurales fossiles est possible à échelle micro ou macroscopique. Cependant, ce type d'approche nécessite la connaissance des chronologies d'ouverture des systèmes de fissures ou fractures. Il est en effet essentiel de déterminer les drains réellement actifs dans la percolation des fluides à l'instant où elle est envisagée. Les porosités et perméabilités estimées lors de cette étude représentent donc des valeurs maximales.

A échelle microscopique, la reconstitution des séquences d'ouverture - percolation - colmatage des fissures est délicate et particulièrement à Soultz où les études microthermométriques (Dubois et al., 1996, Ledésert, 1993) ont démontré la présence de nombreux fluides de caractéristiques spécifiques. Il semble alors impossible de distinguer précisément différentes générations de plans d'inclusions fluides ou de fissures. La nature de leur colmatage (quartz pour les plans d'IF et illite - calcite pour les microveinules) permettait d'envisager initialement des événements distincts. Ce travail a tenté de démontrer que l'étude de leurs caractéristiques géométriques (orientations, rayons, densités volumiques principalement) permet de visualiser des évolutions différentes et donc leurs rôles distincts dans la propagation des fluides. L'interprétation des calculs de perméabilité et porosité totale (connectée) proposés est par contre plus délicate car basée sur l'hypothèse d'une connexion idéale des discontinuités. Cette hypothèse est peu plausible au regard de la complexité des phénomènes observés à Soultz. Un calcul des perméabilités individuelles de chaque famille de discontinuités (loi cubique de leurs épaisseurs) permet cependant de visualiser une certaine anisotropie des écoulements en mettant

en évidence des différences de conductivité des écoulements fluides. La théorie de la percolation n'est donc pas forcément adaptée à l'étude des écoulements fossiles. Par contre, elle peut se révéler très intéressante dans la prédiction des écoulements fluides d'un site de stockage en milieu granitique, par exemple. Une augmentation de température de la roche due à la présence des caissons de déchets peut en effet provoquer une décrépitation des inclusions fluides donc leur réactivation hydraulique. Les réseaux de fissures non synchrones peuvent alors être simultanément mobilisés et produire une perméabilité non négligeable.

A échelle macroscopique, trois épisodes de percolation des fractures ont été mis en évidence. Ils ont été considérés comme non synchrones car caractérisant des réseaux de fractures différents et des altérations différentes. Cette étude du forage EPS1 a été basée sur l'identification des phases minérales de colmatage de fractures (Genter et Traineau, 1992). Elle a donc été basée sur 5 "codes" particuliers identifiant un colmatage par le quartz, l'illite, la calcite, la chlorite et l'hématite. Ces codifications générales n'ont pu tenir compte des variations minéralogiques complexes qui caractérisent les différentes veines. Une fracture codée comme "fracture à quartz" peut être colmatée en réalité par différentes générations de quartz et présenter des variations de compositions de fluides très importantes. Les phénomènes visibles à l'échelle du forage résultent par conséquent, de phénomènes beaucoup plus complexes mais uniquement détectables à échelle microscopique. La phase "quartz" dans une fracture représente donc différentes percolations de fluides probablement non synchrones. La présence de réseaux de fractures distincts caractérisés par le quartz ou la calcite, permet cependant d'envisager des circuits de percolation de fluide identiques responsables de la précipitation du quartz.

Les deux échelles d'étude montrent des niveaux d'organisation et de complexité différents qui ne peuvent pas réellement être pris en compte simultanément. Ce travail propose donc une approche de la quantification des paléoperméabilités aux deux échelles qui permet une première interprétation des phénomènes d'altération par perméabilité de fissures et fractures. Il ne présume pas dater des événements fluides mais met en évidence des rôles différents des fractures ou fissures dans la propagation des écoulements fluides. Cette hétérogénéité doit donc être prise en compte pour tenter de reconstituer l'histoire des altérations du granite de Soultz.

## **Chapitre III:**

---

***Modélisation et quantification de l'évolution  
d'une perméabilité de fissures actuelle.***

***Rôle des interactions fluide - roche.***



# 1. AVANT-PROPOS

Une roche, en proche surface, est généralement altérée par les eaux météoriques qui s'infiltrent par le biais de sa porosité de matrice et d'une manière plus conséquente par sa fracturation dans le cas des roches ignées. Cette fracturation est représentée à l'échelle microscopique (microfissures) ou mésoscopique (failles, diaclases, joints, etc.). Le Chapitre 2 a permis de mettre en évidence, dans les deux cas, son rôle majeur sur le développement des altérations au sein d'un massif rocheux. Les relations fracturation - altération fossiles ont été déterminées à partir d'un stade final, état d'altération actuel du granite de Soultz.

Ce Chapitre propose une approche inverse, c'est à dire l'étude d'une perméabilité de fissure actuelle dans un granite sain et la modélisation des interactions fluide - roche qui peuvent en découler.

Ce travail a été initié en septembre 1994 et s'est inscrit dans le cadre de deux DEA (Sausse, 1995, Jacquot, 1995). Les travaux réalisés avaient pour objectif d'analyser et de simuler la percolation de fluides dans un milieu à perméabilité de microfissures en fonction de la modification des paramètres pétrologiques et structuraux intrinsèques de ce milieu. Des résultats ont été obtenus et ont été présentés dans le rapport d'avancement 1995/96 du GDR . Ils sont de plus développés dans les deux mémoires de DEA soutenus en juin 1995 à l'université Henri Poincaré NANCY 1.

Les résultats obtenus ont fait l'objet de deux publications:

Sausse J., Lespinasse M., Leroy J., et Genter A. (1998) - Quantification and simulation of fissural permeability at different scales. *Proceedings of the third international conference on mechanics of jointed and faulted rock. MJFR3*, 601-606. (**Annexe 3**)

Sausse J., Jacquot E., Fritz B., Leroy J. L., Lespinasse M. "Evolution of Fissural Permeability during fluid-rock interactions. Example of the granite of Brézouard (Vosges, France)." (**soumis à Applied Geochemistry**)

Le dernier manuscrit soumis à "Applied Geochemistry" est introduit et présenté en deuxième partie de ce chapitre.

## 2. INTRODUCTION

### 2.1. Objectifs

Un fluide présent dans une roche réagit à son contact ce qui favorise l'apparition d'altérations particulières. Une modification minéralogique entraîne une modification de la géométrie des structures lesquelles permettent l'écoulement des fluides. Les paramètres physiques de l'écoulement: perméabilités, degré de connectivité des fissures, porosité connectée vont changer. La quantification de telles modifications peut être estimée par des expérimentations ponctuelles et caractéristiques de la roche à instant donné de son histoire mais leurs évolutions dans le temps et dans l'espace sont par contre non étudiées et difficiles à observer par des mesures de terrain.

Trois objectifs ont été développés:

- *Simuler l'évolution chimique d'un volume de roche dans le temps.*
- *Etudier un modèle de propagation du fluide en milieu fissuré permettant une corrélation entre la durée et la profondeur de pénétration du fluide dans la roche.*
- *Estimer les conséquences de l'altération sur les propriétés physiques de la roche (modifications et quantifications spatiales et temporelles des écoulements fluides).*

Les caractéristiques physiques et chimiques de l'état du matériau (degré de fissuration, perméabilité, composition minéralogique et chimique,...) ont été contraintes par la connaissance 3D du réseau de fissures, par l'étude minéralogique préliminaire de la roche, ainsi que par les lois régissant les interactions fluide-roche (compétition entre dissolution et cristallisation).

Les écoulements fluides sont pour l'essentiel contrôlés par la géométrie et la topologie du réseau de fractures. La perméabilité fissurale dépend:

- *de l'interconnectivité fissurale: longueurs des fractures, densité.*
- *du degré d'ouverture des microfissures. C'est un paramètre fondamental qui conditionne les écoulements fluides, puisque la perméabilité est proportionnelle au cube de l'épaisseur des fissures.*
- *de la rugosité interne des fissures ainsi que de leur colmatage. Celui-ci est à ce jour, un paramètre peu pris en compte dans les modélisations des écoulements fluides. Parmi les différents mécanismes physico-chimiques responsables du colmatage des fissures, l'interaction fluide-roche envisagée, responsable de dissolutions et / ou de recristallisations, est l'une des plus importantes. En effet, si une dissolution partielle peut accroître localement le degré d'ouverture d'une fissure, elle peut simultanément se trouver en compétition avec une recristallisation ou*

*néoformation de phases minérales à l'intérieur de la fissure. La résultante de ces deux phénomènes opposés peut être une réduction de l'ouverture de la fissure et une diminution de la perméabilité.*

Il est donc clair que la prédiction des écoulements fluides en milieu fracturé/fissuré dépend fortement de la connaissance que l'on peut avoir des interactions fluide - roche dans ce milieu. De ce fait, toute simulation ne peut être valablement réalisée que si elle prend en compte ces lois de comportement en fonction du temps. Cette étude consiste donc à simuler et à quantifier l'évolution des propriétés de transport (perméabilités fissurales) d'un volume rocheux lorsque des interactions fluide - roche ont lieu, en tenant compte, pour chaque incrément de temps, de la modification du degré d'ouverture de chaque fissure, donc de leur colmatage sous l'effet de dissolutions et/ou de recristallisations lors d'interactions fluide - roche.

L'originalité de ce travail réside dans la prise en compte des "effets en retour" de l'altération selon la démarche suivante:

- *le milieu fissural permet une certaine circulation du fluide,*
- *dans ces conditions, l'interface fluide - roche est décrite, le temps de résidence dans un volume élémentaire réactionnel permet un certain transfert chimique,*
- *ce transfert a des conséquences volumiques ("ouverture" ou "fermeture" du système),*
- *cette évolution volumique se traduit physiquement sur les caractéristiques du réseau microfissural.*

## **2.2. Contexte d'échantillonnage**

Des échantillons ont été prélevés dans le granite du Brézouard. C'est un granite hercynien (320 Ma, Schneider, 1984) localisé dans les Vosges (Figure 59). Ce granite est structuré selon la direction EW sur 10 Km et large de 2 Km (Fluck et al., 1987; El Gh'mari, 1995). D'importants changements minéralogiques sont observables, produits entre autres par des transformations hydrothermales se traduisant par l'altération et par une fracturation des minéraux. Ces phénomènes aboutissent à la création d'un réseau microporeux très important (El Gh'mari, 1995). Un échantillonnage a été réalisé dans les parties les plus saines de la roche.

La quantification des porosités et perméabilités fissurales a été réalisée à partir de l'analyse des microfissures. Chaque microfissure a été caractérisée par sa morphologie (direction, pendage, longueur, épaisseur, cf. Chapitre 2 et Annexe 4).

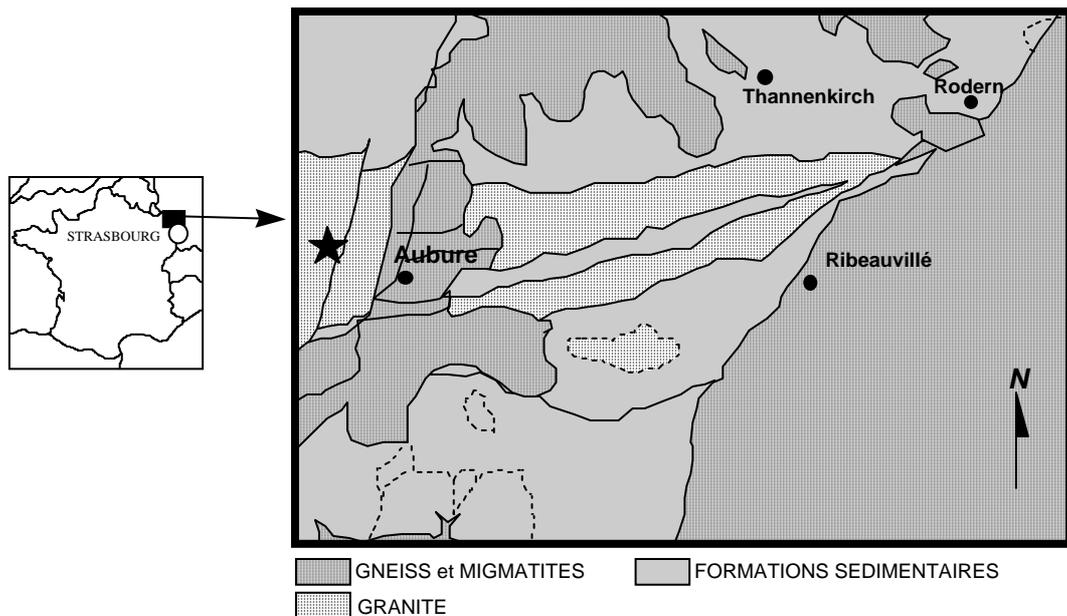


Figure 59: Carte géologique du secteur d'Aubure. (Carte géologique du secteur Colmar-Artolsheim, XXXVII - 18, B.R.G.M.)

### 2.3. Résultats

Cette simulation des altérations fluide - roche a permis de mettre en évidence des évolutions particulières des paramètres régissant les écoulements fluides.

Le granite du Brézouard (Vosges) est microfissuré. La réalisation de lames minces et une étude par analyse d'images a permis la description de 5 familles de microfissures dont les orientations, longueurs, ouvertures et densités volumiques moyennes ont été déterminées. Les microfissures ont été assimilées à des disques, ce qui a permis d'obtenir des valeurs initiales de surface d'échange (234 m<sup>2</sup> par litre de solution altérante) et de porosité (4,5%) développées par ces discontinuités. Le tenseur de perméabilité anisotrope, dont la composante maximale est égale à 0,180 mD, a été estimé grâce au logiciel Perméa (CREGU, Vandoeuvre) basé sur la théorie de la percolation. Ces données ont été utilisées pour simuler l'altération météorique du granite à 25°C grâce au logiciel Kindis (C.G.S.).

Dans les conditions atmosphériques, le granite s'altère à 25°C en produisant huit horizons d'altération. Les interactions fluide - roche se traduisent par une dissolution importante des minéraux primaires: quartz, microcline, albite, muscovite et par une précipitation moins marquée de minéraux secondaires: goethite, gibbsite, kaolinite, nontronite. Le colmatage (précipitation) du réseau microfissural est donc masqué par l'ouverture (dissolution) importante des microfissures. Le système fluide - roche perd de la matière en terme de bilan de masse: il est ouvert et le fluide est renouvelé.

Les écoulements fluides sont guidés par un tenseur de perméabilité anisotrope dont la composante maximale  $K_z$  semble indiquer une direction principale d'écoulement dans des plans subverticaux NW. La perméabilité est de l'ordre du milliDarcy. Il s'agit d'une valeur relativement élevée pour une roche magmatique de type granite qui s'explique par les fortes densités de microfissures observées.

L'altération provoque une augmentation globale de perméabilité (0.180 mD to 0.215 mD) et de porosité (4.52% to 4.75%). Cette évolution s'atténue progressivement avec la profondeur pour s'annuler à 13 m avec l'atteinte d'un quasi - équilibre eau - roche.

Les valeurs de porosité obtenues, replacées dans un modèle de propagation du fluide par capillarité, permettent de fixer un ordre de grandeur de la durée et de l'étendue du phénomène d'altération. Un volume élémentaire de fluide (1 litre) traverse la colonne de roche sur une profondeur de 13 m en 23 ans.

Cette étude a permis de montrer qu'une évolution spatio-temporelle des phénomènes d'altération et de leurs conséquences sur les écoulements fluides, était quantifiable.

### **3. *"Evolution of Fissural Permeability during fluid-rock interactions. Example of the granite of Brézouard (Vosges, France)."***

#### **3.1. *Introduction***

The permeability is one of the most important physical parameter to consider in the studies of geological reservoirs. Its estimation is necessary when considering geological processes like hydrothermalism, oil field formation and oil deposits or many other aspects as applications to waste storage, for example. Before quantifying any fluid flow, a preliminary description and modelling of the main flow paths is needed. Natural geological systems are characterised by various types of porosities: pores, vacuoles, joints between mineral grains, microcracks, fractures, all of them being often present in a given rock at the same time. That porosity might be more or less connected. Generally all these voids cannot be realistically modelled by an equivalent media (Moench, 1984). Nevertheless, numerous works propose fissural permeability calculations using statistic methods (Long et al., 1985; Guéguen et Dienes, 1989; Billaux et Feuga, 1982) but difficulties occurs when fluid rock interactions are taken into account.

A rock, close to Earth's surface, is generally altered by meteoric waters infiltrating through its connected porosity. The fluid present in the rock reacts with it at the water-rock interface, producing mineral alterations (dissolutions and/or precipitations). Any mineralogical evolution implies a

modification of the geometry of the rock poral network which enhances or reduces the fluid flows. Physical parameters of the flow like permeability, cracks connectivity degree and connected porosity are then changing. The quantification of such modifications can be approached by specific experiments, considering the characteristics of the rock at a given time. However time and space evolution of the rock is generally not studied and is very difficult to detect directly with experiments. That's why modelling is an interesting approach.

This work had therefore three major aims:

- (1) to simulate the temporal and chemical evolution of a rock submitted to weathering.*
- (2) to define a model for fluid propagation in a microfissural media allowing a correlation between duration and depth of fluid penetration into the rock.*
- to estimate the consequences of alteration on physical transport properties of the rock (temporal and spatial quantification).*

Field data concerning the so called "granite du Brézouard" have been acquired in the French Vosges massif.

### **3.2. Theoretical approach**

The fluid circulates in the microfissural system of the rock and reacts with it (Figure 60), and the aim of this study is to describe the consequences of fluid-rock interactions on the transport properties of a rock. Of course, this implies to determine the spatial extent of the alteration phenomenon (Figure 60), whereas the computer codes describe alteration as a succession of geochemical events taking place between the fluid and the rock.

The fluid-rock interactions are simulated considering a vertical column in which a fluid is percolating through microcracks (Figure 60). Each different alteration paragenesis (alteration profile) corresponds to a particular dissolution or precipitation rate and therefore to a specific porosity, or permeability modification. The final fluid-rock equilibrium defines the conditions for stopping the simulation. The total length of the column of rock depends on the fluid penetration depth.

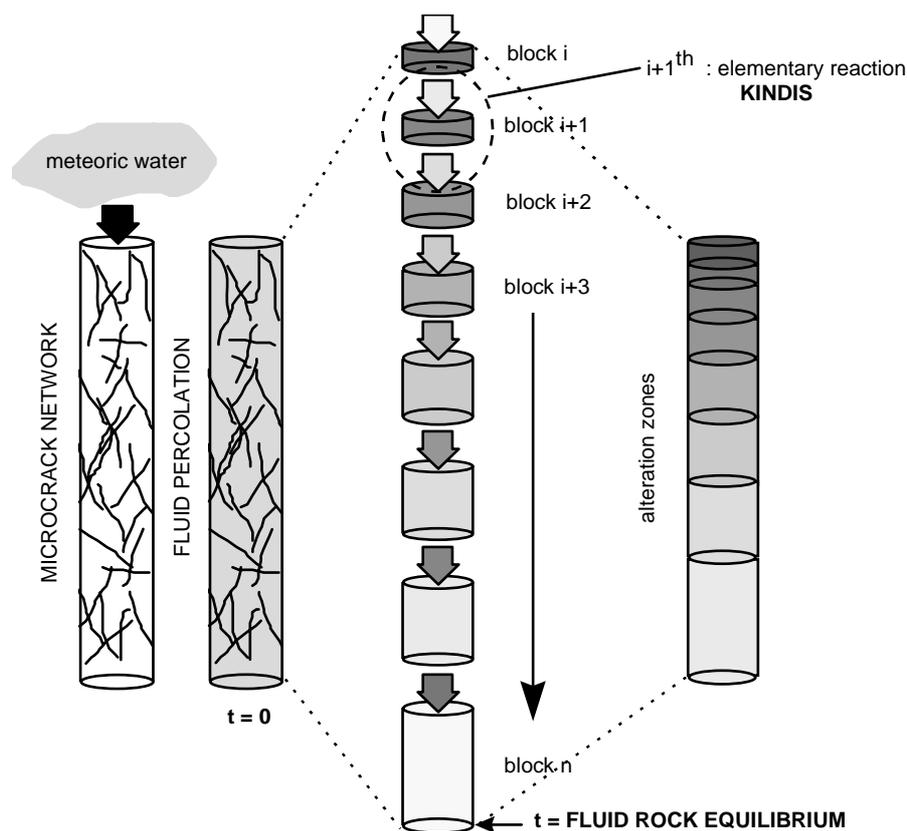


Figure 60: Principle of the simulation. Alteration is considered as a continuous sequence of fluid- rock interactions.

### 3.2.1. Simulation of fluid rock interactions.

This kind of results can be obtained using a computer code based on thermodynamic laws like DISSOL (Fritz, 1975, 1981, Fritz et al., 1984). If the kinetic of dissolution and precipitation is taken into account, one is able to describe the succession of alteration events as a function of time. This can be performed with calculation codes in which kinetic laws for dissolution of primary minerals and for precipitation of secondary phases from the solution are introduced. This is the case of KINDIS (Madé et al., 1990, Madé, 1991).

Recent improvements in geochemical modelling have been achieved. Direct spatial description of alteration can be performed using codes like KIRMAT (Gérard et al., 1996) in which kinetic of water rock interactions and mass transport are coupled according to a one step method. This means that the transport of the elements can be a limiting factor on the kinetic of geochemical reactions.

In this study, we used a two steps method for the description of alteration and its spatial extent. Transport phenomena and geochemical reactions are taken into account independently. Fluid rock interactions are simulated with a kinetic geochemical code (KINDIS) and then the spatial extent of a given alteration phenomenon is related to its duration by a  $H=f(t)$  type law, where  $H$  represents the

spatial extend of a given alteration event and  $t$  is its duration (known from KINDIS). This law is indeed describing the penetration rate of the fluid into the rock (see below). This approach is thus a little bit different from that used in KIRMAT.

The "alteration phenomenon" is defined here by the dissolution of given minerals of the host rock and the precipitation from the solution of given secondary minerals. This means that each alteration phenomenon is characterised by a volumic dissolution / precipitation ratio. Geochemical modelling allows to evaluate at the same time the duration of each alteration phenomenon and their respective volumic dissolution / precipitation ratio.

We have chosen to use KINDIS because it enables us to describe alteration as a function of time. This is not the only advantage provided by the use of such a code. In fact, kinetic modelling allows to take into account some oversaturation of the solution with respect to one or more minerals, which is a very frequent case in natural systems.

### *3.2.2. Fluid flow quantification: the permeability.*

In this study, the granite porosity is supposed to be totally related to its microcracks network. Microcracks are important markers in geology. Fluid inclusion trails appear to be fossilised pathways of hydrothermal solution migrations (Lespinasse et Pêcher, 1986). Microcracks and fluid inclusions planes may therefore be used as reliable structural markers to reconstruct the former geometry of fluid migrations (Lespinasse et Cathelineau, 1990).

The knowledge of microcrack morphological parameters is allowed by microscopic observations. Studies of rock thin sections allow to quantify shape parameters as microcrack extension which is not always easy to observe at the scale of the quarry or on drill cores. The permeability is directly related to fracture lengths from which depends their degree of connectivity. The percolation theory (Broadbent et Hammersley, 1957; Stauffer, 1985) leads to a possible estimation of the permeability tensor (Ayt Ougougdal, 1994; Canals et Ayt Ougougdal, 1997). Its determination requires a complete description of the three-dimensional geometry of the microcrack network, including definitions of crack orientations, average lengths, apertures and volumic densities.

This approach of the fissural system description, consists to consider a microcrack as a disc of constant radius and thickness, leading to the definition of an oriented finited shape network (Guéguen et Palciauskas, 1992). This model yields a fissural permeability directly related to cracks interconnectivity and apertures.

The permeability tensor is calculated using the computer code PERMEA developed by Canals et Ayt Ougougdal (1997). This program applies the percolation theory and requires two assumptions:

- (1) the microcracks have a limited radius.
- (2) the fissure centers are distributed in accordance with a Poisson's law.

### 3.2.3. Alteration and modifications of the transport properties.

Considering the microcrack geometrical description given in Figure 61, their radius and aperture variations are inferred from the precipitated or dissolved mineral volumes given by KINDIS.

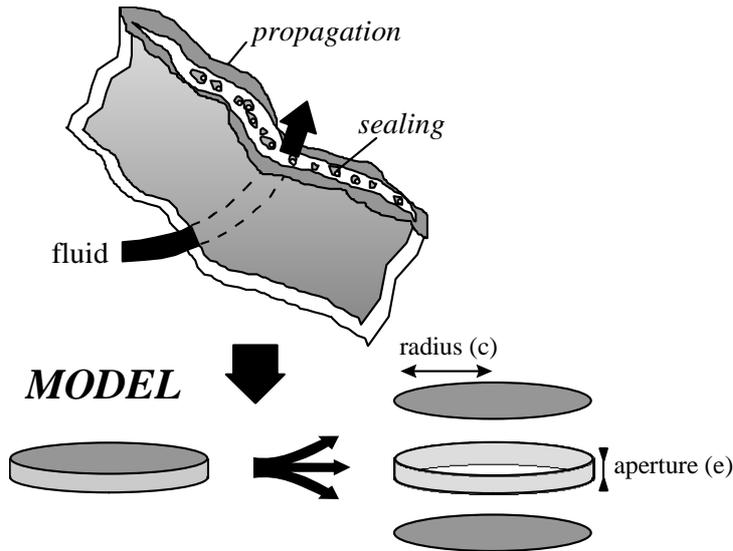


Figure 61: Microcrack geometrical description. Each crack is considered as a thick disc composed by two types of surfaces. Precipitation and dissolution occur on slight grey surface; only dissolution occurs on deep grey surfaces. This simple geometrical model allows to calculate the rock fissural porosity and the surface area between rock and altering solution as soon as volumic density, radius ( $c$ ) and aperture ( $e$ ) are known for each microcrack family.

An estimation of the changes in the geometry and characteristics of the microfissural network has been achieved assuming that microcrack densities, azimuths, and dips, do not vary during alteration.

The first assumption consists in considering that the secondary minerals precipitate in "head of microcracks". This localisation of the precipitated matter is represented by the surface of the crack-disc defined by its perimeter and its thickness (slight grey surface on Figure 61). The microcrack initial volume will be reduced by the precipitation of newly-formed minerals. The volume variation will be calculated from the radius variation. Any precipitation will imply a diminution of the fissural radius.

Then this radius variation will be used to calculate the new characteristic radius for each microcrack family. This final parameter is used to evaluate the permeability changes characterising each event of the fluid-rock interaction.

The second assumption is that the dissolution of the primary minerals is homogeneous and affects the whole exchange surface of microcracks. (slight and deep grey surfaces on Figure 61).

### 3.2.4. Relation between the duration of fluid propagation and the extension of the alteration.

Meteoric alteration has significant effects because fluids (meteoric water) circulate inside the rock and are always renewed. Darcy's law does not explain how water enters into the rock because the existing pressure gradient under surface conditions is not strong enough to explain the fact that the fluid spreads through the rock via its microcracks network. Indeed the fluid entrance into the microporosity of the rock is due to capillary forces. Let us consider that it is possible to describe the microcracks network as an isotropic distribution of capillary tubes as already considered by Guéguen et Dienes (1989).

Laplace's equation expresses the pressure gradient on both sides of the meniscus formed by the surface of the fluid inside each capillary tube. Combining this equation with Hagen-Poiseuille's equation leads to a third one, called the Washburn's equation, which is expressed as:

$$H = \sqrt{\frac{r \cdot \gamma_{\text{liq-vap}} \cdot \cos(\theta) \cdot t}{2 \cdot \eta}} \quad [45]$$

*H*: depth of the fluid penetration front into the rock (m) at time *t*.

$\gamma_{\text{liq-vap}}$ : surface tension of the fluid. It is supposed to be equal to that of pure water and constant during all the alteration processes, even if the fluid chemistry is modified (0.119 J.m<sup>-2</sup>).

$\eta$ : fluid dynamic viscosity. It is supposed constant and equal to that of pure water (0.891 Pa.s).

$\theta$ : contact angles between the minerals and the fluid. These angles are supposed to be equal to zero whatever the mineral considered.

*t*: time needed by the fluid to reach a depth *H* (s). (*t*=0: the fluid enters into the rock).

*r*: capillary tubes radius (m). It is calculated as one half of the mean aperture of the observed microcracks.

Hence, if an alteration phenomenon starts at *t*=0, when the fluid penetrates into the rock, and has a duration of *t* seconds (when a primary mineral stops to dissolve or a secondary mineral starts to precipitate), we can infer from equation 1 that during this time *t* the fluid has covered *H* meters through the rock. This means that this first alteration phenomenon affects a *H* meter thickness of the rock.

### 3.3. Results

Besides kinetic data and parameters that define the physical conditions of alteration, a fluid-rock interactions modelling requires to define the chemistry of the altering fluid and the mineralogy of the rock from a quantitative point of view. Then the three dimensional description of the microfissural network allows the calculation of exchange surfaces between each mineral of the rock and the altering fluid.

### 3.3.1. Definition of the initial water-rock system

In this study, the parameters needed for simulations have been determined by observation of natural samples of rock. Samples were taken in the "granite du Brézouard" (BRGM, geological map of France, 1/50000, Colmar Artolsheim- Gerardmer). This granite is of Hercynian age (320 Ma, Schneider, 1984) and is located in the French Vosges massif (Fluck et al., 1987; El Gh'mari, 1995). It is mainly structured EW on 10 km length and 2 km large. Numerous mineralogical alterations can be observed. They are mainly due to hydrothermal and meteoric transformations. These phenomena lead to an important porous media development in altered zones (El Gh'mari, 1995). Samples were taken in the lessest altered zones of the granite.

The mineralogical description of the altered and healthy granite was given by El Gh'mari (1995).

#### a. Mineralogy

The initial mineralogical composition of the granite is supposed to be homogeneous. Secondary minerals such as goethite, gibbsite, kaolinite, nontronite, are likely to precipitate during the simulated granite-meteoric water interactions.

<b>FRESH GRANITE</b>	<b>ALTERED GRANITE</b>
quartz	quartz
microcline	microcline
low albite	low albite
annite	annite
muscovite	muscovite
	goethite
	gibbsite
	kaolinite
	nontronite

Table 9: Simplified mineralogical compositions of the "granite du Brézouard" from El Gh'mari (1995).

#### b. The fluid chemistry.

The fluid is supposed to be in equilibrium with the atmosphere. Partial pressures of carbon dioxide in equilibrium with the fluid is known ( $3.16 \cdot 10^{-4}$  atm) as well as initial Eh and pH values (resp. 500mV and 5.16). Total dissolved carbon dioxide and oxygen are inferred from these standard composition of rain water (from Madé, 1991).

SPECIES and ELEMENTS	TOTAL CONCENTRATIONS (mole per kg of water)
Aluminium	$3.10^{-7}$
Potassium	$10^{-6}$
Sodium	$10^{-6}$
Calcium	$10^{-6}$
Magnesium	$10^{-6}$
Iron	$10^{-12}$
Silicium	$10^{-6}$
Total Sulphur	$10^{-6}$
Chloride	$4,5.10^{-6}$

Table 10: Chemical initial composition of the fluid before its reaction with the rock. (Standard composition of rain water from Madé, 1991).

c. The fluid flow vector: the microfissural network.

The rock permeability must be approached by a preliminary three dimensional reconstitution of the microfissural network. This consists in describing cracks as thick discs. Their orientation is not random and groups (or families) of discs can be defined.

The fissural parameters were obtained by image analysis of a set of oriented thin sections in perpendicular planes. (Lapique et al., 1988; Ayt Ougougdal, 1994).

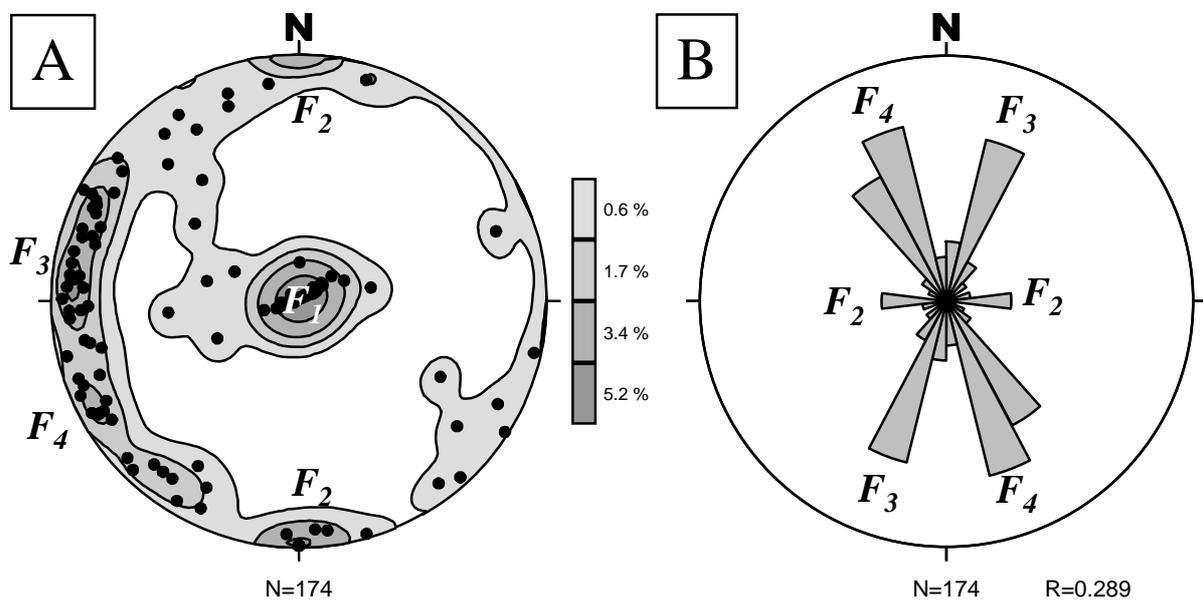


Figure 62: Stereographical projections (Schmidt plot, lower hemisphere-174 measures) of oriented opened microcracks. Plot of crack poles with contour density lines (A) and rose diagram (B) showing 3 subvertical and 1 subhorizontal families.

Four anisotropic families (Figure 62) are defined according to their orientation. Besides their respective orientations, these families have been characterised by their average radius, aperture and volumic density (Table 3).

<b>FAMILIES</b>	<b>AZIMUTHS</b>	<b>DIPS</b>	<b>RADIUS</b> ( $\mu\text{m}$ )	<b>APERTURES</b> ( $\mu\text{m}$ )	<b>VOLUMIC DENSITIES</b> ( $\text{mm}^3$ )
1	N $68^\circ \pm 13^\circ$	$5^\circ\text{NW} \pm 3^\circ$	336	6	1,78
2	N $93^\circ \pm 4^\circ$	$81^\circ\text{N} \pm 3^\circ$	492	1	2,24
3	N $36^\circ \pm 5^\circ$	$79^\circ\text{NW} \pm 7^\circ$	340	7	3,56
4	N $150^\circ \pm 11^\circ$	$79^\circ\text{SW} \pm 9^\circ$	485	10	1,25
isotropic			338	7	2,80

Table 11: Geometrical parameters describing the microfissural network

### 3.3.2. Initial physical properties

#### a. Porosity and fluid-rock exchange surface.

Each microcrack is described as a thick disc as shown on Figure 61. The diameter of each disc is related to the length of the observed microcrack whereas the thickness of the disc is related to the aperture of the microcrack. The calculation of both porosity of the rock (4.51%) and exchange surface with the fluid (234  $\text{m}^2$  per liter of fluid scattered within the rock) are based on this geometrical description.

#### b. Permeability.

The initial unaltered rock is characterised by an anisotropic permeability (Table 4).

<b>FAMILIES</b>	<b>CONNECTION</b>	<b>Kx</b>	<b>Ky</b>	<b>Kz</b>
	<b>RATES</b>			
1	97,13%	0,151 mD	0,105 mD	0,180 mD
2	99,41%			
3	93,03%			
4	99,81%			
isotropic	96,94%			

Table 12: Initial anisotropic permeability (PERMEA). The permeability tensor (mD) is related to a XYZ referential whose axis correspond respectively to East, North, and to the vertical direction (rising sense). The connection rates of the microcrack systems are very important

A permeability of 0.18 mD appears as a good order of magnitude for a microcracked magmatic rock. The anisotropy is relatively strong, Kz value being about 76% higher than Ky one. The main permeability directions, or fluid flow directions are subhorizontal and subvertical. This is consistent with the global orientation of the microfissural system. The resulting preferential flow direction is oriented NW.

Experimental permeability measurements have been performed. Up to now, the sample used for theoretical calculations was so fragile that it could not be used for experimental determination of

permeability. Then, less altered and less crumbly sample, of the same so called "granite du Brézouard" was used for experimental study, but the orientation in the same system of axis was not possible for this new sample. Consequently, no direct comparison between measured and calculated values and directions of permeability could be performed.

Despite these experimental problems, values of 0.0282, 0.0101, 0.0179 mD were found on the new sample along three different and perpendicular directions. It is about one order of magnitude below calculated values, but it is consistent with the existence of anisotropy in the permeability tensor found by calculation.

### *3.3.3. Simulations of a water-granite interactions*

KINDIS geochemical computer code was used so that alteration is described as a function of time. The whole simulation covers a duration of 23 years.

#### *a. Chemical modifications of the rock.*

Eight successive alteration phenomena are defined (step 1 to step 8 on Figure 63). At the beginning of weathering, the duration of the successive events is very short. Events 1 to 7 represent a duration of less than four months. According to Washburn's equation, this corresponds to a penetration depth of the fluid into the rock of less than two meters. Hence the eighth event covers almost the whole 23 years duration of simulated water-rock interactions and affect a thickness of more than 11 meters of the initial granite.

The fluid and the rock tend to reach water rock equilibrium and the duration of the successive alteration phenomena is then increasing. In fact water rock equilibrium is never reached and at the end of the simulation, a steady state exists between dissolution of primary minerals and precipitation of secondary phases.

The simulated alteration sequence is shown on Figure 63. It is consistent with previous simulations of the interactions between a granite and rain water performed by Kam (1986).

During the course of alteration, the precipitation of secondary phases tends to become a more and more important phenomenon. Nevertheless, the dissolution is always the most important phenomenon when dissolved volumes are compared to those precipitated.

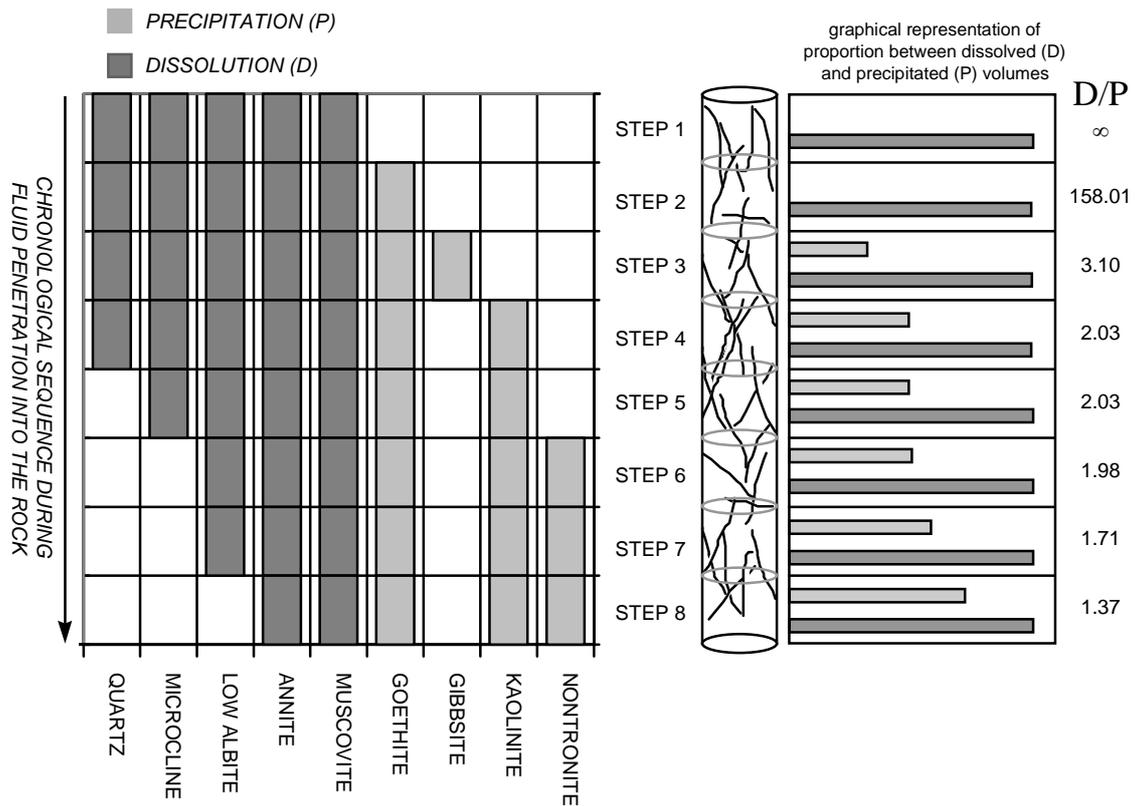


Figure 63: Graphical presentation of the main results of water rock interaction simulation. The relative spatial extent of each alteration zone is not respected (see text for more details).

As a conclusion of these simulations of water rock interactions, dissolution is the major alteration phenomenon and the closer the rock is to the surface, the more are dissolution phenomena strong.

#### b. Modifications of fluid flow.

Modifications of fluid flows are supposed to be related to two physical parameters: microcrack radii which influence the degree of connectivity of the microfissural network and crack apertures upon which depends the flow rate.

Taking into account the variations of these two parameters during the eight successive alteration events described above, porosity, fluid rock exchange surface and permeability variations have been quantified. The simulation covers a duration of 23 years, the evolution of the transport properties of the rock are calculated for this duration of alteration, using the quasi-stationary state approximation (Lichtner, 1988).

Microcrack radius and aperture modifications during weathering have some consequences on porosity variations.

The rock alteration during weathering entails a subsequent modification of microcrack geometry,

which is characterised by an increase of their aperture and by a diminution of their radius (Figure 64). These two observations are respectively related to precipitation of secondary phases at microcrack heads and dissolution of primary minerals on the whole surface of the same microcrack (see above, paragraph 1.4 and Figure 61).

The more the rock is close to the surface, the more the microfissural network is modified, essentially by crack aperture variations. The porosity increase is then maximum at the top of the alteration profile. All these facts mean that the effect of dissolution is more important than precipitation, the fluid being largely undersaturated with respect to the primary minerals of the rock at the early stages of alteration.

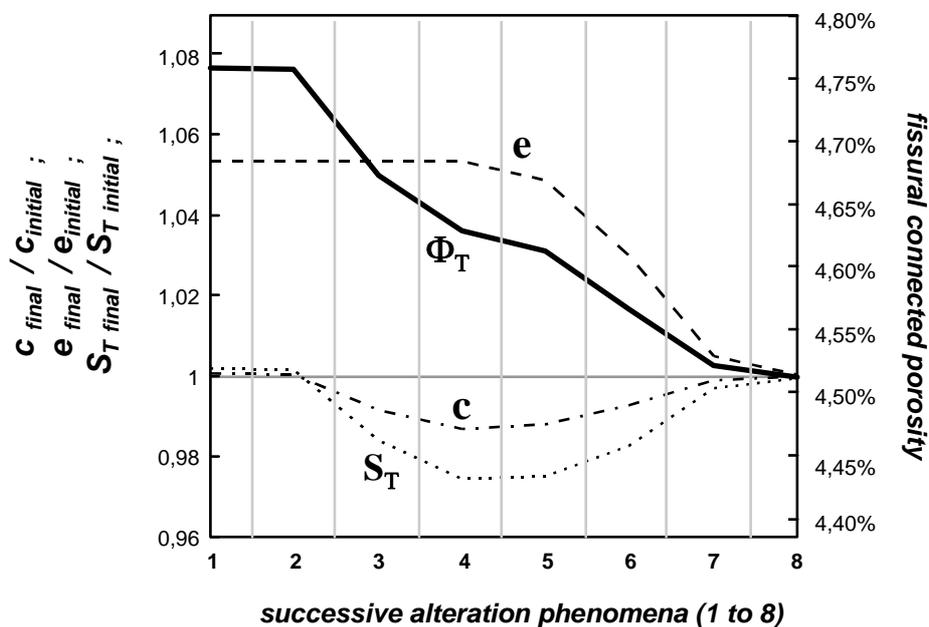


Figure 64: Relative variations of microcrack radius ( $c$ ), apertures ( $e$ ) and subsequent relative variations of surface of exchange ( $S_T$ ) and absolute variations of fissural connected porosity ( $FT$ ) after 23 years of fluid rock interactions. Remember that the "unaltered granite" has an initial porosity of 4.52%. (see text for more details).

### c. Modifications exchange surface.

The exchange surface developed in a given and constant volume of rock is discussed. It is different from the surface in contact with a given volume of fluid scattered in the rock.

Hence, considering a given volume of rock, its exchange surface is essentially defined by the "lips" (parallel faces) of cracks. They produce 98% of the total surface. Thus, a cracks aperture modification should have slight effect on the whole exchange surface, whereas a weak variation of radius should have larger effects on this surface. In other words, variation of the exchange surface between rock and solution is strongly correlated to the variations of microcrack radii and is almost independent on their aperture changes. (Figure 64).

d. Evolution of the fissural permeability.

The permeability depends on two major parameters: the cubic aperture of cracks and their degree of connectivity (related to their radius). As seen above, the degree of connectivity is very high in the initial granite (more than 90%). This means that the radii of the microcracks are far beyond the value required to reach percolation threshold. Hence a slight decrease of the cracks radii will not have a marked effect on the permeability value. Thus the parameter that best explains the permeability variation during weathering is the cracks aperture variation. Therefore, a quite good correlation exists between permeability and crack aperture variations as shown on Figure 65 for the Kz component. The other components (Kx and Ky) follow the same evolution trend.

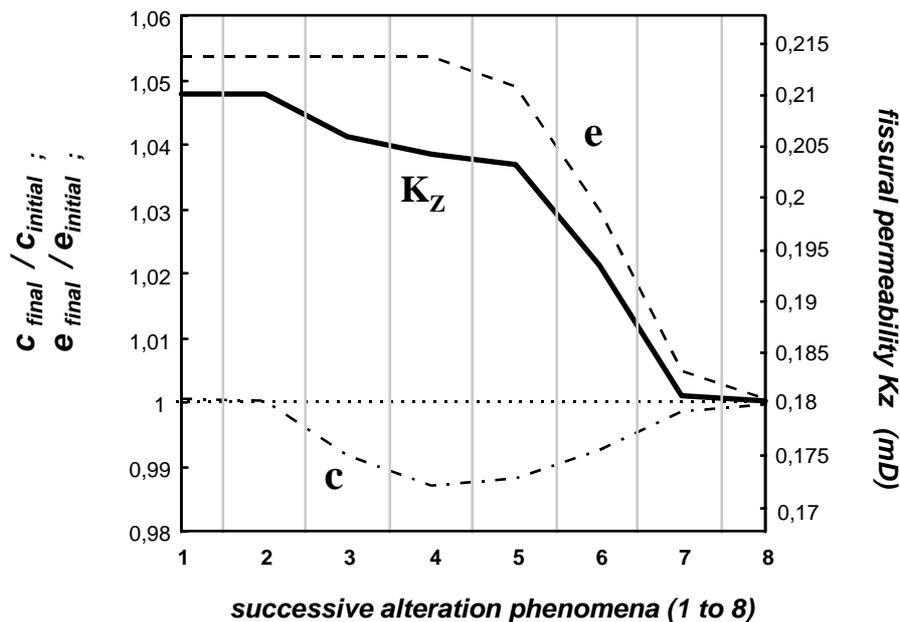


Figure 65: Relative variations of microcrack radius (c) and apertures (e) and subsequent absolute variations of fissural permeability (Kz component) after 23 years of fluid rock interactions. Remember that the "unaltered granite" has an initial Kz permeability component of 0.180 mD (see text for more details).

Observing the whole alteration profile, the permeability increase due to weathering is obvious. It is maximum in the part of the rock which is the closest to the surface because it undergoes the maximum of dissolution.

### 3.4. Conclusions

The volumes of dissolved minerals are higher than those of precipitated secondary phases during the weathering of a granite at 25°C. Dissolution is the main cause of a modification of the physical transport properties of the rock.

Even if dissolved and precipitated volumic ratios can be evaluated by simulation of water-rock

interactions, it is not sufficient to estimate quantitatively the subsequent variations of the transport properties because it is also necessary to know as precisely as possible where dissolution and precipitation occur (relation between porosity and permeability).

For that purpose a precise description of the rock microfissural network has been performed and Washburn's equation has been used in order to link the time scale to the space scale description of alteration. During the 23 years of water-rock interactions covered by the simulation, a 13 meters thickness of rock is involved in weathering. This appears as a good order of magnitude for fluid penetration rate in an only microcracked rock.

Moreover changes of the rock's physical transport properties can only be explained by a fluid renewal. This has been taken into account by applying the quasi-stationary state approximation as defined by Lichtner (1988).

Porosity and permeability of the rock are increasing respectively from 4.52% to 4.75% and 0.180 mD to 0.215 mD at the top of the alteration profile. This trend is less and less marked from the top to the bottom of the alteration profile. For the last alteration phenomenon, physical transport properties of the rock are nearly not modified.

### **3.5. Perspectives**

The present study is still a very simple approach of the porous media as compared to natural systems. Only the microcrack network has been taken into account, in order to describe a whole natural system. One has to consider also the large fractures that are observed at the outcrop scale. This means that fluid flow cannot be quantified by a single value because the law governing them is different in the microcrack network (capillary forces, diffusion phenomenon) from that in the fractures (Darcy's law, advection phenomenon). In fact these two media are present at the same time in a given rock. On the one hand, they are so different that one should describe them separately, on the other hand there is obviously some connection between them, so that they depend on each other.

Moreover, kinetic of water rock interactions is likely to be influenced by transport phenomena, especially when fluid is almost immobile inside the rock, which is the case when it is spread out in its microfissural network. It is not possible to take this into account when transport phenomena are completely dissociated from the modelling of the geochemical reactions (two steps method). With a one step method, transport of reactives and products for a given reaction can be a limiting factor on dissolution and precipitation. That is why hydrochemical codes are developed. KIRMAT for example uses a one step method and allows a better description of natural water-rock systems.

## **Chapitre IV:**

---

### ***Rugosité des fractures naturelles: implications sur les écoulements fluides***



# 1. INTRODUCTION.

Dans tous les types de matériaux (roches cristallines, sédimentaires, bétons, céramiques), la présence de fractures (à toutes échelles) implique une perméabilité généralement élevée et des écoulements fluides guidés directionnellement. Les études précédentes ont permis de quantifier des perméabilités fissurales en utilisant des modèles faisant intervenir une loi cubique de l'épaisseur des discontinuités. Les écoulements fluides (débits, pressions) peuvent donc être quantifiés de façon globale à toute échelle. Cependant, ces modèles (géométriques ou statistiques) restent très dépendants de la définition de l'ouverture caractéristique des drains.

De ce fait, il s'avère nécessaire d'affiner la caractérisation de la variable épaisseur. La morphologie des surfaces de fractures est en effet complexe. La propagation du front de rupture lors de la fracturation des matériaux n'est pas homogène. L'interface de rupture enregistre en effet les perturbations liées aux phénomènes d'accrochage - décrochage de la surface sur des hétérogénéités de résistance (Gao et Rice, 1989, Gao, 1993). Les épontes des fractures présentent donc des aspérités plus ou moins développées et plus ou moins régulières qui définissent leur rugosité.

Une fracture réelle dans une masse rocheuse est caractérisée par des épontes qui ne sont ni parallèles ni forcément imbriquées. Ces caractéristiques géométriques vont influencer et être influencées à la fois par les phénomènes de transport - réaction entre un fluide et la roche (chenalisation des flux de fluide, dissolution - cristallisation d'espèces minérales) et les phénomènes mécaniques liés à la mise sous contrainte du massif rocheux (abrasion des épontes lors d'un cisaillement, modification des ouvertures sous contrainte normale).

Ce travail a donc pour objectifs principaux de:

- caractériser finement la distribution des hauteurs de vides développées par des macro et microfractures, à différents degrés d'altération et dans différents matériaux. Deux méthodes d'acquisition des profils rugueux (profilométrie mécanique et analyse d'images) ont permis d'évaluer la dépendance de l'échelle, du degré d'altération et de la nature des roches vis à vis des paramètres de rugosité.
- réaliser une étude plus théorique du comportement hydro-mécanique des ces fractures faisant intervenir des modèles de maillage bidimensionnel des surfaces.

Plusieurs échantillons fracturés ont été échantillonnés dans le granite et le grès de Soultz-sous-Forêts à différentes profondeurs du forage EPS1, à différentes intensités d'altération et à différentes échelles.

## 2. CARACTERISATION ET QUANTIFICATION DE LA RUGOSITE.

L'étude de la rugosité des surfaces de fractures est réalisée par l'intermédiaire de profils discrétisés qui représentent son intersection (1D) avec un plan quelconque. La distribution des épaisseurs est donc possible si deux profils conjugués (épointes inférieure et supérieure) peuvent être superposés.

L'acquisition de profils sériés permet de reconstituer la surface de fracture en 3D. L'ensemble des coordonnées recueillies (XYZ) constitue une base de données qui peut être traitée statistiquement ou spatialement. Ces études permettent de caractériser différents paramètres dont l'intérêt est variable en fonction des informations nécessitées.

### 2.1. Approche statistique.

Tout traitement des données de surfaces de fractures, passe par un ajustement des variables XYZ par rapport à une ligne moyenne qui sera la référence de calcul. Cette ligne moyenne est la droite des moindres carrés parallèle à la direction générale du profil. Le calage du profil par rapport à cette droite référence assure que l'aire comprise entre le profil supérieur à la droite des moindres carrés et l'aire comprise entre cette droite et le profil inférieur sont égales. Le profil est alors différencié.

Cette démarche permet de corriger l'inclinaison éventuelle du profil et permet de comparer les différents profils entre eux.

#### 2.1.1. Etude et description de la rugosité à l'aide d'indice de rugosité.

La description statistique des profils numérisés est possible grâce au calcul d'une grande quantité d'indice de rugosité. Ces différents paramètres sont utilisés en fonction des domaines d'intérêt de la caractérisation des surfaces (métallurgie, géologie, ...) et sont plus ou moins intéressants pour la description des aspérités.

Les indices les plus communément calculés sont basés sur des moyennes des valeurs de Z; variable hauteur des aspérités d'un profil de longueur L:

- Le critère **Ra** représente la moyenne arithmétique des écarts du profil par rapport à la ligne moyenne. Ce paramètre caractérise la surface dans son ensemble mais n'apporte aucun renseignement sur la présence et l'amplitude de pics ou vallées sur le profil. Ce critère est aussi fréquemment appelé **CLA** ou Center Line Average:

$$Ra = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |Z_i| \quad [46]$$

- Le critère **Rp** est la moyenne arithmétique des écarts positifs du profil (présence de pics) par rapport à la ligne moyenne. Afin d'éviter une erreur éventuellement produite par un défaut local de rugosité qui pourrait fausser la valeur de Rp, ce paramètre est généralement calculé sur 5 longueurs de base du profil puis moyenné (**Rpm**):

$$R_p = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |Z_i^+| \quad [47]$$

- Le même calcul est réalisé pour **Rv**, moyenne arithmétique des écarts négatifs du profil (présence de vallées) par rapport à la ligne moyenne, et **Rvm**:

$$R_v = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |Z_i^-| \quad [48]$$

- L'amplitude moyenne verticale du profil **Rt** (ou **Rtm**) est la somme des coefficients précédents:

$$R_t = R_v + R_p \quad [49]$$

$$R_{tm} = R_{vm} + R_{pm} \quad [50]$$

- Le paramètre Mean Square Value (**MSV**) [équation 51] du profil est la moyenne arithmétique du carré des hauteurs d'aspérités  $Z_i$  qui est fréquemment calculé avec le Root Mean Square (**RMS**), racine carrée de la moyenne arithmétique des hauteurs d'aspérités au carré [équation 52].

$$MSV = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Z_i^2 \quad [51]$$

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Z_i^2} \quad [52]$$

Le critère **RMS** est fréquemment utilisé dans la caractérisation des surfaces rugueuses.

- Le paramètre **Z<sub>2</sub>** quantifie la moyenne quadratique des écarts entre deux hauteurs d'aspérités espacées d'un pas constant  $\Delta X$ :

$$Z_2 = \sqrt{\frac{1}{M \cdot \Delta X} \sum_{i=1}^{N-1} (Z_{i+1} - Z_i)^2} \quad [53]$$

*N*: nombre de mesures discrètes de l'amplitude

*Z<sub>i</sub>*: amplitude discrète de l'amplitude par rapport à la ligne moyenne.

$\Delta X$ : pas d'échantillonnage ou pas de discrétisation.

La tortuosité peut également être définie comme la distance  $L'$  réellement développée par les épontes d'une fracture. Elle est calculée par rapport à la ligne moyenne des profils (équation 54, Figure 66):

$$\tau = \frac{L'}{L} = \frac{\sum_{i=0}^N \Delta L'}{L} = \frac{\sum_{i=0}^N \sqrt{(z_{i+1} - z_i)^2 + (\Delta x)^2}}{L} \quad [54]$$

$N$ : nombre de mesures discrètes de l'amplitude  
 $Z_i$ : amplitude discrète de l'amplitude par rapport à la ligne moyenne.  
 $\Delta X$ : pas d'échantillonnage ou pas de discrétisation.

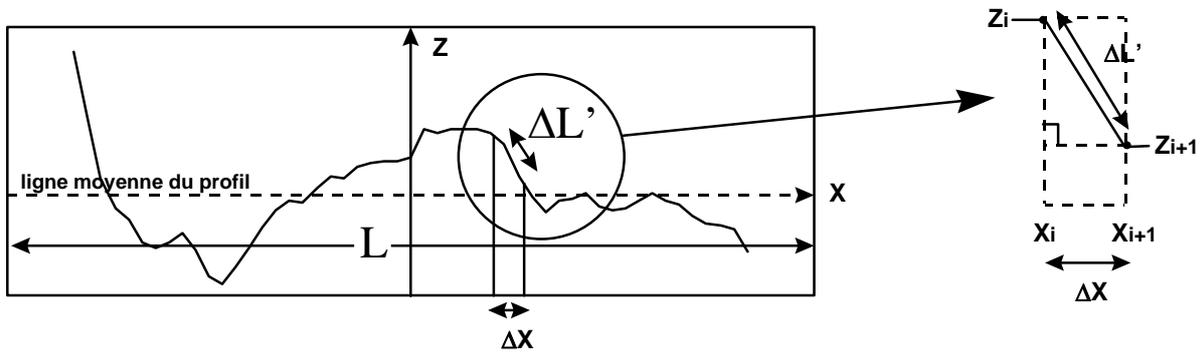


Figure 66: Tortuosité d'un profil. La déviation du profil par rapport à sa ligne moyenne (régression linéaire) est estimée en calculant le rapport entre la distance réelle du profil ( $\Sigma \Delta L'$ ) et sa distance linéaire directe  $L$ . (cf. équation 54)

### 2.1.2. JRC et corrélation avec les indices de rugosité.

Le "Joint Roughness Coefficient" est un indice défini initialement par Barton et Choubey (1977). Il caractérise l'amplitude et donc l'importance de la rugosité d'un profil (Figure 67).

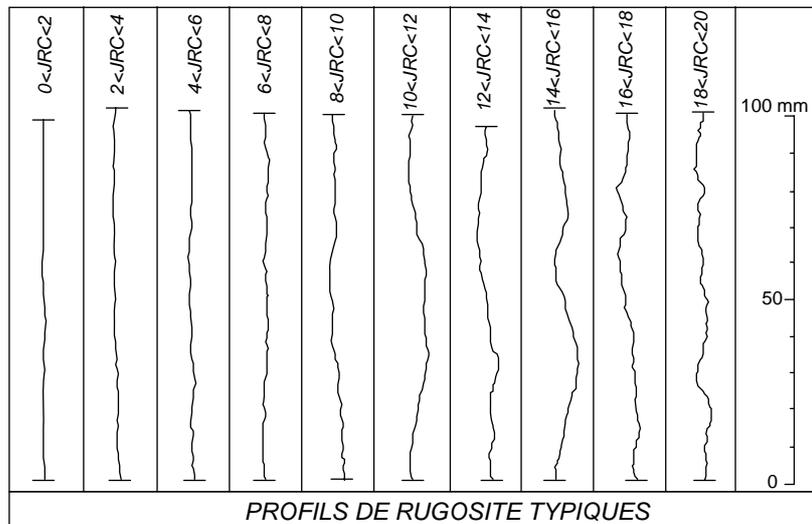


Figure 67: Charte d'indice JRC pour des profils typiques (d'après Barton et Choubey, 1977).

Cet indice est estimé visuellement par comparaison des profils avec une charte (Figure 67), mais l'objectivité de cette caractérisation est alors sujette à caution. Pour pallier à ce problème, plusieurs auteurs ont proposé de corrélérer cet indice à ceux calculés précédemment. La corrélation la plus significative est décrite par Tsé et Cruden (1979) entre le JRC et l'indice  $Z_2$  (pour des fractures rugueuses sous faibles contraintes normales):

$$\text{JRC} = 32,20 + 32,47 \cdot \log_{10} Z_2 \quad [55]$$

## **2.2. Approche spatiale.**

### *2.2.1. Analyse spatiale géostatistique.*

#### a. Généralités.

La géostatistique est une branche des études statistiques qui s'applique plus particulièrement aux variables dites régionalisées. Ces variables ont un statut intermédiaire entre les variables aléatoires et les variables totalement déterminées. Les variables régionalisées décrivent généralement et typiquement des phénomènes naturels en fonction d'une distribution géographique, comme par exemple des données d'altitude correspondant à une carte topographique, des teneurs en or relevées en mine ou des données de diagraphies obtenues sur la profondeur d'un forage. Ces variables ont, au contraire des variables aléatoires, une continuité dans le temps ou dans l'espace mais ne peuvent pas être décrites de façon satisfaisante par des fonctions déterminées. Leur suivi plus ou moins continu dépend alors essentiellement des possibilités pratiques d'échantillonnage. Les données seront prélevées non pas en continu (ce qui nécessiterait le traitement d'un nombre trop important de valeurs) mais de façon régulière avec le plus souvent possible un pas d'échantillonnage régulier.

La présence de "répétitions" dans une série de données  $Z = f(X)$  et concernant diverses propriétés peut alors être décelée par la caractérisation du degré d'auto-similarité de la séquence. La comparaison de cette séquence à elle-même mais dans des positions spatiales successives et différentes va permettre de mesurer leur degré de similarité en fonction de l'intervalle  $X$  étudié. Si chaque point d'un profil est comparé successivement aux autres points, toutes les positions de correspondance entre ces points seront détectées et de cette façon le degré de non similarité de chaque position sera déterminé.

#### b. Calcul du variogramme ordinaire.

Un des paramètres classiques en Géostatistique est la semi-variance d'une série de données. L'étude de cette fonction permettra de décrire la variabilité spatiale des données suivant une orientation précise.

Pour réaliser cette opération, une série temporelle doit avoir certaines caractéristiques:

- La série doit correspondre à une séquence d'observations de la variable  $Z(X)$  mesurée à des intervalles de temps ou d'espace.
- Le phénomène spatial ou temporel observé est considéré comme homogène et de nature statistique (Hypothèse de stationnarité d'ordre 2 de la variable  $Z(X)$ ).
- Chaque observation doit être séparée d'une autre par un intervalle de temps ou de distance constant pour toute la série.
- La variabilité entre les valeurs de  $Z(X)$  dépend uniquement de leur position de mesure en  $X$  (Hypothèse intrinsèque).
- La série totale contient  $n$  points et est longue d'une distance totale  $L = \Delta X (n-1)$ . Avec  $\Delta X =$  distance entre chaque point.
- De façon conventionnelle, la semi - variance est calculée pour des pas de  $h$  inférieurs à la distance du profil divisée par deux.

Si une série spatiale de points est décrite par la variable discrète  $Z$  suivant un pas d'échantillonnage constant égal à  $\Delta X$ , la semi - variance peut être exprimée par:

$$\gamma_h = \frac{\sum_i^{n-h} (Z_i - Z_{i+h})^2}{2n} \quad [56]$$

Dans cette notation  $Z_i$  est une valeur de la variable régionalisée mesurée à la position  $X_i$ , et  $X_{i+h}$  correspond à cette variable mesurée à la position  $i+h$ , tel que  $h$  soit un multiple du pas d'échantillonnage  $\Delta X$ . Le nombre total de points de la série est égal à  $n$  et le nombre de comparaison entre paires de points séparés par  $h$  est  $n-h$ .

Généralement, les valeurs de  $h$  seront limitées à l'intervalle  $[i; n/2]$  pour que la différence entre  $Z_i$  et  $Z_{i+h}$  puisse être au minimum effectuée sur deux points. Les semi - variances sont donc calculées pour différents pas de  $h$  et la représentation dans un diagramme binaire de la fonction  $\gamma(h)=f(h)$  correspond au semi - variogramme simple (Figure 68).

Ces variogrammes sont ensuite interprétables en terme de variabilité spatiale des données.

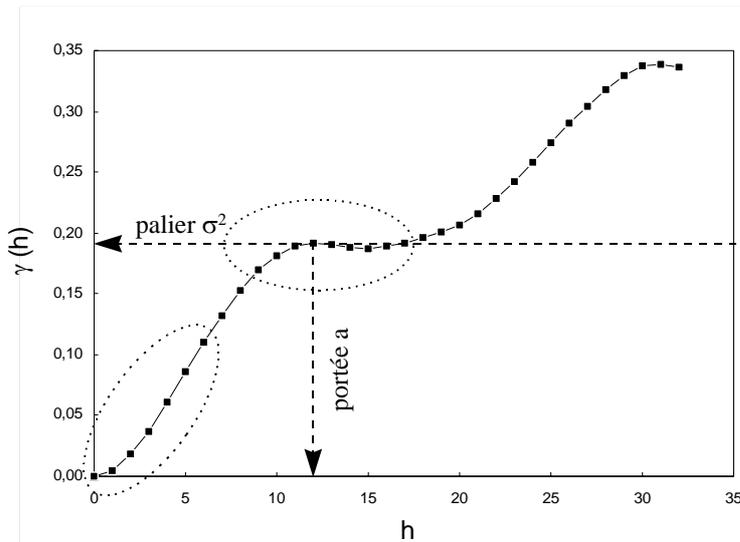


Figure 68: Exemple de variogramme calculé pour un profil de granite. La courbe s'incurve et forme un palier qui définit la variance globale  $\sigma^2$  des hauteurs d'aspérités du profil et la portée  $a$  qui correspond à la distance minimale sur laquelle la répartition des  $Z$  est représentative du profil. Les zones caractéristiques du variogramme sont cerclées en pointillés fins (présence d'une dérive: comportement à l'origine et présence d'un palier: comportement à l'infini).

Un variogramme présente 2 zones principales (Figure 68) qui possèdent toutes les deux un intérêt pour l'interprétation géostatistique. La première zone encadre les valeurs de  $h$  faibles. Cette étude du comportement à l'origine de la courbe permet de détecter des phénomènes de dérive éventuels (Figure 69). Pour  $h=0$ , la différence  $Z_i - Z_{i+h}$  est nulle, puis quand  $h$  augmente, la courbe croît de façon plus ou moins rapide. Les points observés avec un pas  $h$  de plus en plus grand sont de moins en moins corrélés entre eux. Les dérives peuvent alors masquer d'éventuelles structures.

La deuxième partie du variogramme correspond aux valeurs de  $h$  intermédiaires et importantes. Les points comparés sont de plus en plus éloignés les uns des autres et la semi-variance tend à se rapprocher de la variance globale de la série. Le variogramme est alors caractérisé par un palier qui correspond à un pas  $h$  précis définissant la portée  $a$  de la variable régionalisée  $Z_i$ . Cette portée correspond à la distance à partir de laquelle il n'y a plus de corrélation entre un point et ses voisins.

Cette distance permet donc de déterminer la représentativité d'un échantillon testé en laboratoire. Si la taille de l'échantillon est supérieure à la portée du variogramme, celui-ci peut être considéré comme représentatif de la propriété étudiée.

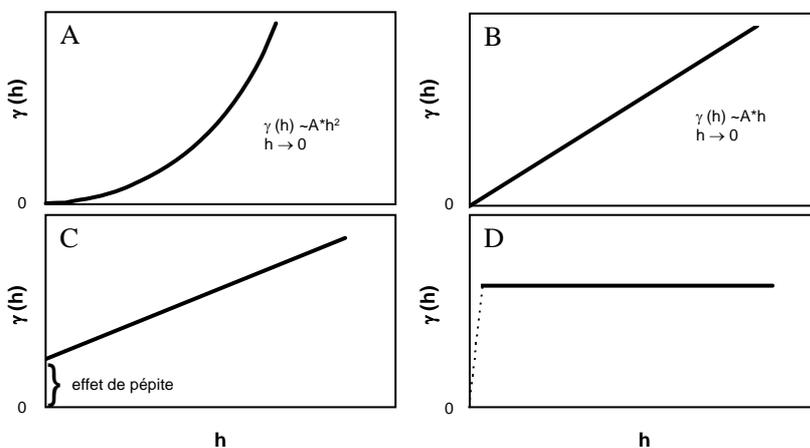


Figure 69: Formes typiques de variogrammes au voisinage de  $h=0$ . A) allure parabolique (forte continuité locale ou existence d'une dérive). B) linéaire (variable continue mais non différentiable). C) discontinu à l'origine ("effet pépité"). D) constant (variable purement aléatoire). D'après Magnan (1982) et Gentier (1986).

### c. Calcul de la fonction d'autocorrélation.

La fonction d'autocorrélation  $\rho(u)$  [58] est l'expression normalisée de la fonction d'autocovariance  $C(u)$  [57] qui exprime le degré de corrélation entre deux points du profil séparés d'une distance  $u$ . Elle est complémentaire du variogramme dans le sens où elle permet de définir également une longueur de corrélation entre les données régionalisées. Ces deux fonctions sont symétriques et se déduisent l'une de l'autre [58].

$$C(u) = \frac{1}{N-u} \cdot \sum_{i=1}^{N-u} \left[ (Z(X_i) - \langle Z(X_i) \rangle) \cdot (Z(X_i + u) - \langle Z(X_i) \rangle) \right] \quad [57]$$

$$\rho(u) = 1 - \frac{\gamma(u)}{C(0)} \quad [58]$$

$\rho(u)$ : fonction d'autocorrélation normalisée à 1

$C(0)$ : variance globale du profil étudié.

$u$ : distance d'autocorrélation avec  $u=N(u) \cdot \Delta X$

$\Delta X$ : pas d'échantillonnage du profil

$N$ : nombre de points discrétisés sur le profil

### 2.2.2. Analyse spatiale spectrale

Les structures naturelles telles que les surfaces de fractures sont des objets irréguliers, non continus, qui peuvent être décrits par un ensemble de fonctions mathématiques continues mais non différentiables en tout point. La géométrie fractale permet l'étude de ces ensembles irréguliers car, hormis quelques cas très réguliers ou supposés tels, à échelle macroscopique, la géométrie euclidienne est incapable de rendre compte de leur forme et de leur structure désordonnées (Grunberger, 1991).

#### a. Dimension fractale

Un ensemble est de nature fractale si sa caractérisation peut être réalisée grâce à l'équation [59] (Mandelbrot, 1975; Huang et Turcotte, 1989):

$$N = C / r^D \quad [59]$$

$N$ : nombre d'objets composant l'ensemble dont la dimension linéaire est supérieure à  $r$ ,  $D$  est sa dimension fractale et  $C$  une constante de proportionnalité.

Tout ensemble fractal est donc défini par sa dimension  $D$  qui est fractionnaire.  $D$  est comprise entre la dimension topologique  $D_T$  (où les fonctions mathématiques sont différentiables en tout point) et la dimension euclidienne  $D_E$ . La dimension fractale permet de caractériser le degré d'irrégularité (rugosité) d'un phénomène.

## b. Fractales auto-affines

La conservation des structures naturelles, quelle que soit l'échelle d'observation est une propriété des structures fractales dont l'étude a été introduite par Mandelbrot et Van Ness (1968), Mandelbrot (1967 et 1982). Les fractures constituent un cas particulier de ces structures multi-échelles. Les structures rugueuses des plans de microfissures ou fractures présentent en effet des complexités croissantes mais similaires si on les observe à l'échelle du grain ou de la carrière. Elles constituent cependant, un cas particulier de structures fractales appelées fractales auto-affines.

Les surfaces auto-affines sont des surfaces aléatoires dont la caractéristique principale est d'être statistiquement invariante (homothétie) par changement d'échelle. A la différence des structures auto-similaires où les trois directions de l'espace sont invariantes par changement d'échelle, les structures auto-affines sont variables dans la direction Z.

$$\begin{cases} x \longrightarrow \lambda x \\ y \longrightarrow \lambda y \\ z \longrightarrow \lambda^\zeta z \end{cases} \quad [60]$$

$\zeta$ : exposant de rugosité et  $x, y, z$  les coordonnées spatiales des aspérités.

La transformation auto-affine permettant le passage d'une échelle à l'autre est donnée en équation [60]. Elle est caractérisée par le rapport d'affinité  $\lambda$  et l'exposant auto-affine  $\zeta$  aussi appelé coefficient de Hurst ou coefficient de rugosité.

### 2.2.3. Méthodes d'estimation de la dimension fractale.

La dimension fractale décrit la rugosité d'un phénomène: plus celle-ci est importante et plus les hauteurs des points voisins sur un profil deviennent indépendantes donc plus la surface est rugueuse (Brown et Scholz, 1985).

Comme le calcul de la dimension fractale à partir de sa définition exacte est difficile, des méthodes de calcul alternatives ont été proposées. Pour chaque méthode, l'étape finale de la procédure est l'ajustement par la droite des moindres carrés et le calcul de la pente correspondant au modèle linéaire fractal dans une représentation bilogarithmique. Trois approches: déterministe (méthodes du compas, compas modifié, "nombre minimal de boules", des "boîtes"), probabiliste (géostatistique) et stochastique (méthode spectrale) sont disponibles. Elles fournissent des valeurs de la dimension fractale plus ou moins précises et les auteurs (Huang et al., 1992; Sabbadini, 1994) s'accordent pour indiquer que l'approche géostatistique donne les résultats les plus significatifs à la seule condition que

les profils soient différenciés, c'est à dire que la résolution horizontale des profils numérisés soit inférieure à leur "longueur critique" (la surface est caractérisée par un aspect rugueux).

Cette approche géostatistique qui fait intervenir le calcul du variogramme expérimental a donc été utilisée dans cette étude pour toutes les séries de profils.

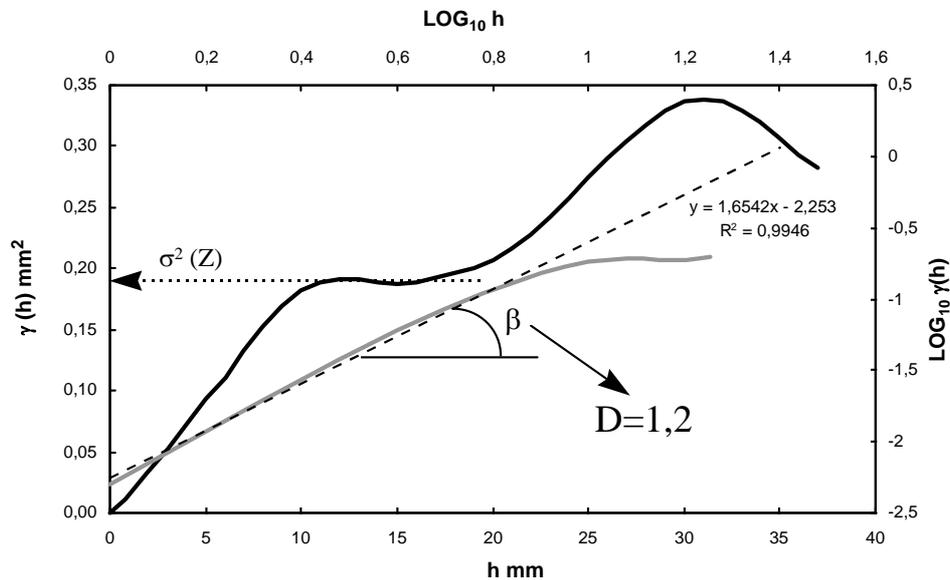


Figure 70: Principe de la détermination de la dimension fractale à partir du variogramme expérimental. La représentation du variogramme ( $h=f(\gamma(h))$ ) dans un diagramme bilogarithmique produit une droite de pente  $\beta$ . La détermination de  $\beta$ , par la droite des moindres carrés, permet de calculer la valeur de  $D$  grâce à l'équation [62].

Le variogramme est un outil géostatistique qui décrit la variabilité spatiale des hauteurs d'aspérités. Si le comportement du profil est de type fractal auto-affine par hypothèse, il a été démontré que la représentation dans un diagramme bilogarithmique (Figure 70) des variables  $\gamma(h)$  en fonction de  $h$ , est une droite dont la pente représente la dimension fractale du profil analysé (Orey, 1970).

$$\gamma(h) = h^\beta \quad [61]$$

$$D = 2 - \frac{\beta}{2} \quad [62]$$

#### 2.2.4. Calcul de l'exposant de rugosité.

Un des principaux traitements des données de profilométrie de surface dans ce domaine, est le calcul de l'exposant de rugosité ou exposant de Hurst. Ce coefficient peut être approché par plusieurs méthodes. La méthode de la "largeur de bande variable" ou "méthode des fenêtres" a été utilisée (Figure 71).

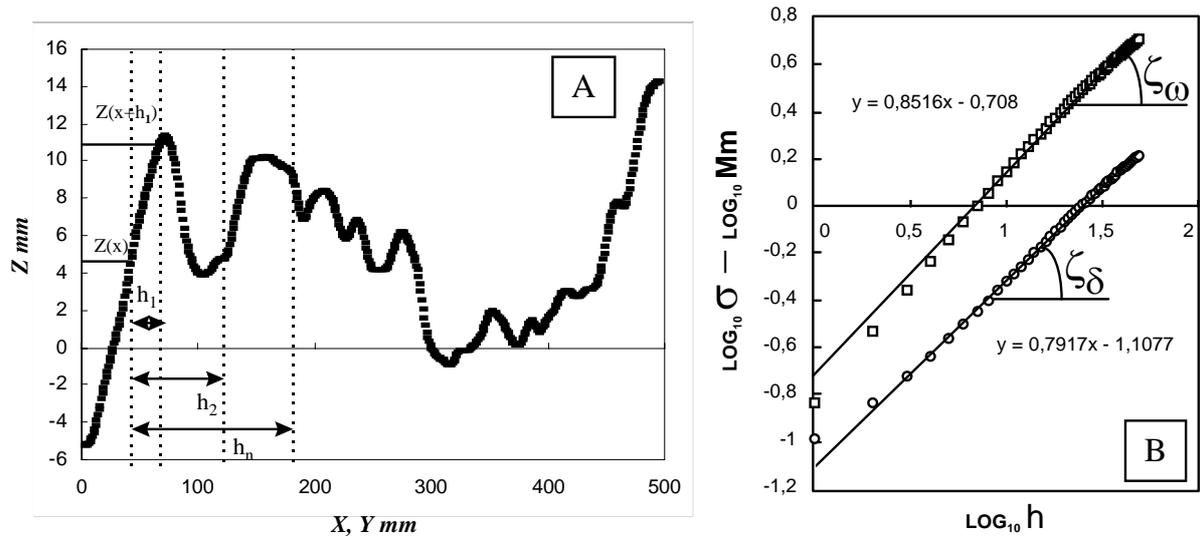


Figure 71: Principe de la méthode des "fenêtres" ou méthode de la "bande variable". A) Le profil discrétisé est balayé par une fenêtre de largeur  $h$ . Les hauteurs d'aspérités comprises dans cette fenêtre ont un écart-type  $\omega$  et présentent une amplitude  $\delta$ . La moyenne des  $\omega$  et  $\delta$  sur toutes les fenêtres de pas  $h$  est réalisée. B) Les représentations bilogarithmiques des moyennes  $\omega(h)$  et  $\delta(h)$  en fonction du pas  $h$  sont des droites dont la pente définit les coefficients de rugosité  $\zeta_\delta$  et  $\zeta_\omega$ .

Cette méthode proposée par Feder (1988) permet de décrire le profil de rugosité en différentes "fenêtres" ou intervalles de longueur constante. Une bande ou fenêtre est définie par son origine en  $x$  et sa largeur  $h$ . En partant de l'origine du profil ( $x=0$ ), une première bande de largeur  $h$  est envisagée. Un calcul de l'écart-type  $\omega$  et de la différence  $\delta$  entre le maximum et minimum des hauteurs d'aspérités est réalisé entre  $x=0$  et  $x=h$ . Ce calcul est répété pour différentes valeurs d'origine ( $x=1; 2; 3; \dots$ ) mais à  $h$  constant ce qui permet d'obtenir différentes valeurs de  $\omega$  et de  $\delta$ . Ces valeurs sont moyennées pour chaque valeur de  $h$ . La représentation bilogarithmique des moyennes  $\omega(h)$  et  $\delta(h)$  (Figure 71) démontre que ces quantités suivent une loi de puissance de  $h$  pour les fractales auto-affines de la forme:

$$\begin{aligned} \omega &\propto h^\zeta \quad (\text{avec } \zeta < 1) \\ \delta &\propto h^\zeta \end{aligned} \quad [63]$$

Cette méthode permet de constater que la rugosité croît avec la taille de la fenêtre ( $h$ ) sur laquelle elle est estimée. Aucune échelle absolue de rugosité ne peut donc être définie indépendamment de la taille de l'échantillon. Les calculs, tant pour les surfaces de fractures macroscopiques ou microscopiques seront réalisés sur les mêmes longueurs de profils et avec un pas d'échantillonnage fixe. Le calcul des écarts-types ou des amplitudes (Figure 72) donne des valeurs de  $\zeta$  légèrement différentes avec une surestimation pour  $\zeta_\omega$  ( $\zeta \in [0,2; 0,7]$ ) et une minimisation pour  $\zeta_\delta$  ( $\zeta \in [0,5; 1]$ ) (Schmittbuhl et al., 1995b).

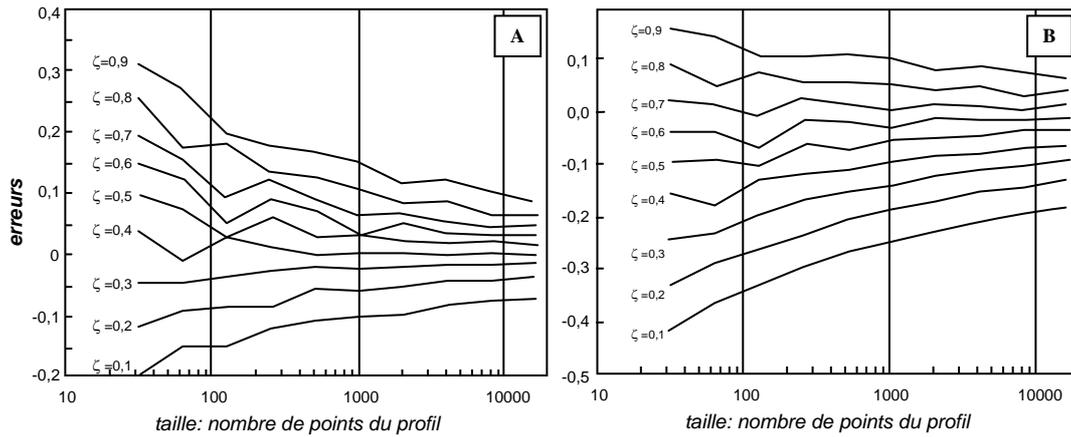


Figure 72: Estimation de l'erreur réalisée sur le calcul de l'exposant de rugosité avec la méthode de la bande variable (Feder, 1988) par A) la moyenne des écarts-types ( $\zeta\omega$ ) ou B) la différence entre le maximum et le minimum des hauteurs d'aspérités dans chaque bande ( $\zeta\delta$ ). Cette erreur est mentionnée pour différentes tailles de systèmes (nombre de points par profils). D'après Schmittbuhl et al. (1995b).

$\zeta$	erreur sur $\zeta\omega$	erreur sur $\zeta\delta$	correction sur $\zeta\omega$	correction sur $\zeta\delta$
	A	B		
$0 \leq \zeta < 0,1$	-0,15	-0,33	$\zeta + A$	$\zeta + B$
$0,1 \leq \zeta < 0,2$	-0,08	-0,28	$\zeta + A$	$\zeta + B$
$0,2 \leq \zeta < 0,3$	-0,03	-0,21	$\zeta + A$	$\zeta + B$
$0,3 \leq \zeta < 0,4$	0,025	-0,15	$\zeta - A$	$\zeta + B$
$0,4 \leq \zeta < 0,5$	0,05	-0,1	$\zeta - A$	$\zeta + B$
$0,5 \leq \zeta < 0,6$	0,075	-0,05	$\zeta - A$	$\zeta + B$
$0,6 \leq \zeta < 0,7$	0,12	0	$\zeta - A$	$\zeta$
$0,7 \leq \zeta < 0,8$	0,175	0,075	$\zeta - A$	$\zeta - B$
$0,8 \leq \zeta < 0,9$	0,225	0,12	$\zeta - A$	$\zeta - B$

Tableau 13: Corrections effectuées sur les calculs de  $\zeta$  par la méthode de la largeur de bande variable avec moyenne des écarts-types  $\zeta\omega$  ou différence entre maximum et minimum des hauteurs d'aspérités  $\zeta\delta$  d'après Schmittbuhl et al., 1995b. Ces valeurs sont estimées graphiquement sur la Figure 72 et correspondent à un nombre référence de 100 points par profils.

Ces marges d'erreurs permettent de pondérer les valeurs du coefficient de rugosité (Tableau 13) en considérant, pour les fractures macroscopiques, le nombre de points échantillonnés par profil. Un exemple est donné dans le Tableau 13 pour un profil de 100 points.

### 2.2.5. Relation entre la dimension fractale $D$ et le coefficient de rugosité $\zeta$ .

Le traitement des données par l'intermédiaire de la fonction d'autocorrélation [équation 58] permet d'obtenir une relation en loi de puissance entre  $\rho(u)$ ,  $u$  et la dimension fractale (Bouchaud et al., 1990):

$$\rho(u) = u^{D-2} \quad [64]$$

$\rho(u)$ : fonction d'autocorrélation normalisée à 1

$u$ : distance d'autocorrélation

$D$ : dimension fractale

Dans cette relation l'exposant (D-2) correspond à la valeur de l'exposant ou coefficient de rugosité  $\xi$  :

$$\xi = D - 2 \quad [65]$$

Remarque: Cette relation entre les deux paramètres est délicate dans le sens où le coefficient de rugosité a été décrit comme "universel" (entre autres Bouchaud et al., 1990 et 1993 et Schmittbuhl et al., 1993), c'est à dire prenant une valeur relativement constante de 0,8. La dimension fractale devrait donc être également stable et proche de 1,2.

### 2.3. Etude des épaisseurs développées par une fracture.

Les épaisseurs de fractures peuvent être définies par superposition de deux profils (épones inférieure et supérieure). Elles seront donc envisagées sur l'ensemble des profils, comme un ensemble bidimensionnel de facettes planes (mailles). Chaque facette est ainsi caractérisée par son épaisseur  $e_i$ :

$$e_i = Z_{\text{sup}_i} - Z_{\text{inf}_i} \quad [66]$$

$Z_{\text{sup}_i}$  et  $Z_{\text{inf}_i}$  sont respectivement les hauteurs d'aspérités au niveau d'une maille  $i$  par rapport au plan moyen de la fracture.

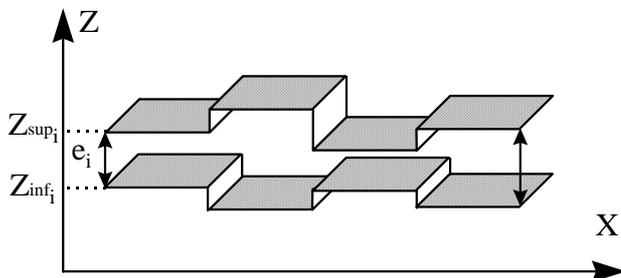


Figure 73: Définition de l'épaisseur géométrique sur deux profils exemples. Chaque maille est définie par la différence d'altitude entre l'éponte supérieure et inférieure de la fracture.

Ces épaisseurs sont des épaisseurs géométriques.

La définition de la variable épaisseur a largement été commentée dans la littérature et différents termes génériques sont proposés. Les principaux concernent les notions d'ouverture hydraulique ou mécanique globale d'une fracture qui font intervenir des paramètres de rugosité tels que le JRC. La détermination de ces épaisseurs globales ne sera pas envisagée dans cette étude qui prendra en compte toutes les épaisseurs locales par l'intermédiaire d'un maillage bidimensionnel d'ouvertures géométriques.

Remarque: Il est bien entendu que ces épaisseurs correspondent à un état de décompression des fractures. En position in situ dans la roche, elles sont soumises à la pression des terrains sus-jacents qui tend à les refermer. Ces épaisseurs sont donc maximales. L'influence de la pression lithostatique sur leur distribution sera abordée dans la suite de ce Chapitre.

## **2.4. Conclusions.**

De nombreuses méthodes sont disponibles pour permettre une description statistique ou spatiale des surfaces rugueuses.

Du point de vue statistique, différents coefficients sont mentionnés dans la littérature, mais seuls certains ont été utilisés dans cette étude. Les coefficients qui ont été particulièrement retenus sont le JRC [55], le RMS [52] et la tortuosité (cf. Chapitre 1-1.1.3.) des plans de fractures. Ils permettent en effet de caractériser globalement tous les profils sur leurs deux dimensions. Le JRC et le RMS caractérisent l'amplitude de la rugosité en terme de distribution des hauteurs d'aspérités tandis que la tortuosité quantifie les écarts du profil par rapport à sa ligne moyenne donc sur son extension en X ou Y.

Deux principaux paramètres permettront également de caractériser spatialement les profils de rugosité: le coefficient de rugosité  $\xi$  ou coefficient de Hurst et la dimension fractale D. Différentes méthodes sont également proposées pour leur calcul.

L'objectif de cette étude est de caractériser et de comparer différentes surfaces rugueuses entre elles, à différents degrés d'altération. Les points de mesure obtenus pour les surfaces des fractures macroscopiques sont peu nombreux (77 au maximum par profil) mais les profils ont été échantillonnés régulièrement tous les millimètres. L'objectif de la prise de mesures était non pas d'obtenir le plus grand nombre de points possibles mais de balayer régulièrement la surface dans un temps relativement court.

Le faible nombre de points a limité l'utilisation des méthodes spectrales (le calcul par transformée de Fourier rapide impose un nombre de points en  $2^n$ ) proposées pour le calcul de la dimension fractale D et le coefficient de rugosité. Ce dernier a donc été calculé systématiquement pour chaque profil, par la méthode de la "bande variable" ou méthode des "Fenêtres" (Feder, 1988) en pondérant les valeurs obtenues par la marge d'erreur réalisée sur chaque calcul. La dimension fractale D a été calculée par l'intermédiaire du variogramme expérimental.

## **3. ACQUISITION DES DONNEES.**

Deux échelles de fracturation ont été appréhendées:

- Les macrofractures actuellement ouvertes, dont les deux épontes sont disjointes, ont été choisies préférentiellement pour éviter tout biais induit par une réouverture mécanique des fractures colmatées. En effet, la présence d'altération dans ces fractures pourrait impliquer une répartition non naturelle des phases minérales sur les surfaces de fractures une fois cette séparation réalisée.

Chaque fracture échantillonnée consiste en deux plans conjugués (faces inférieure et supérieure). Des carottes non fracturées dans les parties saines du granite ont été également prélevées et fracturées artificiellement. Dans tous les cas cette échelle d'étude permet de disposer de **plans** dont les reliefs ont pu être palpés mécaniquement.

- Les microfissures sont des discontinuités dont l'extension est généralement inférieure au millimètre. L'échantillonnage ne peut être réalisé que par l'intermédiaire de lames minces excluant tout palpé mécanique des épontes. Le plan de microfissure est alors représenté par son intersection avec le plan de la lame. La rugosité des épontes de ces microdiscontinuités a été analysée sur deux **lignes** (profils) conjugués (épontes inférieure et supérieure) et donc dans un espace 1D.

### **3.1. Echelle macroscopique: profilométrie mécanique.**

Le dispositif expérimental utilisé pour caractériser les surfaces de fractures a été mis au point dans un premier temps, au Lycée technique Jean Zay (Jarny) puis les mesures ont été automatisées par le Centre de Mesures Lorrain (IUT Génie Mécanique et Productique, UHP Nancy 1) qui dispose d'une machine à mesurer tridimensionnelle (système TEMPO, TRI-MESURES, Figure 74).

Le déplacement et le positionnement précis de la surface de fracture sont réalisés dans un plan (Oxy), plan de référence horizontal. La précision de déplacement du palpeur dans ce plan est fixée par le constructeur à 3  $\mu\text{m}$ . Les déplacements du palpeur, par pas de x ou y quelconques (de quelques mm à la distance totale de la table) sont contrôlés par programmation d'une commande numérique. L'échantillon reste fixe. Ce montage permet l'acquisition de profils (x, y) point par point. Les points sont repérés par leur cote Z, altitude relative par rapport au plan de référence initial. La précision verticale est également de 3  $\mu\text{m}$ . Chaque point des profils est ainsi défini par trois coordonnées (X, Y, Z) dans l'espace.

Le stylet de palpé est constitué par une tige en carbure fixée à une bille en rubis dont le diamètre choisi est de 1 mm. Les microstructures de rugosité d'échelle inférieure n'ont donc pas été prises en compte.

Un des objectifs de cette étude est la reconstitution de la carte des épaisseurs locales développées par le plan de fracture. L'échantillon est défini par deux épontes conjuguées. Une des premières étapes de ce travail a donc consisté à repérer, l'un par rapport à l'autre, les échantillons a et b, face supérieure et inférieure de la fracture. Ce repérage permet à terme un repositionnement des différents points palpés sur les deux surfaces.

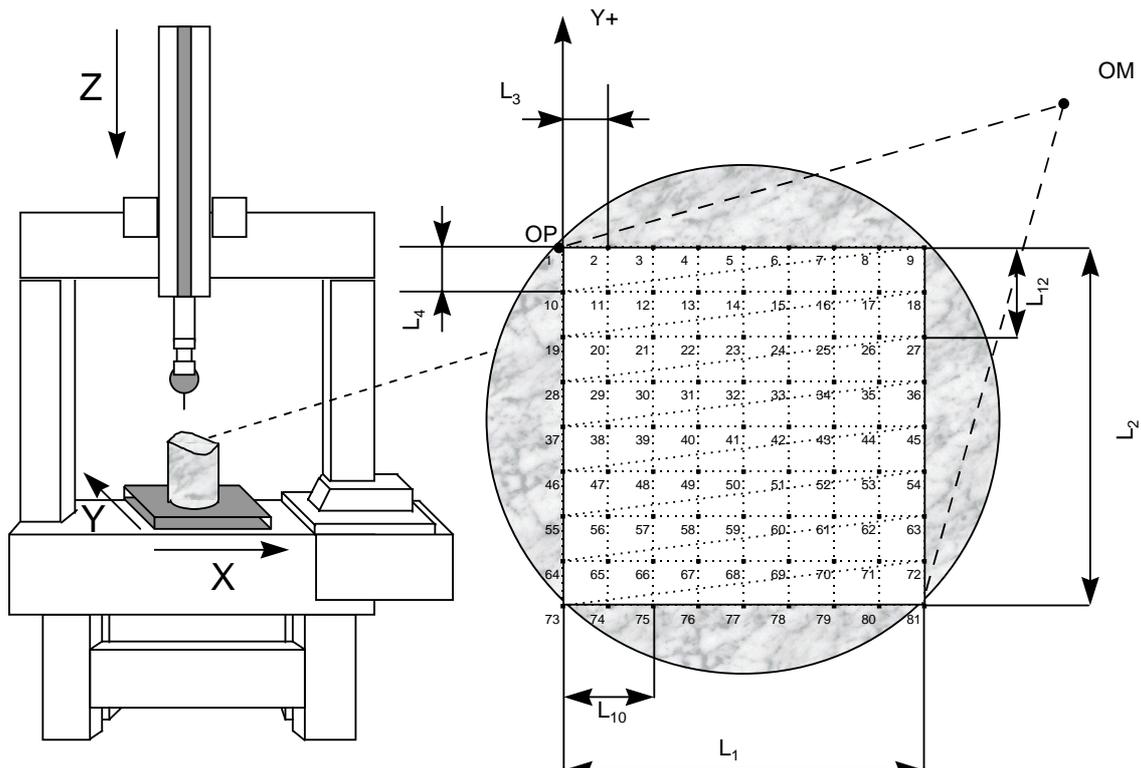


Figure 74: Principe des mesures par profilométrie mécanique. Une machine à mesurer tridimensionnelle permet grâce un palpeur orientable dans les trois dimensions de l'espace de mesurer la surface de fracture. L'altitude des aspérités est mesurée dès qu'un contact est établi entre le palpeur et l'objet (axe Z). Des séries de profils parallèles entre eux et espacés d'un pas défini par l'utilisateur (en X ou Y) peuvent être réalisées par programmation d'une commande numérique.

Les deux échantillons sont cylindriques puisqu'ils proviennent d'une roche carottée. Une solution pratique, c'est à dire rapide de mise en œuvre, a été choisie. Les surfaces conjuguées des fractures ont été initialement repositionnées l'une sur l'autre pour permettre le collage de cales-étalons repères (Figure 75).

Plusieurs critères ont été respectés:

- Chaque fracture est caractérisée par une trace elliptique sur la carotte mais non régulière. Cette irrégularité fait apparaître des indentations (qui se correspondent en face supérieure et inférieure) plus ou moins importantes sur les bords de la carotte. Ce crénelage naturel a donc permis un premier remboîtement des fractures.
- Dans un deuxième temps, la correspondance entre les plages minérales séparées par la fracture a été systématiquement vérifiée.
- Chaque carotte est définie par sa génératrice, ligne repère qui permet la réorientation des carottes à leur sortie du puits de forage. Cette ligne brisée après séparation des deux faces de fractures, est présente sur les deux épontes des fractures a donc été "ressoudée".

Ces critères sont efficaces, simples à mettre en place et sont essentiels car ils ont permis par la suite la reconstitution de la carte des épaisseurs de chaque fracture.

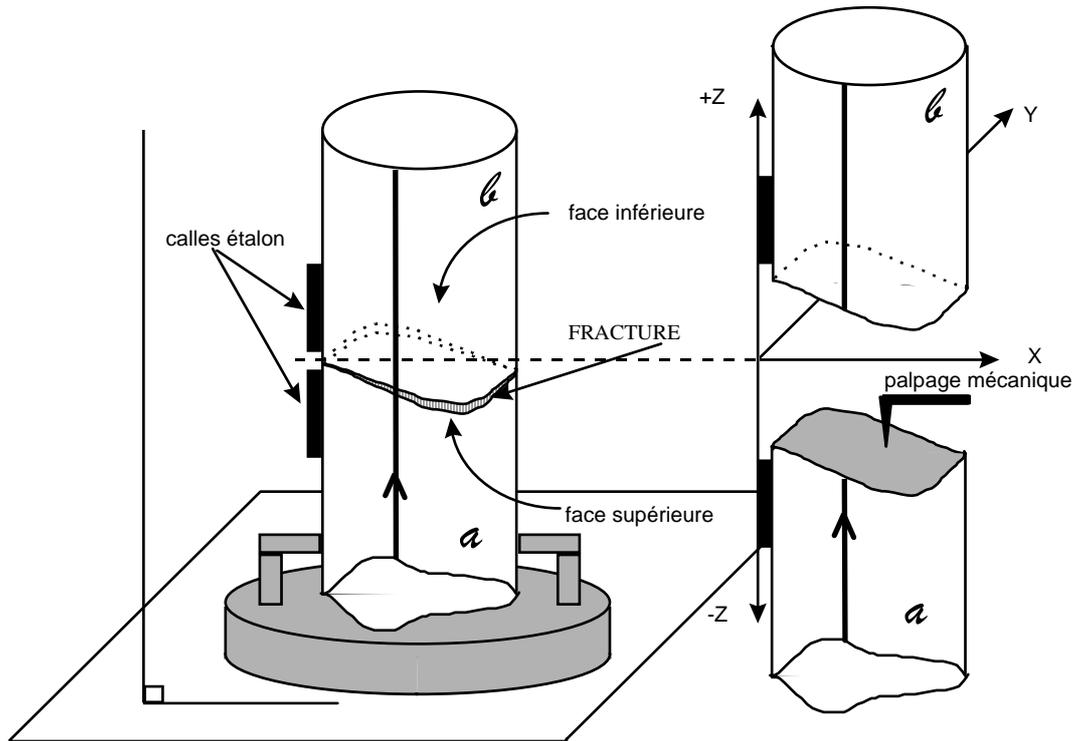


Figure 75: Calage des épontes inférieure et supérieure des fractures (échantillon carotté). Deux cales-étalons parallèles entre elles, verticales par rapport au plan de la table, et espacées d'une distance  $D$  connue, sont collées de part et d'autre de la fracture qui est initialement refermée. Elles définissent l'axe  $Z$  et l'origine de palpation communs aux deux mesures. Les deux faces sont ensuite séparées pour réaliser le palpation mécanique des surfaces. Elles peuvent être finalement calées en  $XYZ$ , l'une par rapport à l'autre.

L'origine de palpation  $OP$  (Figure 74) est l'origine initiale en  $X$  et  $Y$  de départ d'acquisition des profils tant sur la face inférieure que sur la face supérieure. Les différents palpations ont été réalisés pour des pas de déplacement en  $x$  et  $y$  de 1 mm. Ce pas permet un compromis entre la précision d'acquisition des profils et les temps de mesures.

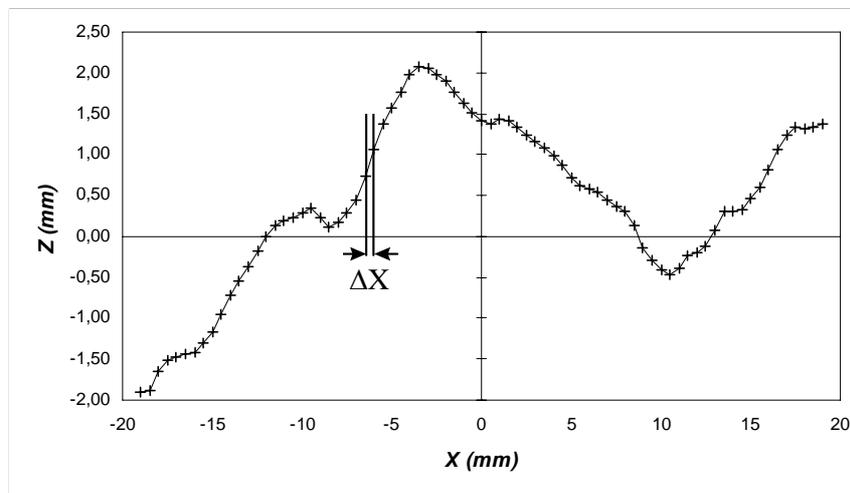


Figure 76: Profil de rugosité. La variabilité spatiale des hauteurs d'aspérités ( $Z$ ) est portée en fonction du déplacement en  $X$  du palpeur. La ligne rugueuse mesurée correspond à une position en  $Y$  unique ("profil  $Y$ ").

Ces profils ont été étudiés par différentes méthodes qui ont permis de caractériser les coefficients de rugosité classique, et de dégager les propriétés statistiques de la surface et de la variable  $Z(x)$  (Figure 76).

La représentation des surfaces de fractures a été réalisée grâce au logiciel SURFER 7.0., qui a permis une bonne restitution graphique des aspérités de surface (Figure 77).

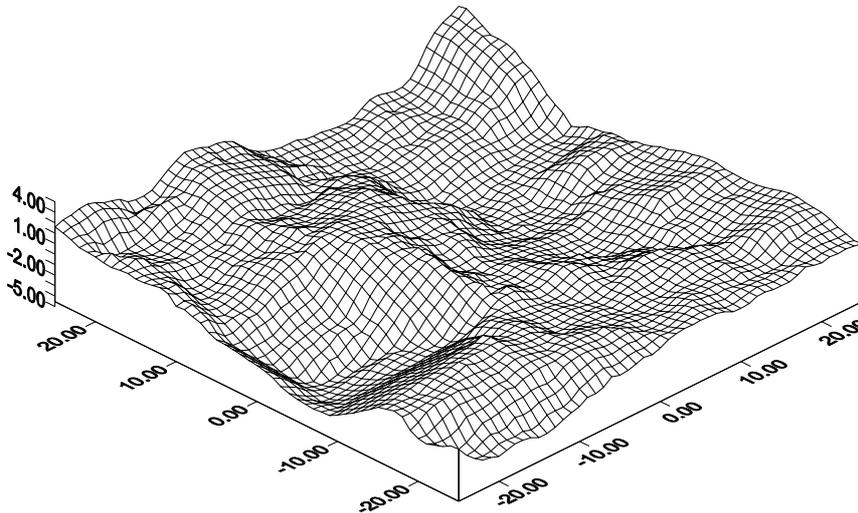


Figure 77: Exemple de représentation 3D obtenue sur 51 profils (pas 1 mm). L'ensemble des données subit un kriegeage (SURFER7.0) et permet de visualiser l'hétérogénéité de la surface de fracture.

### **3.2. Echelle microscopique.**

Les microfissures sont caractérisées par des rugosités variables et leurs épontes peuvent présenter des tortuosités importantes. Leur faible extension (<1mm) et leur colmatage fréquent par des produits de précipitation (phylites, carbonates, oxydes...), exclut une ouverture mécanique de leurs épontes au laboratoire.

La caractérisation de leur rugosité, en terme de profilométrie mécanique, ou toute autre mesure physique directe est de ce fait impossible.

Leur étude passe par la réalisation de lames minces ou épaisses. Le plan de microfissure est défini uniquement par la trace de son intersection avec le plan de lame mince. Chaque microfissure sera donc uniquement caractérisée par deux profils conjugués (inférieur et supérieur) (Figure 78).

Cette étude à échelle microscopique a été envisagée car elle présente plusieurs avantages:

- les microfissures sont très fréquentes dans les roches ignées comme les granites, un échantillonnage important est donc possible.

- la réalisation de lames minces permet de réaliser une étude structurale de ces microdiscontinuités et ainsi d'identifier des systèmes d'orientation commune (cf. Chapitre 2) qui pourront être comparés entre eux.
- Une comparaison des rugosités observées entre différents minéraux hôtes est également possible.

Les microfissures colmatées ont été retenues dans cette étude car leurs épontes se détachent très nettement du minéral qui les contient grâce aux contrastes de polarisation importants entre minéraux primaires et secondaires (colmatages) (Figure 78).

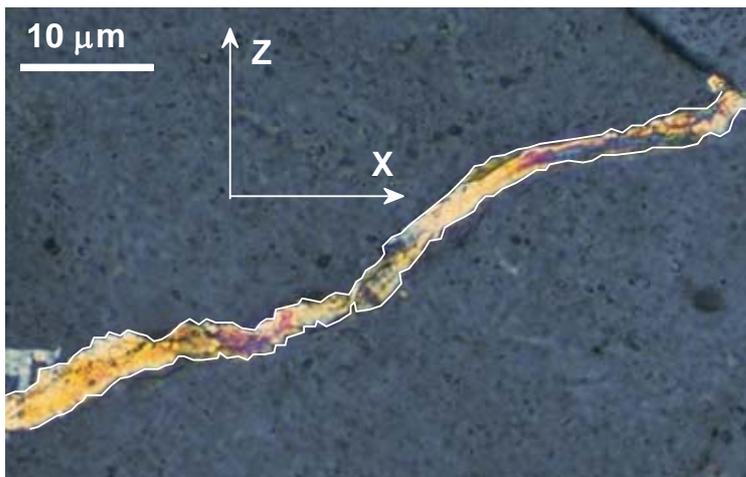


Figure 78: Photographie sous microscope en lumière transmise, polarisée et analysée d'une microfissure du granite de Soultz. La différence de teinte de polarisation entre le quartz qui contient la fissure et les minéraux de colmatage (phyllites et/ou carbonates) permet de visualiser nettement les épontes des fissures. Chaque éponte est digitalisée par analyse d'images. Deux profils conjugués (XZ) sont obtenus par fissure.

Les lames minces ont été dans un premier temps photographiées sous microscope optique. Les plages les plus intéressantes ont été sélectionnées et photographiées sous différents grossissements de façon à permettre de visualiser la longueur totale des microfissures (G\*10). Les grossissements G\*20 ou G\*50 ont permis de photographier simultanément, quand cela s'est avéré nécessaire, les mêmes microfissures, pour obtenir une résolution suffisante pour l'acquisition des données d'épaisseur. Ces diapositives ont été ensuite numérisées sur un CDrom (600 DPI) ce qui a permis de digitaliser le tracé correspondant aux épontes des microfissures.

Des séries de deux profils (éponte "inférieure" et "supérieure") de rugosité (pas 1 μm) caractéristiques de la fissure dans le plan des lames minces ont été obtenues.

## 4. MORPHOLOGIE DES SURFACES DE FRACTURES NATURELLES A SOULTZ.

Plusieurs fractures naturelles ont été échantillonnées dans le granite et le grès de Soultz-sous-Forêts à différentes profondeurs dans le forage, à différentes intensités d'altération et à différentes échelles (Figure 79; Tableaux 14 et 15).

Echantillons MACRO	JS97-5		JS96-13		JS96-17		JS96-19	
profondeur	1373,6 m		2075,46 m		1557,85 m		1789,63 m	
roche	GRES		GRANITE		GRANITE		GRANITE	
nature de la fracture	fracture naturelle		fracture naturelle		fracture naturelle		fracture artificielle	
orientation	direction de plongement N147°E	pendage 26°	direction de plongement N249°E	pendage 33°	direction de plongement N171°E	pendage 39°	direction de plongement /	pendage 0°
degré d'altération matrice	sain		très altéré		sain		sain	
degré de colmatage fracture	homogène		très important		partiel		nul	
nature du colmatage fracture	barytine		chlorite		hématite		/	

Tableau 14: Caractéristiques et profondeurs d'échantillonnage des différentes fractures macroscopiques.

Quatre échantillons macroscopiques ont été étudiés sur des carottes prélevées dans le grès (JS97-5) ou dans le granite de Soultz. Parmi ces fractures, seules trois (JS97-5, JS96-13 et JS96-17) sont naturelles. Leurs épontes sont caractérisées par des phases minérales secondaires donc une altération plus ou moins avancée. La fracture JS96-19 a été par contre induite dans le granite sain lors de la foration de EPS1. Son plan est rectiligne et ses épontes ne présentent aucune altération.

La fracture JS97-5 a été échantillonnée à 1374 m dans la formation des grès d'Annweiler (Buntsandstein inférieur) où des fractures actuellement ouvertes sont présentes de façon significative. Ce grès lithique feldspathique est composé de grains moyens à fins (1mm). Les épontes de la fracture étudiée sont peu rugueuses (Figure 80) et recouvertes partiellement d'une fine couche de barytine. Un fluide a donc percolé entre les épontes de cette fracture et a permis la précipitation de ce minéral secondaire. Cette fracture est peu affectée par les interactions fluide-roche car la matrice rocheuse à cette profondeur est saine et aucune auréole d'altération n'est visible sur la roche.

Les fractures JS96-13 et JS96-17 ont été échantillonnées dans le granite de Soultz respectivement à 2075 et 1558 m. La fracture JS96-17 présente un fin dépôt d'hématite sur ses épontes. Le granite encaissant est relativement sain impliquant la prépondérance des écoulements fissuraux par rapport à la perméabilité de matrice à cette profondeur. La fracture JS96-13 provient d'une zone très altérée du granite. Les minéraux primaires du granite sous-jacent ont complètement disparu au profit des minéraux d'altération. Le colmatage de la fracture est réalisé par de la chlorite.

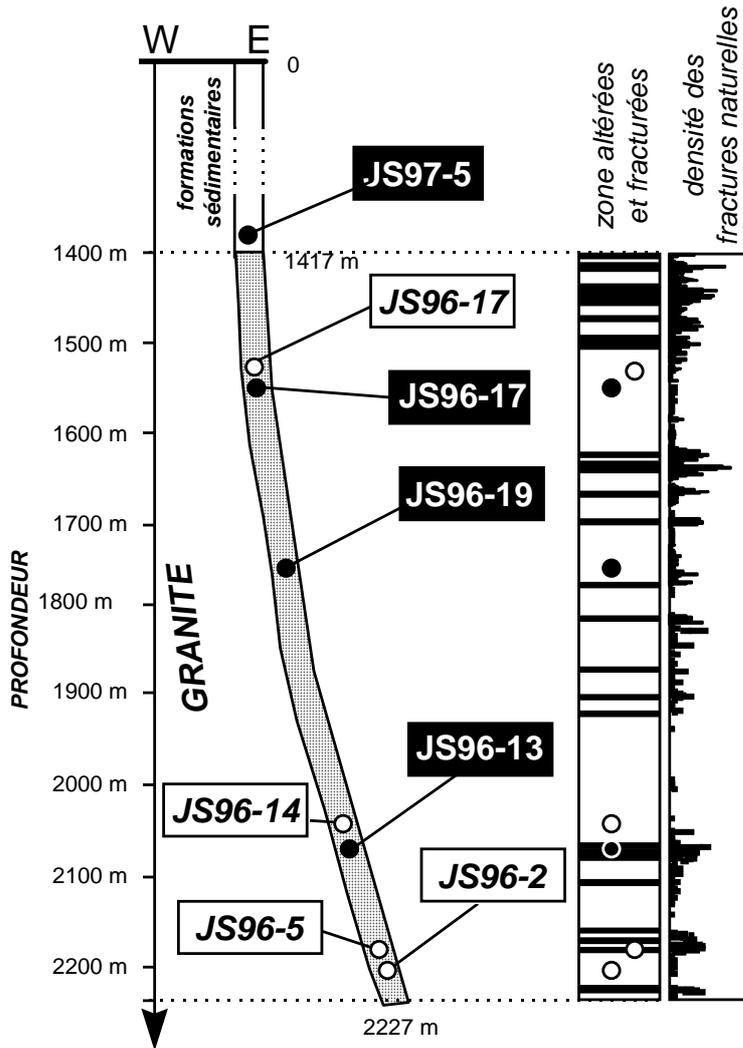
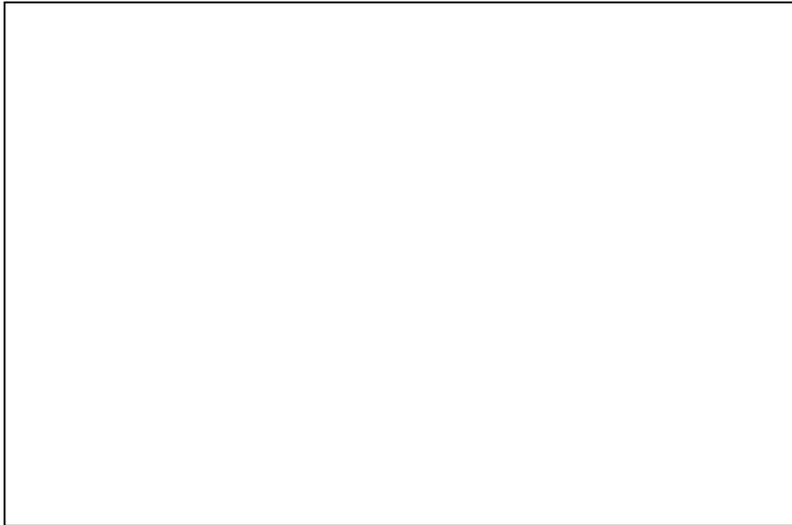


Figure 79: Profondeur d'échantillonnage des différentes fractures macroscopiques (points noirs, texte blanc) et des échantillons microfissurés (points blancs, texte noir italique). Les échantillons sont positionnés sur le log du forage EPS1 (granite) qui présente les différents degrés de fracturation et d'altération du granite.



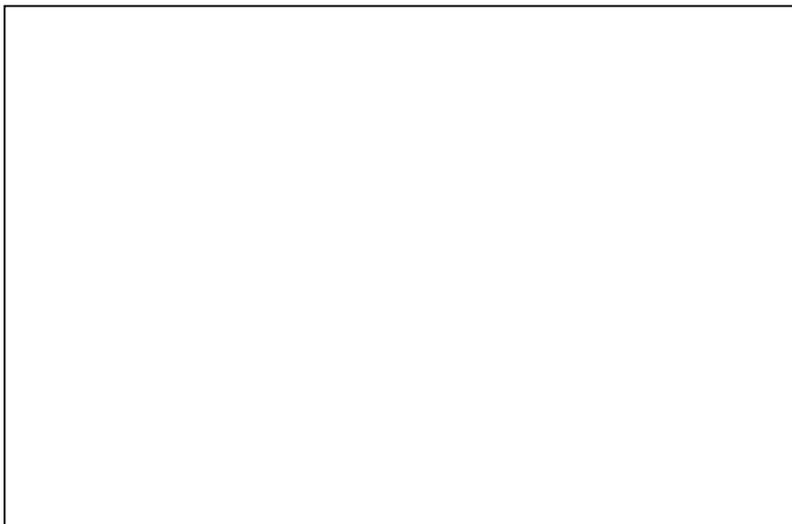
Figure 80: Photographie de la fracture macroscopique JS97-5 échantillonnée dans le grès de Sultz-sous-Forêts à 1374 m de profondeur (formation du grès d'Annweiler). Les épontes de la fracture sont recouvertes partiellement par une fine couche de barytine.



*Figure 81: Photographie de la fracture macroscopique JS97-13 échantillonnée dans une zone très hydrothermalisée du granite de Soultz à 2075 m de profondeur. Le granite est très altéré et les épontes de la fracture sont totalement recouvertes par de la chlorite.*



*Figure 82: Photographie de la fracture macroscopique JS97-17 échantillonnée dans le granite sain de Soultz à 1558 m de profondeur. Les épontes de la fracture sont recouvertes partiellement par une fine couche d'hématite.*



*Figure 83: Photographie de la fracture macroscopique JS97-19 échantillonnée dans le granite sain de Soultz à 1790 m de profondeur. Cette fracture est une fracture induite par la foration de EPSI. Ces épontes ne présentent aucune altération.*

L'échantillonnage des microfissures a été réalisé par le biais de lames minces réalisées à nouveau à différentes profondeurs et degrés d'altération du granite. Les quatre échantillons microscopiques présentent des altérations différentes.

Les lames minces JS96-2 et JS96-5 sont peu éloignées dans le forage (respectivement 2223 et 2219 m) mais présentent cependant deux types d'altération spécifiques. L'échantillon JS96-5 est en effet très altéré avec des plagioclases très lessivés et remplacés par des minéraux argileux. Les cristaux de quartz sont laiteux et présentent de nombreux plans d'inclusions fluides. Ces minéraux sont recoupés par des fissures épaisses principalement colmatées par du quartz, de la calcite ou de l'illite. Cette zone de profondeur est très fracturée et hydrothermalisée (Figure 79).

L'échantillon JS96-2 sous-jacent est par contre relativement sain. Les différents feldspaths montrent quelques puits de dissolution mais sont globalement peu affectés par l'altération. Les plans d'inclusions fluides présents dans les quartz primaires du granite sont beaucoup moins denses que précédemment. De fines veinules rectilignes recoupent ces minéraux.

Les deux lames minces JS96-14 et JS96-17 ont été réalisées à deux profondeurs très distantes (respectivement 2081m et 1558 m). Elles présentent cependant les mêmes faciès avec une altération peu développée mais plus importante que l'échantillon précédent. Des plans d'inclusions fluides et des fissures sont présents.

Des mesures de porosimétrie Hg (Tableau 15) ont été réalisées au Centre de Géochimie de la Surface (CNRS-Strasbourg, Yves Géraud, communication personnelle). Ces mesures ont permis d'estimer les porosités développées par la matrice rocheuse et principalement les plagioclases. Elles sont en effet directement liées au taux d'altération de la roche. Ces valeurs sont comprises entre 0,36% pour la lame JS96-2, la moins altérée et 1,76% pour l'échantillon JS96-5 très hydrothermalisé.

échantillons MICRO	profondeur	degré d'altération	porosité Hg	descriptif
JS96-2	2223 (m)	-	0,36%	granite sain
JS96-14	2080,97 (m)	+	0,63%	granite sain
JS96-17	1558,07 (m)	++	1,26%	granite sain +fracture
JS96-5	2218,91 (m)	++++	1,76%	granite altéré

Tableau 15: Caractéristiques et profondeur de prélèvement des échantillons microfissurés. Les porosités Hg et le degré d'altération relatif sont mentionnés (-: granite sain, ++++: granite très altéré).

Cette étude s'est attachée à caractériser le plus précisément possible les propriétés morphologiques des surfaces de fractures. Chaque série de profils a donc été abordée par le calcul des différents coefficients statistiques géostatistiques et fractals.

Ces paramètres ont ensuite été comparés entre eux, ce qui a permis de détecter des relations entre le développement de la rugosité et l'échelle de la fracturation, la nature des roches encaissantes et leur degré d'altération.

#### 4.1. fractures macroscopiques.

Toutes les fractures échantillonnées ont été caractérisées par des séries de profils conjugués (épontes inférieure et supérieure) (Tableau 16).

échantillon	JS97-5		JS96-13		JS96-17		JS96-19	
pas de palpage	1 mm		1 mm		1 mm		1 mm	
	face inf	face sup						
nombre de profils	71	71	77	77	40	40	51	51
surface balayée (mm <sup>2</sup> )	5041	5041	5929	5929	1600	1600	2601	2601

Tableau 16: Présentation des mesures réalisées sur les différentes fractures macroscopiques par profilométrie mécanique.

#### 4.1.1. Profils de rugosité dans le grès.

142 profils, dont le pas d'échantillonnage est 1 mm ( $\Delta X$ ), parallèles et espacés entre eux de 1 mm ( $\Delta Y$ ), ont été étudiés sur la fracture JS97-5.

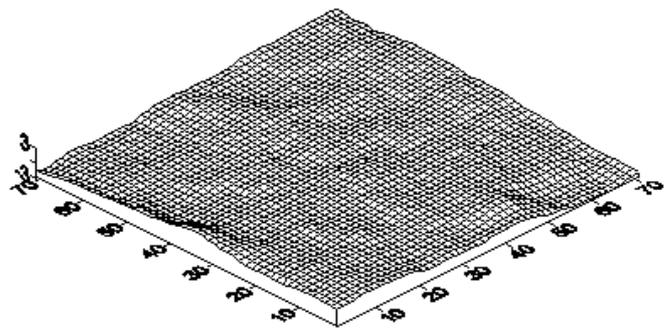
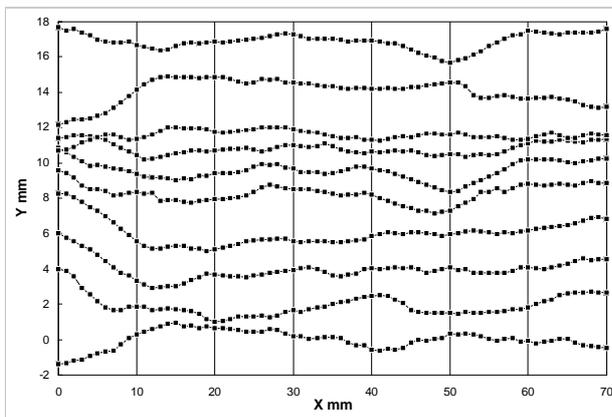


Figure 84: Exemple de 10 profils réalisés par profilométrie mécanique sur le plan de fracture JS97-5 provenant du grès du Buntsandstein à la profondeur 1373,6 m et carte des altitudes (face inférieure) de la fracture.

##### a. Approche statistique.

Les principaux résultats concernant les coefficients statistiques sont résumés dans la Figure 85 et dans le Tableau 17.

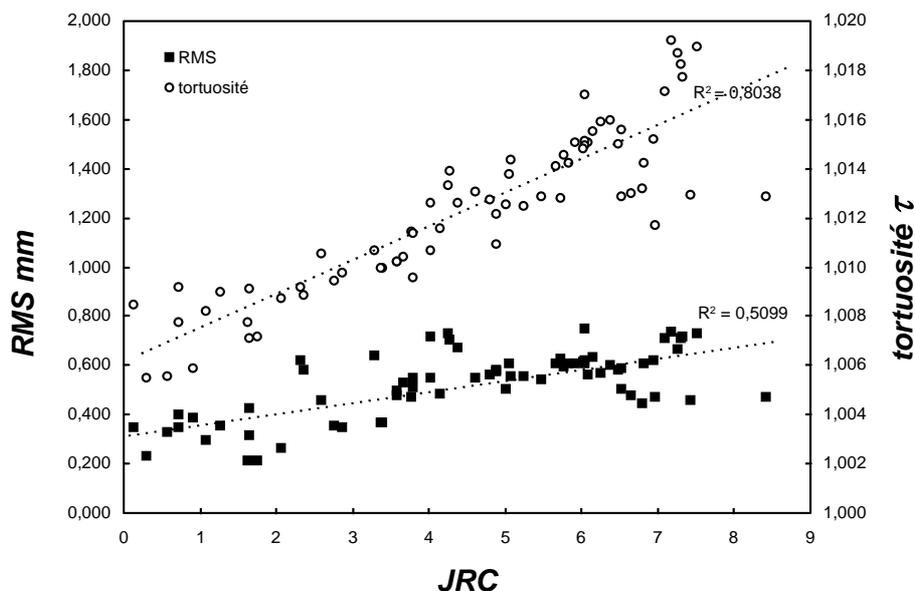


Figure 85: Présentation des principaux coefficients statistiques calculés pour les 142 profils (inférieurs et supérieurs) de la fracture JS97-5. Les tortuosités et l'amplitude des hauteurs d'aspérités (JRC et RMS) sont relativement faibles.

Les profils du grès sont peu rugueux comme en témoignent les valeurs relativement faibles de JRC obtenues (de 0,13 à 8,42) et de RMS (0,21 à 0,75 mm).

Le pas de palpage est fixé à 1 mm. Cette précision d'acquisition des données ne permet pas d'accéder à des structures de rugosité plus fines. Les rugosités du grès à cette échelle, sont de même ordre de grandeur que la taille des grains de quartz qui le constituent. La fracturation ne semble donc pas affecter les grains eux-mêmes mais les contourner. Le léger et fin dépôt de barytine qui recouvre la fracture tend de plus, à lisser une rugosité qui est initialement très faible.

La Figure 85 montre l'existence d'une corrélation positive entre le degré de rugosité des épontes de la fracture et leur tortuosité comprise entre 1,005 et 1,02. Elle reste donc globalement très faible. La tortuosité représente la sinuosité du profil. Il paraît logique d'observer une intensification de ce paramètre avec l'augmentation de la rugosité.

#### b. Approche spatiale.

Cette étude a été réalisée sur les 142 profils précédents. Les dimensions fractales calculées pour cet échantillon de grès sont comprises entre 1,09 et 1,35 (Figure 86).

Brown (1995) propose un ensemble de valeurs de dimensions fractales obtenues sur 23 profils de joints naturels échantillonnés dans diverses régions et dans des roches de nature différente (Figure 87). La fracture JS97-5 est caractérisée par des dimensions fractales globalement faibles (avec une moyenne de 1,20) par rapport aux valeurs proposées par Brown (1995) ( $D=1,49\pm 0,178$ ;  $D=1,52\pm 0,32$ ). Aucune précision concernant le degré d'altération ou de colmatage des fractures n'est

cependant indiquée dans cette l'étude. Kwaśniewski et Wang (1993), qui étudient des surfaces de fractures réalisées par essais mécaniques en laboratoire, montrent que ces valeurs peuvent être très variables et parfois élevées (de 1,02 à 1,68). La différence de valeurs observées entre cette étude et les précédentes peut donc être expliquée par la présence du léger dépôt de barytine sur les épontes de la fracture permettant l'adoucissement des structures rugueuses.

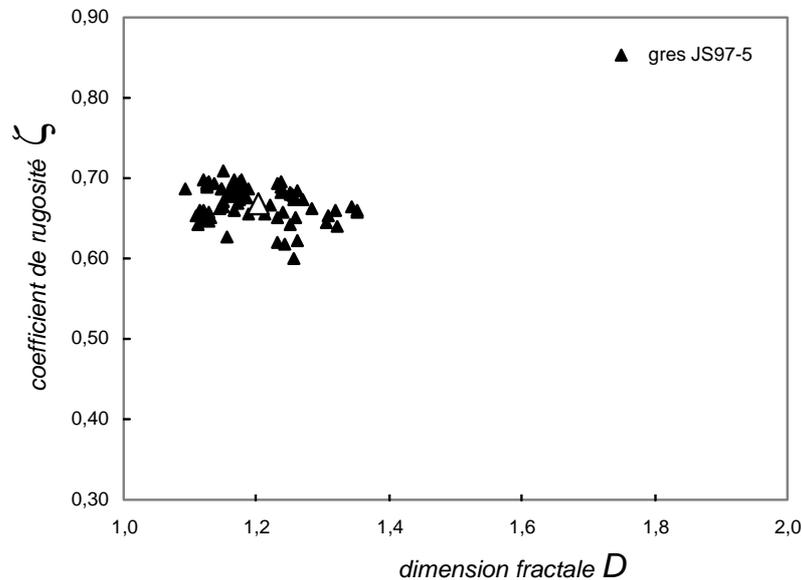


Figure 86: Coefficients de rugosité et dimensions fractales calculés pour les 142 profils du grès. Les moyennes sont représentées par le triangle blanc.

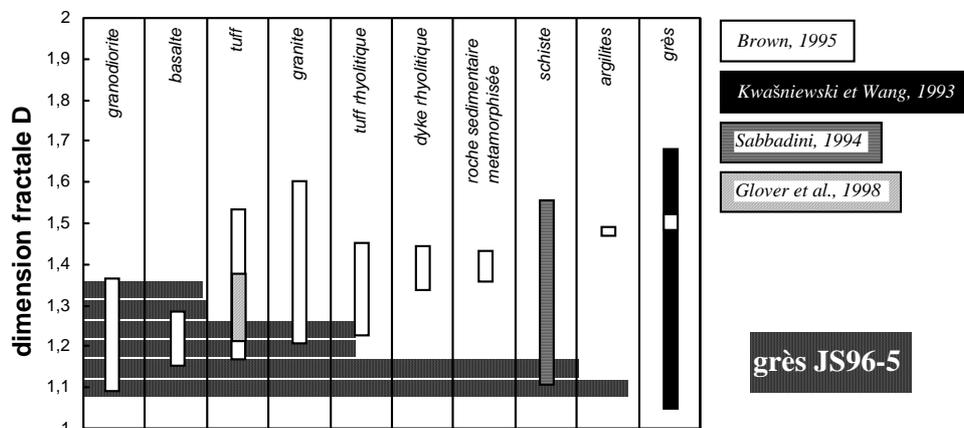


Figure 87: Différentes dimensions fractales caractérisant des joints naturels prélevés dans des roches de nature différente: données de Brown (1995), Kwaśniewski et Wang (1993), Sabbadini, (1994) et Glover et al. (1998). Un histogramme de fréquence caractéristique des dimensions fractales calculées pour les 142 profils de grès est surimposé à ces valeurs (barres grisées).

Les valeurs de  $\zeta$  (Figure 86) sont également relativement faibles (de 0,60 à 0,71) si on les compare aux valeurs classiquement déterminées ( $\zeta=0,8$ ) dans la littérature (par exemple, Mäløy et al., 1992; Schmittbuhl et al., 1993; Bouchaud et al., 1990) et ce quels que soient la nature de la roche ou son mode de fracturation.

Le coefficient de rugosité traduit le degré de variabilité des hauteurs d'aspérités le long du profil. La fracture de grès légèrement recouverte par un dépôt de barytine semble donc être caractérisée par une rugosité linéaire (profils) relativement homogène ( $\zeta$  faibles). Ce degré d'homogénéité est confirmé spatialement par de faibles valeurs de dimensions fractales.

Cependant, aucune relation nette, prévue par l'équation [65], ne peut être ici déterminée entre le coefficient de rugosité et la dimension fractale. L'estimation de ce dernier paramètre est probablement perturbée par le faible nombre de points traités par profils.

### c. Distribution des épaisseurs.

Une étude de la distribution des épaisseurs à l'intérieur du plan de fracture a été réalisée. Les épaisseurs ont été déduites des altitudes  $Z$  mesurées par profilométrie mécanique sur les faces inférieures et supérieures des fractures. Ces variables ne sont pas représentatives des épaisseurs réelles (éventuellement disponibles pour un fluide) d'une fracture en position in situ dans le forage. En effet, l'action d'une contrainte lithostatique et/ou tectonique ou la présence de fluides entre ses épontes peuvent contraindre son épaisseur. Les données obtenues permettent cependant, de caractériser la topologie et le volume des vides développés par la fracture.

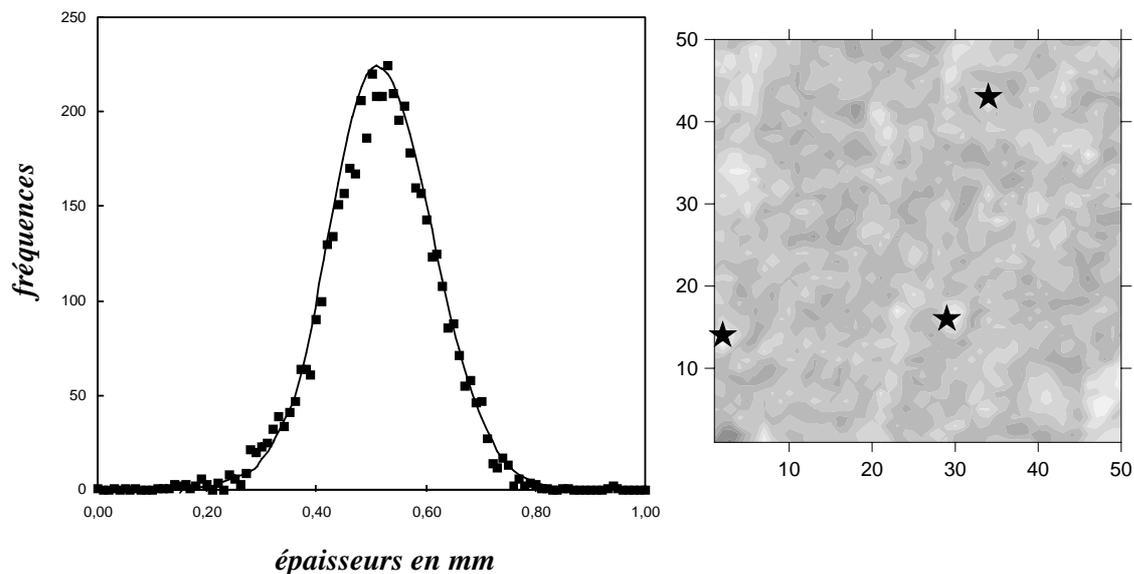


Figure 88: Caractérisation des épaisseurs du plan de fracture JS97-5 (grès). A) Distribution gaussienne bien marquée. B) Représentation des contours d'isovaleurs d'épaisseurs. Les étoiles représentent les 3 points de contacts initiaux obtenus lors de la fermeture théorique de la fracture après palpation mécanique des deux épontes.

Les épaisseurs sont réparties suivant une loi normale (Figure 88). Ceci implique une grande homogénéité des ouvertures dans le plan de fracture avec peu de valeurs très faibles ou au contraire très importantes. La faible rugosité des épontes, qui a été caractérisée précédemment génère donc des

épaisseurs faibles (< à 1 mm) et homogènes. Le degré de recouvrement et d'emboîtement des épontes est important.

#### 4.1.2. Profils de rugosité dans le granite.

Trois fractures dans le granite ont été échantillonnées à différents degrés d'altération (Tableau 14).

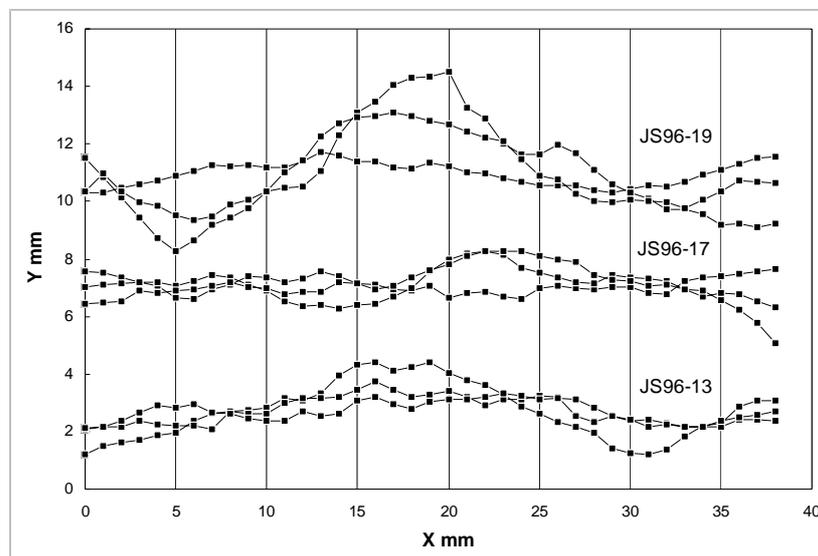


Figure 89: Exemple de 9 profils réalisés par profilométrie mécanique sur les plans de fractures JS96-13, JS96-17 et JS96-19 provenant du granite de Soultz à différentes profondeurs.

Les profils de la surface des différents échantillons montrent des rugosités globales beaucoup plus développées que l'échantillon de grès précédent avec de grandes amplitudes entre sommets et vallées. Une différence est remarquable entre les fractures JS96-13 et 17 qui présentent une altération et la fracture induite JS96-19 provenant d'une zone de granite sain, les aspérités étant beaucoup plus prononcées dans ce dernier cas. Un adoucissement des structures rugueuses peut donc à nouveau être constaté avec l'augmentation du degré d'altération.

##### a. Approche statistique.

Les coefficients statistiques permettent d'approcher les différences de rugosité plus fines entre faciès. Les différents profils de granite sont caractérisés par des indices JRC, RMS et une tortuosité variable (Figure 90):

- granite sain / fracture induite JS96-19: Les indices JRC sont compris entre 8 et 22 avec une moyenne à 16, qui implique des rugosités globalement importantes mais assez hétérogènes. Une corrélation positive entre cet indice et le RMS ou la tortuosité, peut être observée sur la Figure 90. Les tortuosités calculées sont aussi relativement importantes ( $1,07 \pm 0,04$ ) en comparaison des valeurs déterminées précédemment pour l'échantillon de grès ( $1,01 \pm 0,003$ ).

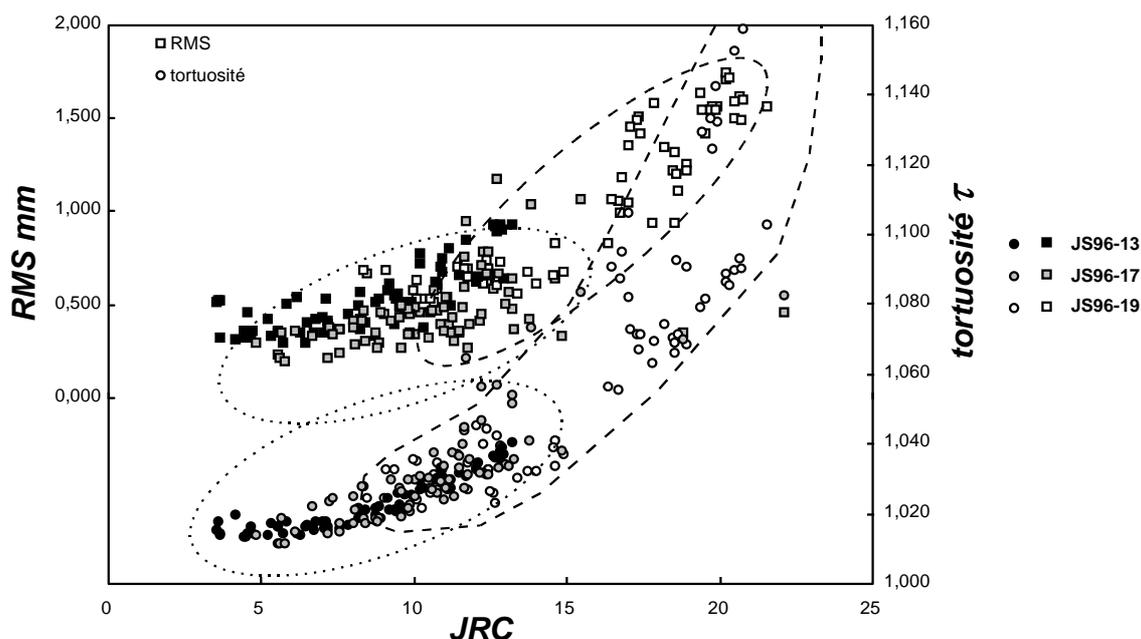


Figure 90: Présentation des principaux coefficients statistiques calculés pour les profils (inférieurs et supérieurs) des fractures JS96-13 (144 profils), JS96-17 (80 profils) et JS96-19 (102 profils). Les tortuosités et l'amplitude des hauteurs d'aspérités (JRC et RMS) sont différentes en fonction du degré d'altération, principalement entre les fractures JS96-13/JS96-17 (enveloppe-pointillés fins) qui ont été plus ou moins percolées et la fracture "fraîche" JS96-19 (enveloppe-pointillés).

	ROCHE	FRACTURES						
	degré d'altération	degré de colmatage	<JRC>	$\sigma$	<tortuosité>	$\sigma$	<RMS>	$\sigma$
JS96-19	\	\	16,36	3,76	1,07	0,04	1,14	0,42
JS96-17	+	+	10,59	2,89	1,03	0,02	0,46	0,19
JS96-13	+++	++	9,06	2,72	1,03	0,01	0,54	0,17
JS97-5	\	+	4,51	2,15	1,01	0,003	0,52	0,14

Tableau 17: Principaux coefficients statistiques: JRC, RMS et tortuosité moyens, déterminés pour les quatre types de fractures. Les indices sont mentionnés avec leur moyenne et leur écart-type ( $\sigma$ ) et les degrés d'altération relatifs de la roche et des épontes ont été précisés.

- fractures plus ou moins altérées (colmatages) / JS96-13 (granite altéré) et JS96-17 (granite sain): une nette différence est observée entre ces fractures et la précédente au niveau des valeurs des trois paramètres testés. Les indices JRC et RMS sont systématiquement plus faibles (Figure 90 et Tableau 17). Cependant une légère différence est observée entre les deux fractures JS96-13 et JS96-17 (Tableau 17) avec des rugosités en moyenne plus faibles pour la première. Le pas d'échantillonnage des profils (1 mm) semble donc suffisant pour visualiser les différences de microrugosité inhérentes à une altération plus prononcée de la fracture et de son encaissant. Cependant, ces différences restent faibles. Un léger dépôt de minéraux secondaires sur le plan de fracture pourrait permettre de lisser cette surface significativement. L'accentuation du degré

d'altération et donc du colmatage de la fracture s'ajoute au phénomène précédent mais sans vraiment l'accentuer.

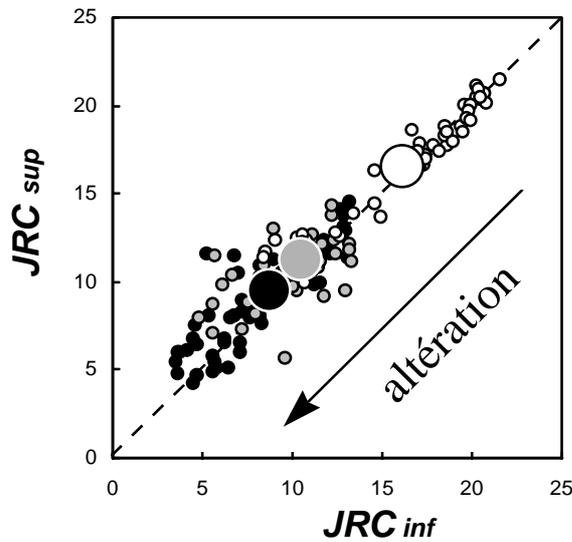


Figure 91: Coefficients JRC relevés pour les profils - faces inférieures des différentes fractures en fonction des mêmes indices calculés pour leur profil conjugué (face supérieure). L'alignement des points sur la droite de pente 1 permet d'observer ou non une bonne imbrication des épontes. Les rugosités de surface dépendent du degré d'altération avec de faibles valeurs pour JS96-13 et de fortes valeurs pour la fracture induite JS96-19.

Le degré d'imbrication des épontes est plus ou moins bien marqué (Figure 91). L'échantillon fracturé JS96-19 dans le granite sain présente un engrenage de ses épontes plus marqué que les deux fractures partiellement colmatées.

#### b. Approche spatiale.

Les coefficients de rugosité et dimension fractales, calculés pour les trois types de granite sont globalement homogènes (Tableau 18) et présentent une corrélation négative ( $D = f(\zeta)$ ).

	ROCHE	FRACTURES				
	degré d'altération	degré de colmatage	$\langle D \rangle$	$\sigma$	$\langle \zeta \rangle$	$\sigma$
JS96-19	\	\	1,41	0,130	0,79	0,024
JS96-17	+	+	1,43	0,158	0,76	0,032
JS96-13	+++	++	1,50	0,170	0,78	0,025
JS97-5	\	+	1,19	0,067	0,67	0,022

Tableau 18: Coefficients de rugosité  $\zeta$  et dimensions fractales  $D$  (moyennes) calculés pour les quatre types de fractures. Les indices sont mentionnés avec leur moyenne et leur écart-type ( $\sigma$ ) et les degrés d'altération relatifs de la roche et des épontes ont été précisés.

Les valeurs de  $D$  proches de 1,45 en moyenne s'inscrivent parfaitement dans l'intervalle de valeurs proposé par Brown (1995) qui indique pour des surfaces de fractures induites (granite), une dimension fractale entre 1,21 et 1,6. Cependant, aucune différence nette ne peut être réalisée entre les 3 fractures étudiées. Les dimensions fractales semblent augmenter légèrement avec l'intensité de l'altération mais les écarts-types observés sont très importants impliquant une non-représentativité de ces moyennes. (Tableau 18).

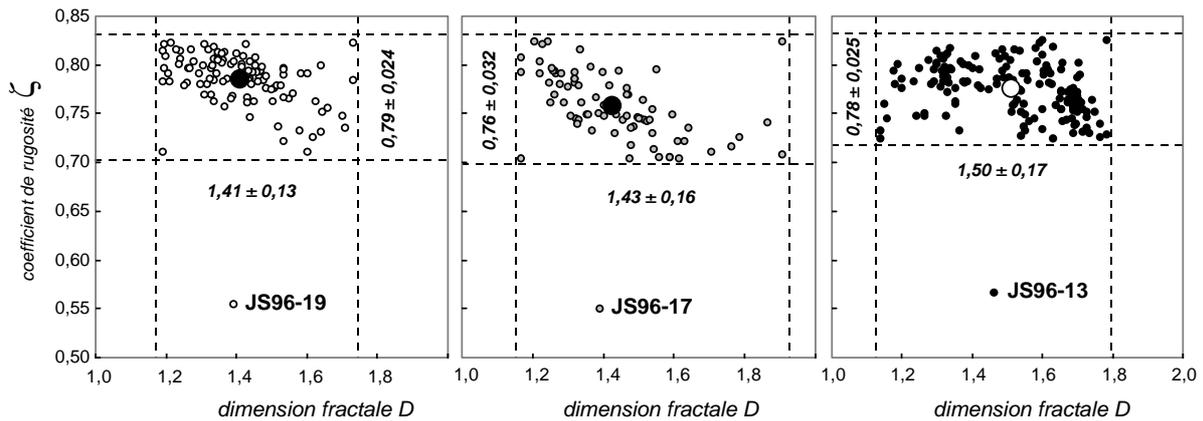


Figure 92: Coefficients de rugosité et dimensions fractales calculés pour les différents types de granite: granite sain - fracture induite (JS96-19, ronds blancs), granite sain - fracture colmatée par de l'hématite (JS96-17, ronds gris), granite altéré - fracture colmatée par de la chlorite (JS96-13, ronds noirs). Les moyennes sont représentées par des symboles ronds plus importants, les codes de couleur correspondent aux différents échantillons.

Le degré d'altération de la roche encaissante, l'importance et la nature des minéraux secondaires qui colmatent la fracture ne paraissent donc pas influencer sur les valeurs de  $D$  mais plutôt favoriser leur dispersion (Figure 92). Ceci suggère un comportement non homogène de la surface de fracture face au phénomène d'interaction fluide - roche, avec des zones qui restent très rugueuses et d'autres très lisses après colmatage.

Cependant, ces observations doivent être tempérées car aucune relation nette n'est à nouveau observée entre  $D$  et  $\xi$  [équation 65].

A l'opposé, les différents coefficients de rugosité sont quasiment équivalents avec des valeurs proches de 0,8 (Tableau 18).

### c. Distribution des épaisseurs.

Les épaisseurs développées par les différents plans de fractures montrent toutes des distributions normales (Figure 93). Elles sont cependant spécifiques pour chaque fracture.

La fracture JS96-13, caractéristique d'une zone de granite très altérée, présente des épaisseurs très homogènes ( $0,448 \pm 0,101$  mm). Cette distribution est différente de celle obtenue pour la fracture JS96-17. Cette dernière développe des épaisseurs variables:  $0,518 \pm 0,257$  mm. Cet échantillon a été prélevé dans un granite sain. L'altération à cette profondeur, est principalement filonienne et uniquement marquée par la présence d'hématite sur les épontes de la fracture. La cristallisation d'hématite est partielle sur la surface. Cette hétérogénéité du dépôt peut expliquer la grande variabilité des épaisseurs.

La fracture induite dans le granite sain (fracture "fraîche") est intermédiaire. Elle montre une distribution d'épaisseur relativement homogène mais avec une variabilité et une valeur moyenne plus importantes que dans les cas précédents:  $0,746 \pm 0,204$  mm.

Les trois fractures sont donc caractérisées par des cartes d'épaisseurs différentes. Leurs distributions ne semblent pas être directement dépendantes du degré d'altération du granite encaissant. La présence d'un dépôt de phases minérales secondaires entre les épontes des fractures, à degré d'altération du granite équivalent (JS96-17/hématite, JS96-19) semble provoquer un étalement des valeurs d'ouverture. Par contre, une altération poussée du granite et de la fracture (JS96-13/chlorite) tend à les homogénéiser.

Chaque fracture semble donc être un cas particulier et devra être étudiée individuellement.

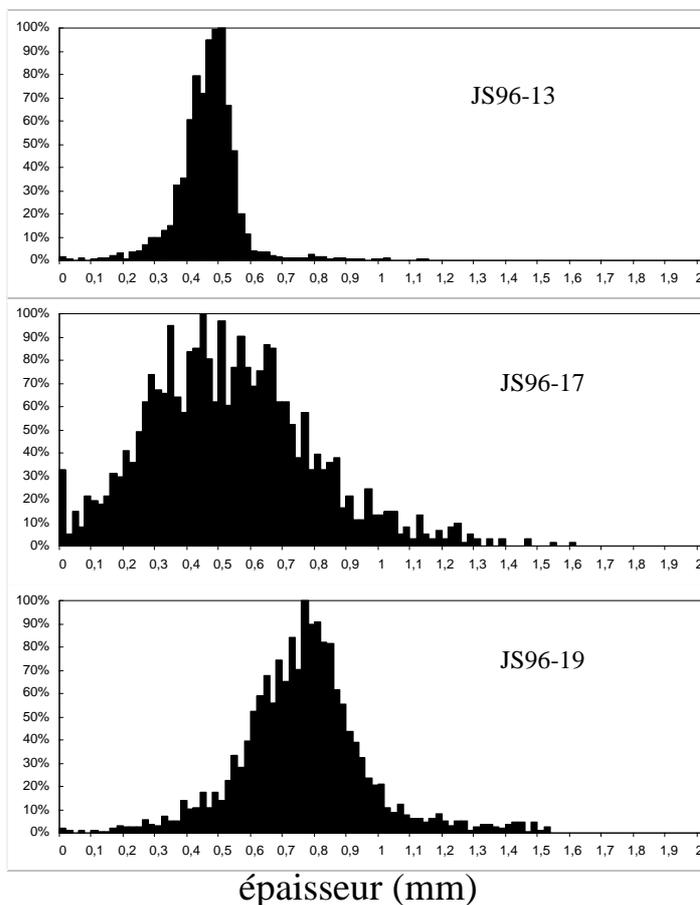


Figure 93: Histogrammes de fréquences des épaisseurs caractéristiques des trois types de fractures échantillonnées dans le granite: granite sain - fracture induite (JS96-19), granite sain - fracture colmatée par de l'hématite (JS96-17), granite altéré - fracture colmatée par de la chlorite (JS96-13).

#### d. Conclusions.

La caractérisation des rugosités de fractures, par l'intermédiaire des coefficients statistiques a permis de distinguer nettement les quatre types de fractures. Le grès se distingue des trois fractures échantillonnées dans le granite avec des rugosités faibles et une tortuosité minimale. La finesse du grain de cette roche et le fin dépôt de barytine présent partiellement sur ses épontes, contribuent à masquer et donc lisser les aspérités de surface. Les indices statistiques et plus particulièrement, dans ce

cas, le JRC et la tortuosité permettent aussi de distinguer nettement les différences d'altération entre macrofractures du granite (Figure 94). Ils diminuent tous les deux régulièrement avec le degré d'altération. Cette altération de la matrice rocheuse résulte de l'addition des deux phénomènes couplés: altérations pervasive et filonienne. Les épontes des fractures subissent principalement la deuxième avec le dépôt de phases minérales secondaires qui contribue à lisser irréversiblement les aspérités de surface.

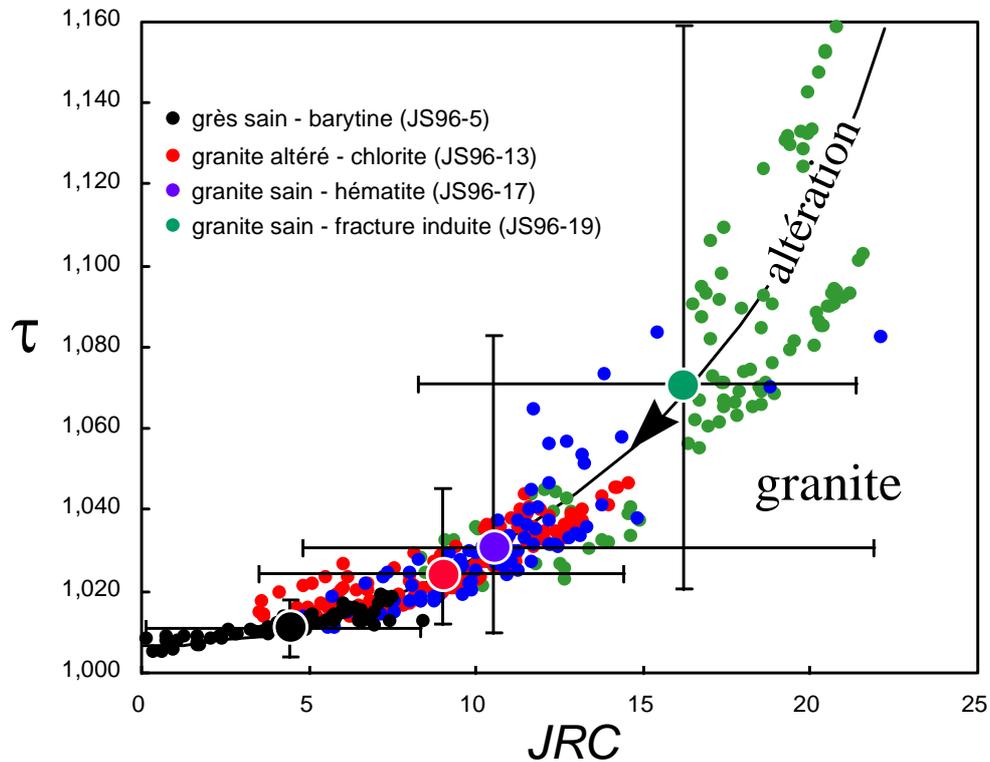


Figure 94: Evolution des tortuosités ( $\tau$ ) en fonction des valeurs de JRC pour les quatre fractures macroscopiques. Une gradation des valeurs peut être observée en fonction de la nature (grès ou granite) et du degré d'altération des roches et fractures.

Cette distinction entre les différents échantillons ne peut pas être réalisée dans le cadre de cette étude, par le biais des coefficients de rugosité ou des dimensions fractales qui caractérisent les surfaces. Ces coefficients sont en effet globalement homogènes avec des valeurs de  $\zeta$  relativement constantes et proches de 0,8 et des dimensions fractales très variables mais non spécifiques. Il est donc impossible de distinguer les différents degrés d'altération des roches et l'importance et la nature des phases minérales secondaires à partir de ce type d'étude (Figure 95). La variabilité des valeurs de D provient directement de leur mode d'estimation (variogramme expérimental) et surtout du faible nombre de points traités par profils (77 au maximum pour la fracture JS96-13). Cependant, une légère différence peut être observée pour l'échantillon de grès qui présente des valeurs de  $\zeta$  et D plus faibles en moyenne que les granites. Ce résultat a été également observé par Boffa et al., 1998 pour des surfaces de fractures artificielles.

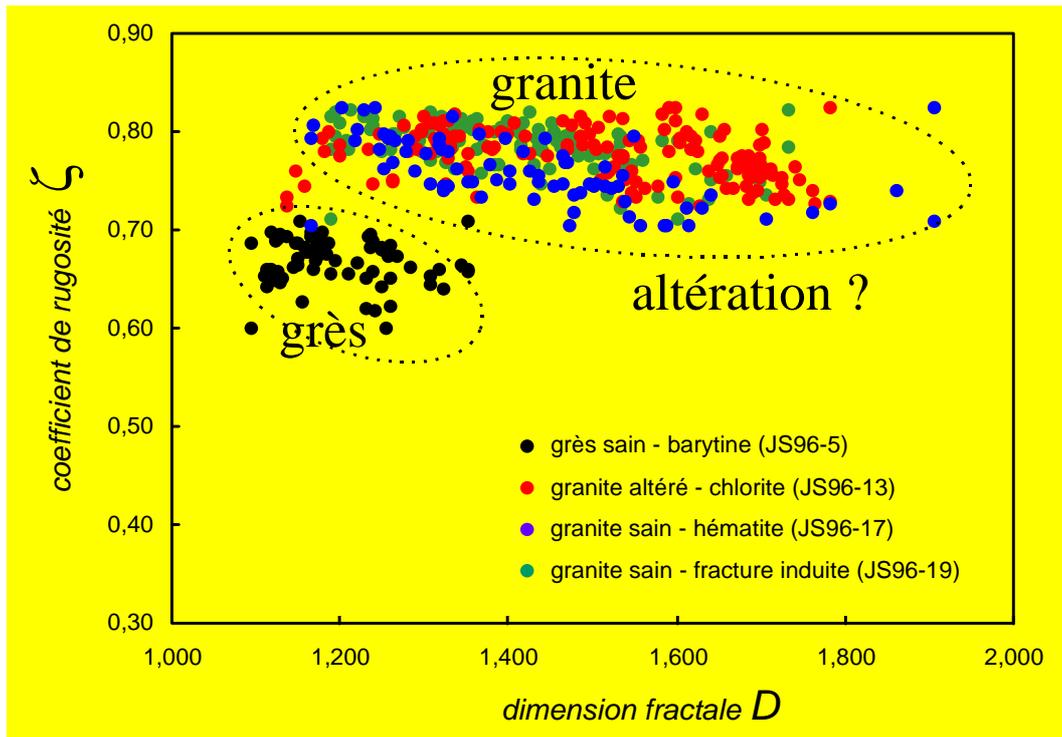


Figure 95: Evolution des coefficients de rugosité ( $\zeta$ ) en fonction des valeurs de dimensions fractales ( $D$ ) pour les quatre échantillons macroscopiques. Une différence entre grès ( $D$  et  $\zeta$  faibles) et granite peut être observée. Par contre, les intensités d'altération du granite et des fractures ne peuvent pas être identifiées.

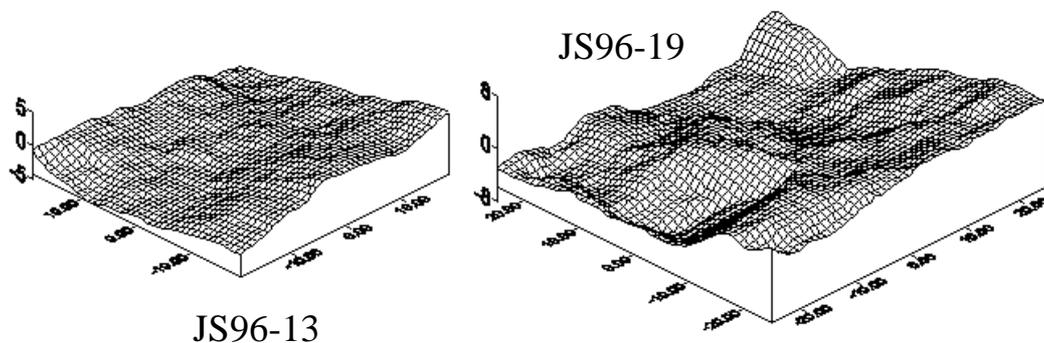


Figure 96: Comparaison des deux surfaces inférieures des fractures JS96-13 (granite très altéré et fracture colmatée par de la chlorite) et JS96-19 (granite sain, fracture induite). La première surface est relativement lisse par rapport au granite sain qui développe des aspérités plus anguleuses et prononcées. Les deux surfaces sont représentées à la même échelle (graduation des axes en mm).

Les propriétés hydrauliques des fractures sont très dépendantes de leur rugosité. Malgré, une certaine "universalité" (Bouchaud et al., 1990; Mäløy et al., 1992; Schmittbuhl et al., 1995a; Plouraboué, 1996) de l'exposant de rugosité ( $\zeta \approx 0,8$ ), il semble donc nécessaire de caractériser statistiquement les surfaces de fractures pour permettre de modéliser précisément leurs propriétés de surface, deux fractures caractérisées par un même exposant de rugosité pouvant présenter des morphologies d'aspérités très différentes en fonction de leur altération (Figure 96). La présence de

zones très altérées ou saines dans le granite de Soultz implique de ce fait, des comportements hydrauliques spécifiques de fractures qui les caractérisent.

## 4.2. Microfracturation.

Les lames minces, qui ont servi de base à l'étude des rugosités à échelle microscopique, ont permis de distinguer (1) une variable minéralogie (quartz ou feldspath), (2) de caractériser les orientations de fissures (cf. Chapitre 2, Annexe 4) et les degrés d'altération du granite aux différentes profondeurs dans le forage EPS1 (cf. Figure 79 et Tableau 15). Chaque fissure a permis la digitalisation de deux profils conjugués avec un pas de 1  $\mu\text{m}$  (Tableau 19).

échantillon	JS96-2	JS96-14	JS96-17	JS96-5
pas de palpé	1 $\mu\text{m}$	1 $\mu\text{m}$	1 $\mu\text{m}$	1 $\mu\text{m}$
nombre de fissures	15 (30 profils)	12 (24 profils)	7 (14 profils)	16 (32 profils)
nombre de points par profil en moyenne	396	494	453	451

Tableau 19: Présentation des mesures réalisées sur les différentes fissures microscopiques par analyse d'images.

### 4.2.1. Etude structurale.

L'étude des lames minces par analyse d'images a permis de déterminer la géométrie du réseau microfissural. Quatre familles d'orientations (Figure 97) ont été détectées aussi bien dans les feldspaths que dans les quartz du granite:  $F_{1H}$  (N15°E),  $F_{2H}$  (N50°E),  $F_{3H}$  (N85°E) et  $F_{4H}$  (N130°E). Ces familles subverticales sont plus ou moins représentées sur les différentes lames mais ont permis de distinguer une variable orientation.

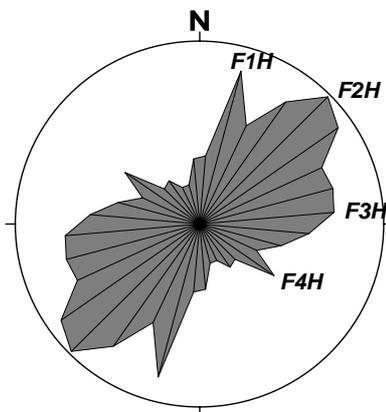


Figure 97: Rosace de direction présentant les différentes familles identifiées sur les lames minces JS96-2, JS96-5, JS96-14 et JS96-17. Quatre familles sont observées:  $F_{1H}$  (N15°E),  $F_{2H}$  (N50°E),  $F_{3H}$  (N85°E) et  $F_{4H}$  (N130°E).

Remarque: Les notations utilisées pour les familles de microfissures ( $F_{1H}$ ,  $F_{2H}$ ,  $F_{3H}$  et  $F_{4H}$ ) sont identiques à celles utilisées dans le Chapitre 2 (cf. Tableau 5, p. 109). Les lames minces étudiées sont par contre différentes et ont été réalisées à des profondeurs différentes (Figure 79 et Figure 44, p.106). Ceci suggère une homogénéité des directions de fissuration sur ces différentes zones.

#### 4.2.2. Etude statistique des rugosités.

Les trois variables: altération, minéral hôte et orientation des fissures ont été étudiées pour visualiser leurs éventuelles relations avec la rugosité des profils.

##### a. Minéralogie.

Les fissures sont développées dans les minéraux primaires du granite et principalement dans les quartz et feldspaths. Ces derniers présentent des clivages plus ou moins réguliers et marqués. Ces anisotropies peuvent jouer un rôle sur le développement des fissures et donc sur leur rugosité. La présence de nombreux plans d'inclusions fluides dans les cristaux quartz peut également intervenir sur la morphologie des microdiscontinuités qui les recouper. Cependant, aucune différence notable n'a pu être mise en évidence après l'étude des indices JRC, RMS et tortuosité caractéristiques des différentes fissures (Figures 98, 99 et Tableau 20). La Figure 98 montre en effet, une grande dispersion des valeurs de RMS, JRC et  $\tau$ .

<b>QUARTZ</b>	<i>JRC</i>	<i>tortuosité</i>	<i>RMS</i>
moyenne	14,56	1,07	3,95
écart-type	5,22	0,04	2,90
<b>FELDSPATH</b>	<i>JRC</i>	<i>tortuosité</i>	<i>RMS</i>
moyenne	13,07	1,06	4,99
écart-type	5,22	0,05	3,76

Tableau 20: Moyennes et écarts-types des principaux indices statistiques: JRC, RMS et tortuosité, calculés pour les différentes fissures en fonction du minéral qu'elles recoupernt.

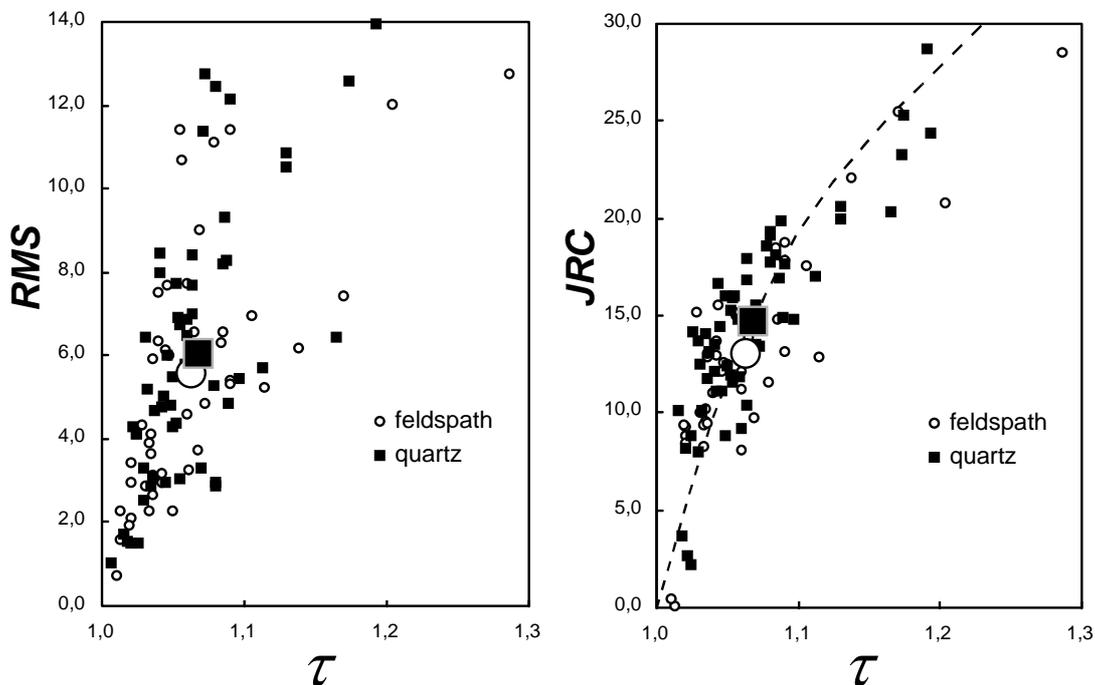


Figure 98: Présentation des indices JRC en fonction des valeurs de RMS et tortuosité calculées pour les différentes fissures. Les minéraux qui contiennent les microdiscontinuités: feldspath et quartz, ne semblent pas influencer les rugosités et tortuosités de fissures qui restent très variables dans les deux cas. Les moyennes sont représentées par les mêmes symboles mais de plus grande taille.

Les indices RMS, JRC sont calculés à partir de moyennes des hauteurs d'aspérités sur chaque profil (cf. équations 52 et 55). Le paramètre tortuosité (équation 54) décrit également un comportement moyen des profils digitalisés. Ces indices peuvent donc masquer des variations locales de rugosité. Cependant, l'observation des différentes fissures sous microscope ne permet pas non plus réellement de visualiser des différences de morphologie importantes entre les fissures des quartz ou feldspaths (Figure 99).

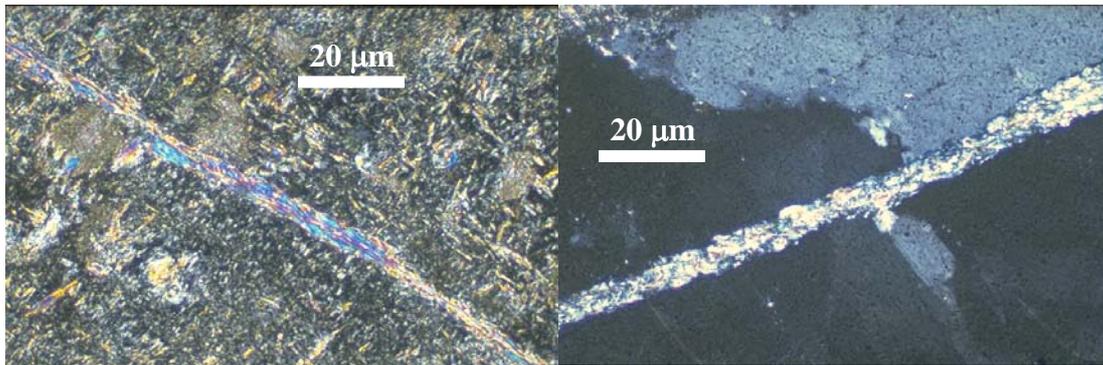


Figure 99: Photographies sous microscope, en lumière transmise, polarisée et analysée de deux fissures colmatées dans un feldspath (photo gauche) et dans un quartz (photo droite). Les épontes des fissures sont sinueuses et rugueuses. Cependant, il n'y a pas de nette différence entre les deux, la fissure dans le quartz apparaissant même comme plus rugueuse.

Il semblerait donc que la morphologie des fissures qui se forment dans les différents minéraux ne soit pas influencée par leurs caractéristiques physiques initiales ou tout du moins que cette méthode d'analyse des rugosités ne permette pas de distinguer d'éventuelles différences.

#### b. Orientation.

A nouveau, peu de différences entre les rugosités et tortuosités de fissures peuvent être notées (Figure 100). Les paramètres JRC, RMS et  $\tau$  restent très variables et non spécifiques des différentes familles.  $F_{4H}$  montre cependant un indice moyen RMS plus faible (3,80  $\mu\text{m}$ ) et  $F_{3H}$ , plus élevé (8,06  $\mu\text{m}$ ) que les deux autres familles  $F_{1H}$ ,  $F_{2H}$ .

Les différentes données illustrent plus ou moins bien cet état de fait. L'indice JRC qui permettait précédemment d'individualiser les différents types de macrofractures, semble moins adéquat à cette échelle, que l'indice RMS. Le JRC est en effet calculé sur la base d'une régression linéaire empirique proposée par Tsé et Cruden (1979) à partir de l'abaque de Barton et Choubey (1977) (cf. équation 55) et qui concerne des macrofractures. L'utilisation de cet indice pourrait de ce fait, ne pas être adapté à l'étude des microfissures.

L'étude des variations de RMS en fonction de la minéralogie n'a pas permis de mettre en évidence des différences de morphologie entre les fissures recoupant les quartz ou feldspath. Elle permet par contre de visualiser de légères différences entre les familles d'orientation.

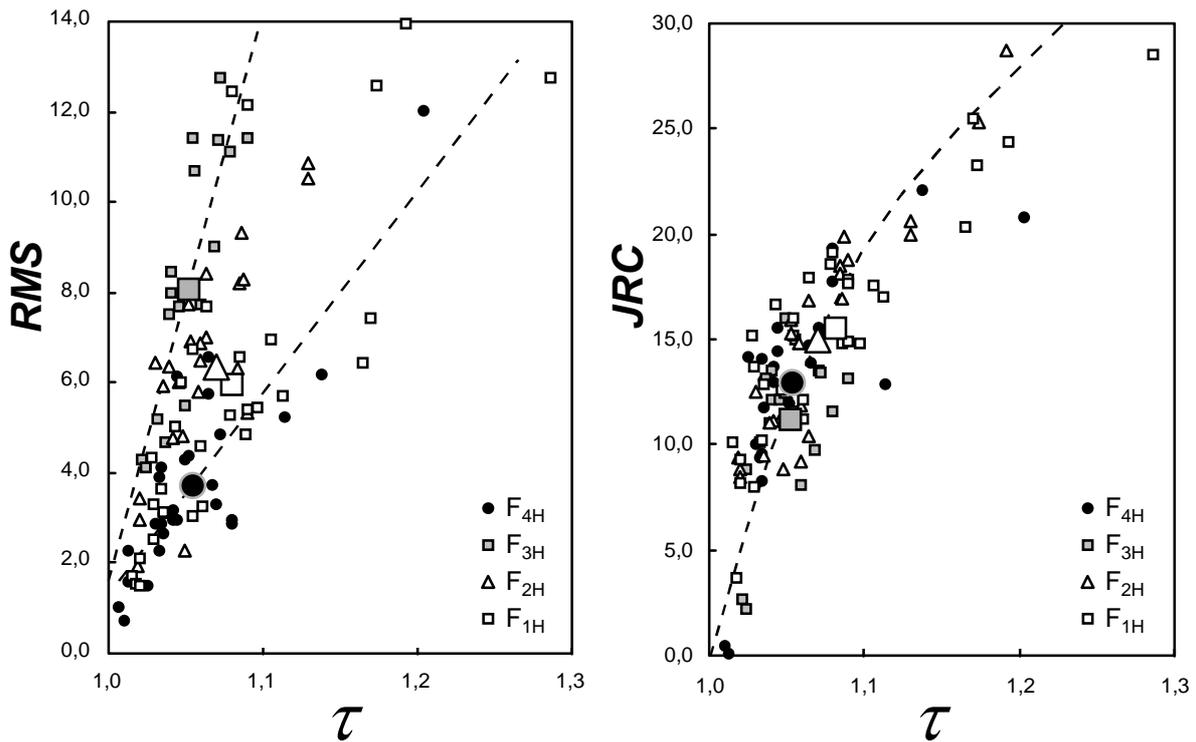


Figure 100: Présentation des indices JRC et RMS en fonction des valeurs de tortuosité calculées pour les différentes fissures en fonction de leur orientation: F<sub>1H</sub> (N15°E), F<sub>2H</sub> (N50°E), F<sub>3H</sub> (N85°E) et F<sub>4H</sub> (N130°E).

Les familles F<sub>3H</sub> et F<sub>4H</sub> qui se distinguent par des indices RMS et  $\tau$  légèrement plus faibles ou plus élevés que ceux des familles F<sub>1H</sub> et F<sub>2H</sub> semblent se positionner sur deux tendances linéaires dans le graphe  $\tau = f(\text{RMS})$ . Elles indiquent deux relations différentes entre la tortuosité et la rugosité des profils. Cependant, la famille F<sub>3H</sub> est uniquement représentée dans la lame mince JS96-14 avec 9 fissures et F<sub>4H</sub>, plus fréquente est observée surtout dans la lame JS96-5 (8 fissures). Les différences d'indice observées entre les familles sont donc probablement faussées par les différences d'altération entre lames.

Ces différences entre familles de fissures restent minimales au vu de l'importante variabilité des données et leur orientation ne paraît pas contrôler leur rugosité ou tortuosité.

### c. Altération.

Trois corrélations positives entre le RMS et la tortuosité ont été identifiées sur les différentes lames (Figure 101). Elles semblent caractéristiques du degré d'altération de la matrice granitique (cf. Tableau 15).

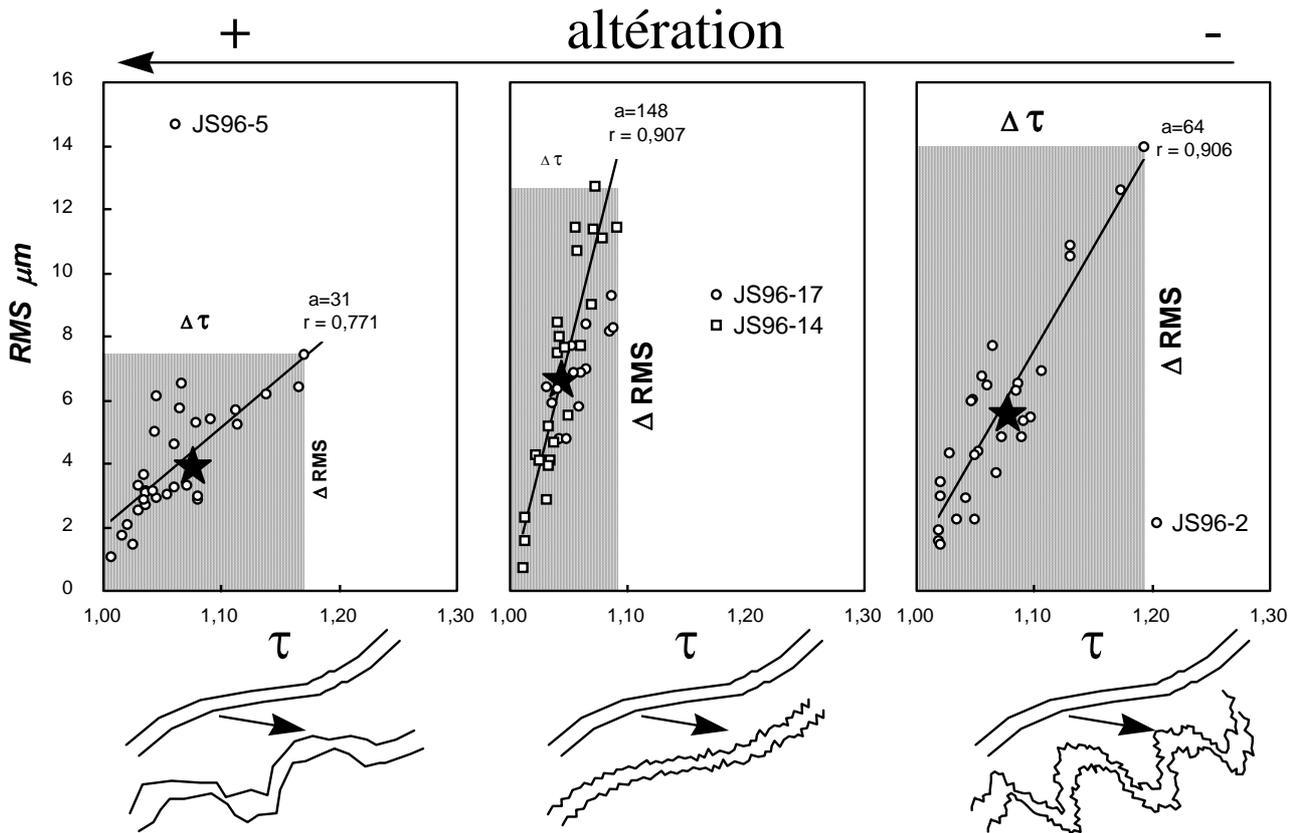


Figure 101: Présentation des indices RMS en fonction des valeurs de tortuosités ( $\tau$ ) calculés pour les différentes fissures. Les moyennes sont symbolisées par les étoiles noires. Trois tendances différentes (coefficient de corrélation  $r$  et pente des droites  $a$ ) sont identifiées en fonction des lames minces et donc du degré d'altération du granite. Les variabilités de la tortuosité et de la rugosité ( $\Delta\tau$  et  $\Delta RMS$ ) sont différentes en fonction des cas. Les cas extrêmes de morphologie de fissures observées sur les différentes lames ont été schématisés sous les graphiques.

L'échantillon de granite sain (JS96-2) est caractérisé par des fissures de morphologie très variable. Leurs tortuosités ( $\tau$  de 1,02 à 1,19) et rugosités (RMS de 1,5 à 14  $\mu m$ ) sont directement reliées. Ces deux paramètres définissent une corrélation linéaire positive: une fissure très tortueuse est toujours très rugueuse.

Les deux lames minces JS96-14 et JS96-17 présentent des fissures qui restent peu tortueuses ( $\tau$  de 1,01 à 1,09) mais avec une rugosité qui peut être très élevée (RMS de 0,71 à 12,76  $\mu m$ ). La relation linéaire entre les deux variables est caractérisée par une pente plus élevée que dans le cas précédent. Des fissures très tortueuses ne sont pas observées, mais la faible tortuosité n'empêche pas le développement de fortes rugosités.

L'échantillon prélevé dans le granite hydrothermalisé (JS96-5) est caractéristique de fissures faiblement à moyennement tortueuses ( $\tau$  de 1,01 à 1,17). A la différence des cas précédents, les rugosités observées sont relativement faibles (RMS de 1 à 7,4  $\mu m$ ).

La tortuosité des microfissures est conditionnée par les caractéristiques physiques des minéraux qu'elles recoupent (anisotropies: présence de défauts cristallins, clivages, altération, ...) et par leur

mode de rupture. Cependant, la nature des minéraux hôtes ne semble pas jouer de rôle prépondérant sur ce paramètre (cf. §4.2.2.a). L'orientation des microdiscontinuités, donc les conditions tectoniques, ne paraît pas non plus influencer sur les valeurs de tortuosités (cf. §4.2.2.b) déterminées dans cette étude.

Le Chapitre 2 a permis de proposer une chronologie des altérations à l'échelle microscopique. Dans le granite de Soultz et particulièrement dans la zone de profondeur 2158-2160 m, une altération pervasive de la roche, guidée par les plans d'inclusions fluides et la porosité de matrice, intervient probablement antérieurement à la formation et au colmatage des veines et veinules.

Le degré d'altération de la roche (présence d'altération pervasive ou non) pourrait donc influencer sur la tortuosité des microfissures lors de leur formation. L'échantillon JS96-5 qui présente une altération avancée des plagioclases et des densités de plans d'inclusions fluides très élevées pourrait dans le cadre de cette hypothèse, présenter une résistance à la rupture moins importante avec des fissures globalement moins tortueuses. L'étude macroscopique a permis de plus, d'observer une relation entre la tortuosité et le degré d'altération.

Cependant aucune relation nette à échelle microscopique, ne peut être détectée. Les fissures les moins tortueuses sont observées dans les lames JS96-14 et JS96-17 qui présentent des faibles densités de plans d'IF et une altération moins développée que l'échantillon JS96-5 ou plus marquée que l'échantillon JS96-2 (Figures 101 et 102).

La tortuosité semble donc être un paramètre spécifique au développement de chaque fissure, son interprétation en terme d'altération n'ayant pas pu être démontrée. Cependant, les deux échantillons JS96-5 et JS96-2 qui présentent tous deux des fissures très tortueuses, sont très proches dans le forage EPS1 (respectivement 2219 et 2223 m, cf. Tableau 15). Cette zone est intensément fracturée et proche de la zone faillée du fond de forage. L'intensification des contraintes à ces profondeurs et la proximité de la faille pourraient donc, comparativement à d'autres zones plus superficielles, induire des différences de vitesse et modes de formation des fissures.

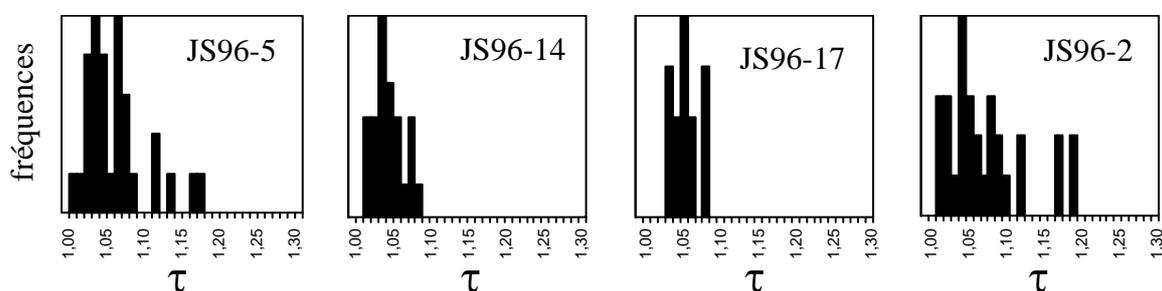


Figure 102: Histogrammes de fréquences présentant la répartition des tortuosités pour les différentes lames minces.

Les rugosités des parois de fissures sont différentes sur les différentes lames minces. Elles restent très variables mais les RMS élevés sont caractéristiques du granite sain (JS96-2) à moyennement altéré (JS96-14 et JS96-17).

#### 4.2.3. Etude géostatistique et fractale.

Aucune différence notable des paramètres  $\zeta$  et  $D$  n'a été observée entre les différentes familles de microfissures ou entre les différents minéraux hôtes (quartz ou feldspaths) des microfissures (Tableau 21). Ces valeurs sont très variables avec des dimensions fractales  $D$  entre 1,17 et 1,95 pour les différentes familles et 0,68 et 0,87 pour le quartz ou le feldspath et des coefficients de rugosité à nouveau proches de 0,8. Les valeurs de  $\zeta$  semblent donc effectivement invariantes, quels que soient le matériau, le mode de fracturation ou l'échelle d'investigation (Bouchaud et al., 1990; Mäløy et al., 1992; Schmittbuhl et al., 1995a; Plouraboué, 1996).

<b>F<sub>1H</sub></b>	<i>D</i>	$\zeta$		
moyenne	1,57	0,82		
écart-type	0,19	0,02		
<b>F<sub>2H</sub></b>	<i>D</i>	$\zeta$		
moyenne	1,48	0,83		
écart-type	0,16	0,03		
<b>F<sub>3H</sub></b>	<i>D</i>	$\zeta$		
moyenne	1,29	0,80		
écart-type	0,14	0,02		
<b>F<sub>4H</sub></b>	<i>D</i>	$\zeta$		
moyenne	1,66	0,80		
écart-type	0,19	0,03		

<b>QUARTZ</b>	<i>D</i>	$\zeta$
moyenne	1,51	0,83
écart-type	0,20	0,03
<b>FELDSPATH</b>	<i>D</i>	$\zeta$
moyenne	1,54	0,83
écart-type	0,22	0,02

Tableau 21: Moyennes et écarts-types des dimensions fractales  $D$  et coefficients de rugosité  $\zeta$  calculés pour les différentes fissures en fonction de leur orientation ( $F_{1H}$ ,  $F_{2H}$ ,  $F_{3H}$  et  $F_{4H}$ ) et de la nature des minéraux qu'elles recourent.

Les coefficients de rugosité et les dimensions fractales ont été comparés pour les différentes lames minces et degrés d'altération. Comme pour les macrofractures, les valeurs de  $D$  sont très variables entre 1,16 et 1,95. De légères différences peuvent être observées entre les échantillons JS96-5/JS96-2 et JS96-14/JS96-17 avec des valeurs de  $D$  légèrement plus faibles pour les derniers (respectivement de 1,52 et 1,37 en moyenne).

Les coefficients de rugosité restent très proches avec une valeur moyenne de  $0,83 \pm 0,025$ .

#### 4.2.4. Epaisseurs de fissures et porosités de matrice.

La perméabilité des microfissures est directement fonction de leur épaisseur (lois cubiques). Elle peut permettre d'estimer, en première approximation, la quantité de fluide ayant circulé entre leurs épontes.

Les microfissures JS96-5 (16 fissures traitées) sont beaucoup plus épaisses que les autres avec en moyenne  $37 \mu\text{m}$  d'ouverture et des écarts-types importants ( $7 \mu\text{m}$  en moyenne). Elles correspondent à un granite relativement poreux (1,76%) (Figure 103, Tableau 22).

A l'heure actuelle, les plans d'inclusions fluides et la quasi totalité des fissures sont colmatés dans le granite de Soultz. Les porosités Hg enregistrées (Yves Géraud, communication personnelle) ne sont

donc pas d'origine fissurale mais correspondent plutôt aux vides développés par les joints de grains et/ou minéraux secondaires (puits de dissolution résultant des phénomènes d'altération et porosité structurale des argiles). La porosité relativement importante de l'échantillon JS96-5 peut impliquer de ce fait, des percolations de fluide matricielles, fossiles et actuelles, importantes.

Les autres échantillons, moins altérés, sont caractérisés par des fissures dont les épaisseurs sont plus faibles et qui présentent une corrélation négative avec la porosité de matrice (Tableau 22 et Figure 103).

échantillon	porosité Hg	épaisseur (µm)
JS96-2	0,36%	15,6
JS96-14	0,63%	11,3
JS96-17	1,26%	8,2
JS96-5	1,76%	37,3

Tableau 22: Porosités Hg des échantillons et épaisseurs moyennes des différentes fissures.

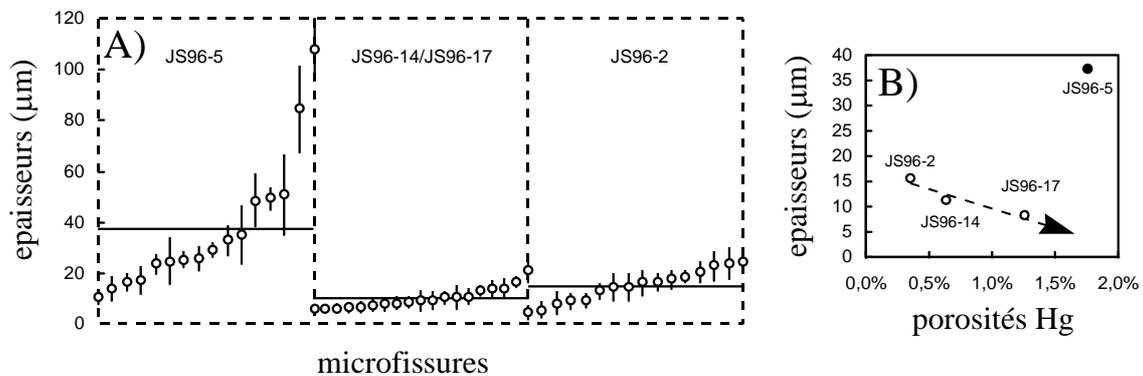


Figure 103: Epaisseurs moyennes en µm (ronds blancs) développées par les différentes microfissures des lames minces. Les valeurs minimales et maximales d'épaisseur sont représentées par le trait noir pour chaque microfissure. Les valeurs moyennes par échantillon sont matérialisées par un trait horizontal. Elles sont également représentées en fonction de la porosité de matrice déterminée pour chaque échantillon (porosimétrie Hg).

L'échantillon JS96-2 (16 fissures) présente des fissures de 15,6 µm d'épaisseur moyenne. Ces ouvertures sont peu variables (écart-type moyen 4µm). La porosité de matrice est égale à 0,36%. Cette faible valeur caractérise un granite sain peu affecté par les altérations. La propagation des fluides semble donc avoir été réalisée plutôt par le biais des fissures.

Les deux derniers échantillons définissent un cas intermédiaire où de plus fines fissures (8 à 11 µm d'épaisseur) se développent et sont percolées dans un milieu faiblement à moyennement altéré.

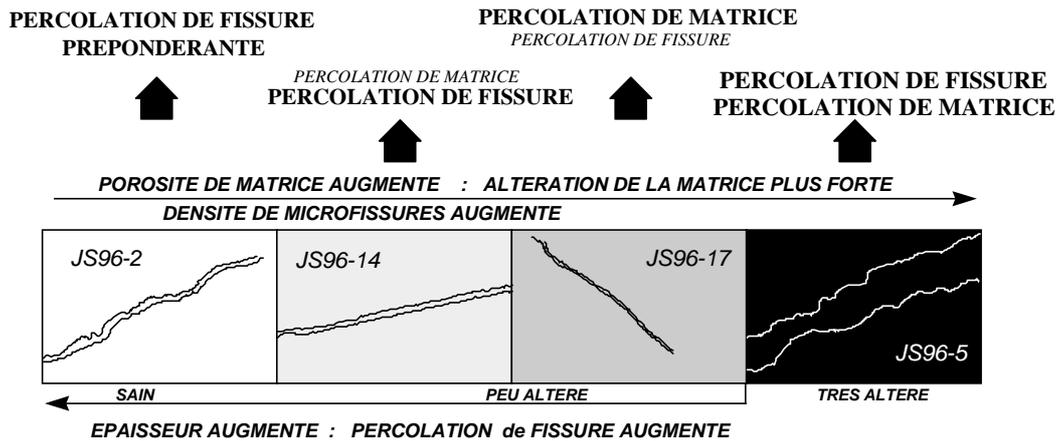


Figure 104: Schématisation de quatre fissures correspondant aux quatre échantillons JS96-2, JS96-14, JS96-17 et JS96-5. Chacun présente une porosité de matrice, des épaisseurs de fissures et des degrés d'altération différents. Ils constituent des milieux de percolation des fluides différents avec des percolations de matrice ou de fissure fossiles plus ou moins développées.

Les quatre échantillons ont donc probablement développé des doubles - porosités différentes (Figure 104). Les fluides progressent dans la matrice rocheuse (JS96-2) principalement par le biais des microfissures. Celles-ci sont colmatées par des minéraux secondaires. Dans les autres cas, les fluides se propagent à la fois dans la matrice (altération croissante de JS96-14 à JS96-5) mais aussi dans les fissures.

#### 4.2.5. Bilan.

Les phénomènes d'altération se traduisent par deux phénomènes antagonistes et/ou complémentaires: (1) une dissolution à l'interface fluide - roche, qui a tendance à accroître la rugosité de surface (puits de dissolution, Bertrand et al., 1993) ou qui peut la lisser (abrasion chimique), (2) une cristallisation de phases minérales secondaires dans les fractures qui, à nouveau, peut accentuer les rugosités (cristallisation géodique, par exemple) ou les masquer (colmatage des macrofractures).

Il est relativement difficile d'évaluer le rôle et l'importance de ces différents phénomènes dans le cas des fissures de Soultz, actuellement totalement colmatées. La trace de leurs épontes, digitalisée par analyse d'images, correspond à l'interface minéral hôte - minéraux secondaires (colmatage). Les rugosités correspondent de ce fait, à un état de surface avant précipitation. Les différences observées peuvent donc être attribuées en première approximation, à des taux de dissolution avant colmatage plus ou moins élevés.

Au regard des différents résultats obtenus, la rugosité naturelle des fissures semble dépendre et également influencer sur l'altération du granite.

Trois types de percolation peuvent être proposées pour expliquer les différences de morphologie des fissures:

*PERCOLATION ET ALTERATION DE MATRICE ET DE FISSURES (5-2):*

Le degré d'altération de la roche est intense. La porosité de matrice actuelle, développée par les joints de grain, les minéraux phylliteux en altération des plagioclases, est importante (1,76%). Elle traduit le passage d'une quantité de fluide non négligeable dans la matrice.

Ces fluides ont également percolé d'épaisses fissures (37  $\mu\text{m}$ ) qui sont, à l'heure actuelle totalement colmatées. Malgré leurs tortuosités variables (de 1,07 à 1,17), qui pourraient influencer sur les vitesses de circulation des fluides donc sur l'intensité des phénomènes de dissolution, leurs épontes sont systématiquement peu rugueuses ( $\text{RMS} < 7 \mu\text{m}$ ). L'altération pervasive qui caractérise la matrice témoigne d'importantes circulations de fluide à ces profondeurs, également représentées par une macrofracturation dense. Ces fluides ont donc percolé durablement à la fois ces fractures et de larges fissures, permettant un adoucissement de leurs épontes rugueuses (Figure 105).

*PERCOLATION ET ALTERATION DE LA MATRICE (14-2 et 17-2):*

Ces fissures sont initialement de faible épaisseur (10  $\mu\text{m}$  en moyenne) et peu tortueuses ( $\tau < 1,09$ ). Elles ont donc probablement été percolées et rapidement colmatées. Leur importante rugosité (RMS de 7  $\mu\text{m}$  en moyenne à 12  $\mu\text{m}$ ) implique peu de phénomènes de dissolution avant colmatage. La matrice granitique, peu altérée est caractérisée par des porosités plus ou moins importantes (0,63% pour JS96-14 et 1,26% pour JS96-17). Elles sont inversement proportionnelles aux épaisseurs des fissures. Les deux types de porosités ont donc des rôles complémentaires. Les fluides circulent préférentiellement dans la matrice si les fissures sont fines (JS96-17), soit majoritairement dans les drains si leur épaisseur est suffisante (JS96-14). Néanmoins l'altération des minéraux primaires du granite reste faible. Les fluides ont peu mais rapidement circulé dans ces fines fissures rectilignes. Les phénomènes d'altération sont donc peu marqués et permettent l'observation de fortes rugosités.

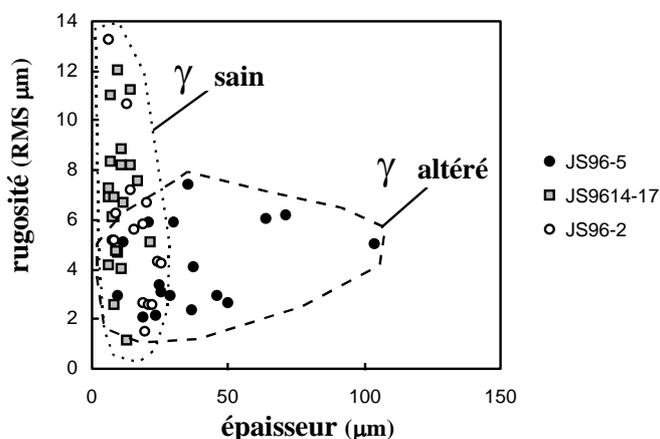


Figure 105: Rugosités (RMS) des fissures (moyennes sur 2 profils conjugués) en fonction de leur épaisseur. Le granite altéré qui correspond à l'échantillon JS96-5 présente des épaisseurs importantes mais des rugosités faibles contrairement aux trois autres lames minces JS96-2, JS96-14 et JS96-17. Ces dernières concernent un granite sain à peu altéré.

## *PERCOLATION ET ALTERATION DES MICROFISSURES (2-2).*

Cet échantillon est caractérisé par des fissures d'épaisseur moyenne (15  $\mu\text{m}$ ), initialement plus ouvertes que les précédentes. La porosité de matrice actuelle est très faible (0,36%) et les minéraux primaires du granite sont quasiment intacts. Peu de macrofractures sont présentes à cette profondeur impliquant des apports de fluide limités. Ils empruntent principalement les fissures, microdrains à cette échelle. Leur chargement en espèce dissoute est réalisé majoritairement hors de la zone étudiée. Leur tortuosité est plus importante que les fissures précédentes. Le fluide est donc ralenti permettant l'intensification des phénomènes d'altération et en particulier de dissolution, qui pourraient expliquer une rugosité légèrement plus faible.

Les fissures semblent donc avoir un rôle précis dans la propagation des fluides au même titre que la porosité de matrice. Les deux milieux perméables sont complémentaires et doivent être pris en compte simultanément.

Ce type d'étude, qui fait intervenir des paramètres statistiques caractéristiques des fissures permet de mettre en évidence des comportements différents face aux phénomènes d'altération qui peuvent influencer et être influencés par leur morphologie. La tortuosité semble être une caractéristique intrinsèque de chaque fissure. Cependant, elle peut réguler la vitesse de percolation des fluides et par conséquent le type et l'importance des altérations. La rugosité finale des épontes semble également très dépendante de l'épaisseur initiale des fissures donc de l'importance des écoulements fluides et par conséquent des phénomènes de dissolution.

Ces différents phénomènes ont été mis en évidence par des paramètres statistiques qui reflètent une grande variété de fissures. Par contre, l'étude des dimensions fractales ou coefficient de rugosité n'a pas permis leur identification.

### **4.3. Conclusion.**

Cette étude a été réalisée sur la base de profils conjugués dans le cas des fissures et sur un maillage régulier pour les fractures. Elle a permis de mettre en évidence des comportements différents des discontinuités face aux phénomènes d'altération.

Les paramètres statistiques tels que JRC, RMS et tortuosité sont efficaces pour caractériser les différences de morphologie des épontes. Les fractures développées dans un granite sain sont très rugueuses et généralement tortueuses comparativement aux fractures partiellement colmatées. La présence d'un dépôt de minéraux secondaires sur leurs épontes implique un adoucissement des structures rugueuses. Les rugosités et tortuosités diminuent, les aspérités initiales sont masquées par le colmatage. Ces observations effectuées sur des fractures échantillonnées dans le granite de Soultz ont été comparées à une fracture du grès sus-jacent. Celle-ci est caractérisée par des rugosités et tortuosités

très faibles et sa morphologie générale se rapproche de celles des fractures colmatées et formées dans un granite altéré.

Chaque discontinuité possède donc des propriétés de surface intrinsèques en fonction de sa nature (grès ou granite) et de son degré d'altération. Ces différences de morphologie doivent être caractérisées car elles conditionnent les écoulements fluides mais aussi les interactions fluide-roche.

L'étude à échelle microscopique a en effet permis de mettre en évidence différents comportements des fissures face aux phénomènes de dissolution-cristallisation. La dissolution semble permettre un lissage des aspérités. Cependant, elle intervient si les fissures sont épaisses et percolées durablement (JS96-5). De fines fissures développées dans un granite sain présentent au contraire des épontes rugueuses mais généralement faiblement tortueuses (JS96-14 et JS96-17). Les fluides circulent donc rapidement dans ces microstructures qui développent des surfaces d'échanges élevées. Leur colmatage est probablement rapide et n'affecte pas leur rugosité initiale.

Ces différents phénomènes sont bien décrits par les paramètres statistiques de caractérisation de la rugosité. Ces propriétés de surface n'ont en effet pas été identifiées, dans le cadre de cette étude, par les paramètres géostatistiques ( $\zeta$ ) et fractals ( $D$ ). Le coefficient de rugosité est relativement stable et proche de 0,8 abondant dans le sens d'une structure auto-affine "universelle" des surfaces de fractures et ce, malgré la présence de colmatage sur leurs épontes. Cependant une distinction peut être réalisée entre la nature des roches et l'échelle d'investigation. La dimension fractale reste par contre très variable et ne caractérise pas les propriétés de surfaces avec la méthode employée dans cette étude.

Dans l'optique d'une caractérisation précise des propriétés de surfaces des fractures, seuls les indices statistiques ont donc été retenus.

## **5. ECOULEMENTS FLUIDES DANS UN PLAN DE FRACTURE SOUS CONTRAINTE NORMALE.**

### ***5.1. Introduction.***

La première partie de ce chapitre a permis de démontrer l'importante variabilité des surfaces de fractures naturelles. Chacune possède ses propres caractéristiques topographiques qui dépendent de son degré d'altération et de la présence d'un colmatage plus ou moins complet entre ses épontes. Ces fractures sont actuellement ouvertes dans le forage EPS1. Elles participent de ce fait spécifiquement, dans leur champ proche, aux écoulements fluides. Leurs propriétés hydrauliques sont alors très dépendantes de leur ouverture.

La carte des épaisseurs d'une fracture est définie à partir des données de profilométrie mécanique, par juxtaposition de ses épontes inférieure et supérieure. Ces cartes reflètent cependant, un état de décompression des fractures. En position in situ dans le forage, elles sont en effet soumises au poids

des terrains sus-jacents. La pression lithostatique qui en découle, diminue leur ouverture et permet l'apparition de nombreux points de contacts. La compréhension des propriétés hydrauliques des fractures nécessite donc de prendre en compte leur fermeture mécanique à différents niveaux de contrainte.

Le couplage des propriétés hydrauliques et mécaniques d'un massif rocheux a été abordé initialement dans le domaine de l'hydrogéologie par Lomize (1951) ou Louis (1969). Ces auteurs démontrent l'importance de l'application d'une contrainte sur le comportement hydraulique des roches. Les modèles proposés se concentrent principalement sur la caractérisation des flux de fluide. Le champ de contrainte étant homogène, il modifie le degré d'ouverture des épontes donc la perméabilité de fracture (Detournay, 1979). Une fracture est alors envisagée comme deux surfaces planes et parallèles entre lesquelles un fluide peut plus ou moins facilement s'écouler. Une loi cubique de son épaisseur moyenne et fonction de la contrainte appliquée est ensuite utilisée.

Ces travaux ne prennent pas en compte le phénomène de chenalisation des écoulements décrit par Gentier (1986). La présence de points de contact entre les épontes des fractures implique une redistribution des flux qui se concentrent dans les zones d'épaisseur importante. L'ouverture d'une fracture doit donc être envisagée comme un réseau d'épaisseurs locales plus ou moins connectées entre elles. Cette hétérogénéité des écoulements peut être accentuée si la fracture est mise sous contrainte normale (augmentation du nombre de points de contact). Plusieurs modèles sont actuellement proposés pour décrire le comportement élastique de la fermeture d'une fracture rugueuse. Tous les auteurs s'accordent pour observer une relation non linéaire entre le degré de fermeture de la fracture et l'intensité de la contrainte appliquée.

Tsang et Witherspoon (1981) proposent par exemple, de décrire le plan de fracture par un ensemble de vides de dimensions et morphologie connues (fissures elliptiques). L'étude de la déformation de ces formes finies sous charge croissante leur permet d'en déduire une loi de comportement élastique mais qui nécessite cependant un calage des courbes par des valeurs empiriques. Les autres modèles sont issus de la théorie mécanique et font intervenir différentes configurations des vides (modèle à dents confinées, Billaux et Feuga, 1982, par exemple). L'approche la plus classiquement utilisée est le modèle de "Hertz" issu de la métallurgie puis appliqué aux surfaces rugueuses. Il décrit le comportement élastique d'un contact sphère - sphère ou sphère - plan. Cette approche a été développée entre autres par Brown et Scholz (1986) et Yoshioka (1994).

Ces modèles sont couramment utilisés en association avec les modèles d'écoulement décrits précédemment.

Un couplage des deux approches: hydraulique (Lecomte, 1986) et mécanique (Brown et Scholz, 1986 et Yoshioka, 1994) a été utilisé dans cette étude. La prise en considération des paramètres hydromécaniques des fractures en complément de la description de leurs rugosités a permis de

visualiser des comportements différents entre les macrofractures de Soultz: JS97-5 (grès), JS96-13, JS96-17 et JS96-19 (granite).

## 5.2. Modélisation des écoulements fluides.

Le plan de fracture est représenté par un maillage bidimensionnel. Chaque maille carrée est définie par trois coordonnées  $X$ ,  $Y$  et  $e$  (épaisseur de la fracture en  $X,Y$ , différences d'altitudes entre épontes supérieure et inférieure) (Figure 106).

Chaque profil est caractérisé par une succession de plans parallèles (surface inférieure et supérieure) dont la côte  $Z$  est connue. Chaque couple de plans élémentaires du profil définit une maille  $i$  d'épaisseur  $e_i$ . (Figure 107).

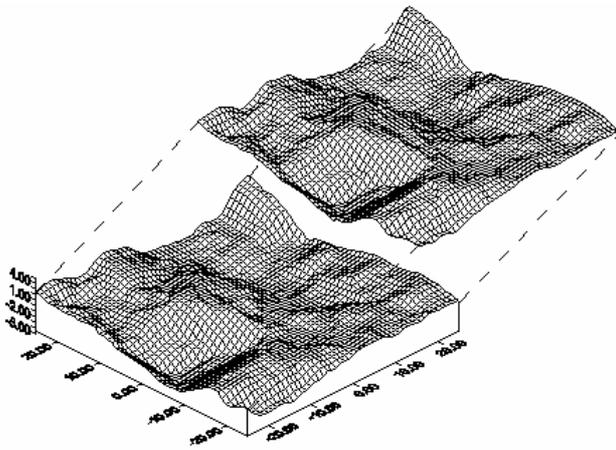


Figure 106: Représentation modèle d'un plan de fracture (face inférieure et supérieure). Un maillage régulier bidimensionnel des deux épontes est réalisé. Chaque maille est définie par ses coordonnées  $X$ ,  $Y$  et  $Z$  (hauteurs des aspérités). La juxtaposition des deux épontes permet de quantifier les volumes de vide développés dans le plan de fracture.

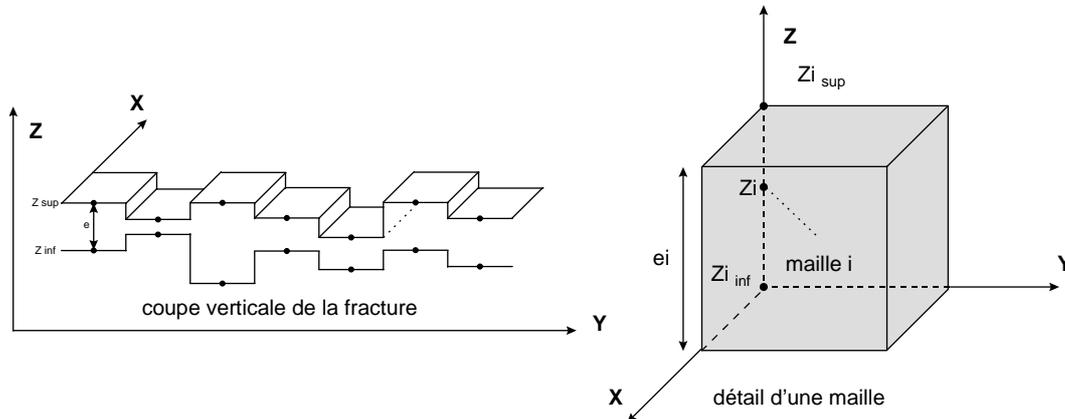


Figure 107: Représentation schématique d'une coupe verticale dans un plan de fracture. La définition des côtes altitude  $Z_{inf}$  et  $Z_{sup}$  des épontes inférieure et supérieure permet de calculer l'épaisseur développée par chaque maille  $i$ . Le maillage est régulier ( $\Delta X = \Delta Y$ ).

Les lois de l'hydraulique des fractures (écoulement plan de Poiseuille, équation 67) sont appliquées sur chaque maille. Une maille représente une "fracture" individuelle d'ouverture constante  $e_i$ .

$$Q_i = \frac{e_i^3 \cdot \rho \cdot g}{12 \cdot \mu} \cdot \Delta h \quad [67]$$

$Q_i$ : vecteur débit du fluide au centre de la maille  $i$  [ $m^3 \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$ ]  
 $\Delta h$ : gradient de charge hydraulique [ ]  
 $e_i$ : épaisseur de la fracture au niveau de la maille  $i$  [m]  
 $\mu$ : viscosité dynamique du fluide [ $kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ ]  
 $\rho$ : densité du fluide [ $kg \cdot m^{-3}$ ]  
 $g$ : accélération de la pesanteur [ $m \cdot s^{-2}$ ]

Chaque maille est aussi caractérisée par sa transmissivité  $T_i$  (transmissivité directionnelle équivalente en  $m^2 \cdot s^{-1}$ ):

$$T_i = k_i \cdot e_i = \frac{\rho \cdot g \cdot e_i^3}{12 \cdot \mu} \quad [68]$$

Le calcul par différences finies des débits sur l'ensemble des mailles  $i$  du domaine représentant la fracture est basé sur les deux équations précédentes et le **principe de continuité** [équation 69]. Ce principe impose la conservation des débits entrant algébriquement aux quatre limites de chaque maille (Figure 108).

$$Q_i = Q_1 + Q_2 + Q_3 + Q_4 \quad [69]$$

Ces **débits partiels** ( $Q_1$ ,  $Q_2$ ,  $Q_3$  ou  $Q_4$ ) peuvent être exprimés en fonction des transmissivités intrinsèques ( $T_1$ ,  $T_2$ ,  $T_3$  ou  $T_4$ ) caractéristiques de chaque maille  $i$ :

$$Q_1 = T_{1i} \cdot \Delta y \cdot \frac{h_1 - h_i}{\Delta x} = T_1 \cdot (h_1 - h_i) \quad [70]$$

avec  $Q_1$ : débit partiel dans la direction 1 (Figure 108) [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ]

$T_{ij}$ : **transmissivité de passage** entre la maille 1 et la maille  $i$  telle qu'elle soit égale à la moyenne harmonique des transmissivités individuelles des mailles 1 et  $i$  (en  $m^2 \cdot s^{-1}$ ):

$$T_{ij} = \frac{2 \cdot (T_i \cdot T_j)}{T_i + T_j} \quad [71]$$

$h_1$  et  $h_i$ : charges hydrauliques caractéristiques des mailles 1 et  $i$  [m].

$\Delta x = \Delta y$ : pas d'échantillonnages égaux en  $X$  et  $Y$  [m].

Chaque maille  $i$  peut donc être caractérisée par deux équations principales:

$$Q_i = T_1 \cdot (h_1 - h_i) + T_2 \cdot (h_2 - h_i) + T_3 \cdot (h_3 - h_i) + T_4 \cdot (h_4 - h_i) \quad [72]$$

$$h_i = \frac{T_1 \cdot h_1 + T_2 \cdot h_2 + T_3 \cdot h_3 + T_4 \cdot h_4 - Q_i}{T_1 + T_2 + T_3 + T_4} \quad [73]$$

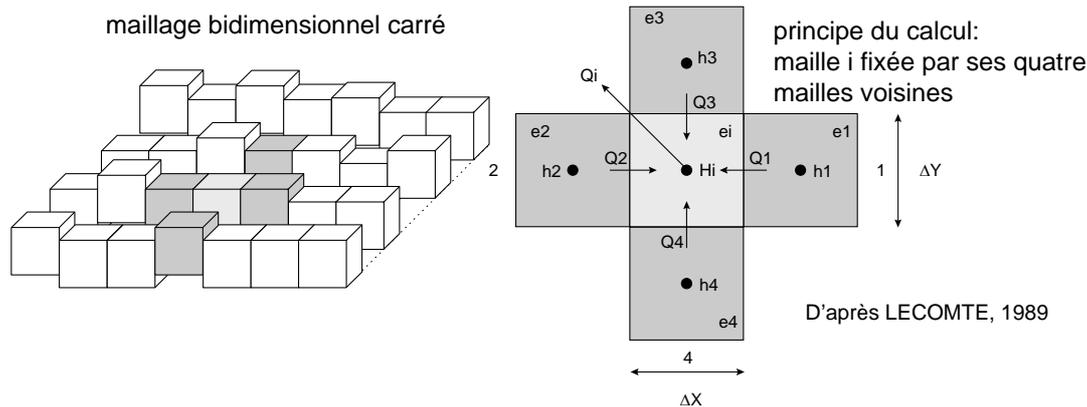


Figure 108: Principe de modélisation des écoulements fluides dans un plan de fracture rugueux. La surface de fracture est représentée par un maillage bidimensionnel. Chaque maille est caractérisée par son épaisseur locale. Le calcul des débits  $Q_i$  et charge hydraulique  $H_i$ , sont effectués pour chaque maille  $i$  en respectant le principe de continuité: les flux entrants  $Q_1, Q_2, Q_3$  et  $Q_4$  sont égaux au flux total sortant  $Q_i$ .

Ces deux équations sont identiques. Le système des  $i$  équations ne peut donc être résolu qu'à la condition d'imposer des valeurs de débits ou de charges fixes sur certaines mailles. Il est donc nécessaire de définir des conditions aux limites (Figure 109).

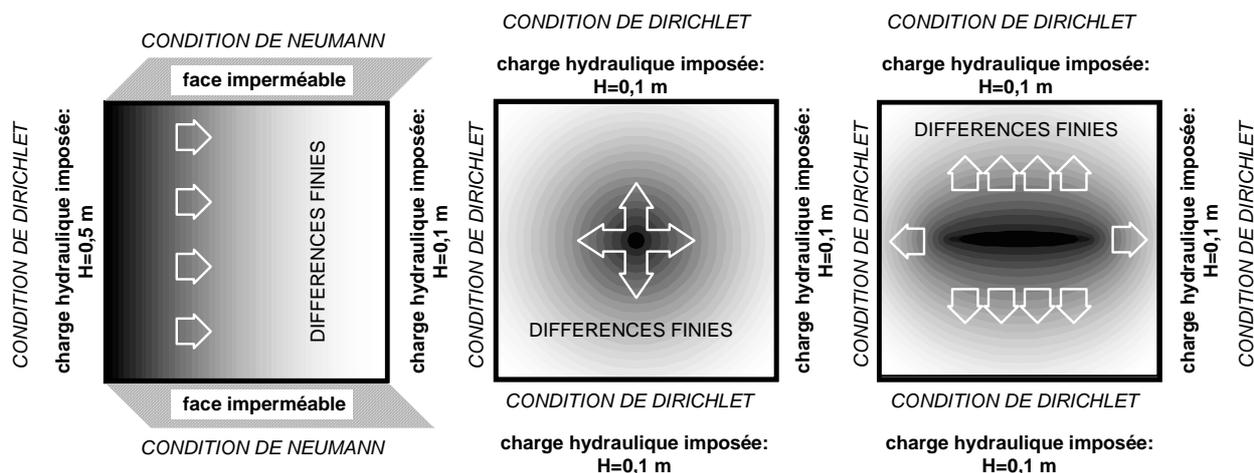


Figure 109: Exemple de modélisations par différences finies des écoulements fluides dans un plan de fracture. Ces trois cas idéaux (épaisseurs homogènes) présentent les différents cas de figures envisageables: A) écoulement classique: le fluide entre par une face et ressort par la face opposée (perméabilité de ces faces: condition de Dirichlet). Une imperméabilité est imposée sur deux faces (Condition de Neumann) . Elles correspondent aux limites de la fracture. B) injection au centre du plan de fracture. C) injection dans le plan de fracture sur une ligne (intersection de deux fractures).

Le calcul du débit ou de la charge hydraulique pour chaque maille  $i$  tient compte des valeurs de débits ( $Q_i = 0$  pour la première itération) et charges des quatre mailles voisines. Les mailles à potentiel ou débit fixe permettront donc d'initier et finalement de stabiliser les calculs (Figure 110). Ce système de boucle s'arrête automatiquement quand la différence entre les charges calculées à la  $n^{\text{ième}}$  et  $n+1^{\text{ième}}$  itération sont proches à 0,001% près.

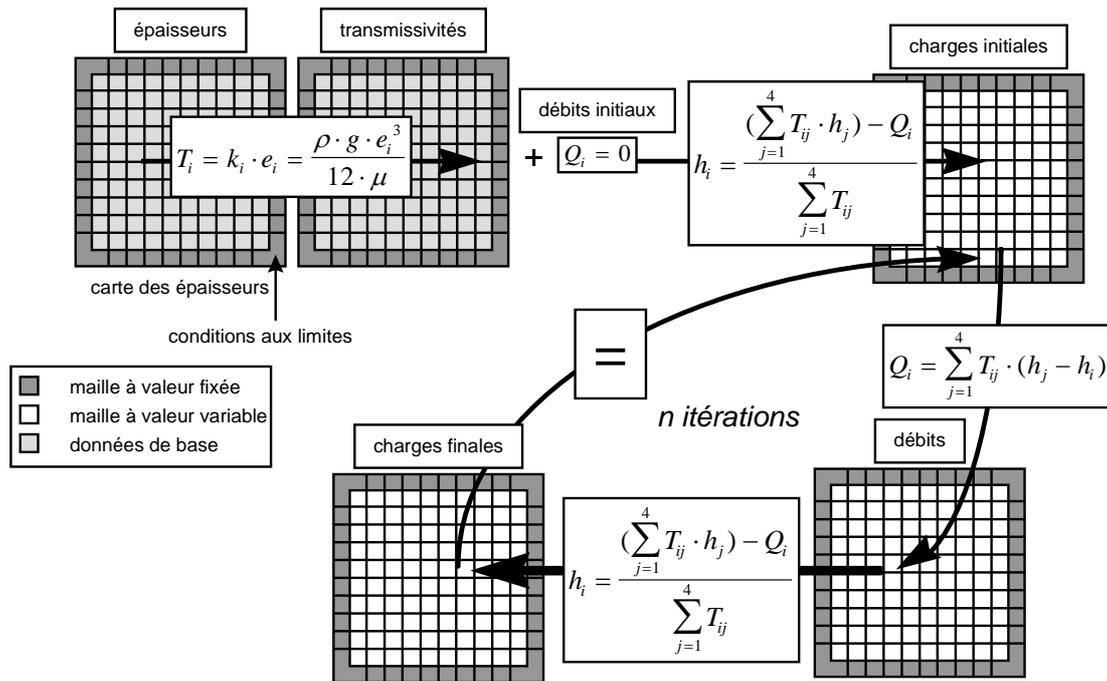


Figure 110: Principe du calcul par différences finies. Un système de boucle est programmé: les charges hydrauliques initiales sont calculées pour un débit initial nul ( $Q_i=0$ ). Cette première itération permet de calculer une nouvelle carte des débits. Ces débits entrent dans le calcul de nouvelles charges hydrauliques qui permettent d'obtenir de nouvelles valeurs de débits, etc. Le système tourne en boucle jusqu'à stabilisation des valeurs.

Dans le cadre de cette étude, toutes les simulations ont été réalisées avec les conditions aux limites présentées dans la Figure 111. Le gradient de charge choisi est égal à 0,4 m. Il correspond par hypothèse au cas d'une fracture moyennement rugueuse ( $Re=500$ ), caractérisée par une épaisseur moyenne de 0,5 mm et qui permet un écoulement laminaire entre ses épontes (Lecomte, 1986). Ce gradient de charge a été appliqué dans le cas du grès (JS97-5) et pour le granite (JS96-13, JS96-17 et JS96-19). Cette condition est arbitraire mais a permis de comparer les modalités et potentialités d'écoulements des fractures.

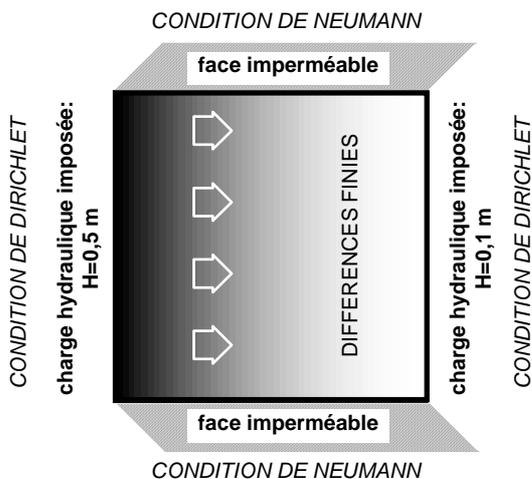


Figure 111: Conditions aux limites utilisées pour modéliser les écoulements à l'intérieur des plans de fractures. Deux faces sont imperméabilisées arbitrairement (charge hydraulique nulle - condition de Neumann). Les deux autres faces permettent le calcul des débits en entrée, en sortie et à l'intérieur du plan de fracture grâce à la définition d'un gradient de charge égal à 0,4 m (condition de Dirichlet).

### 5.3. Modélisation de la fermeture mécanique d'une fracture.

La fermeture des fractures sous contrainte normale a été réalisée par l'intermédiaire d'un modèle de fermeture mécanique basé sur la théorie du contact Hertzien.

#### 5.3.1. Théorie du contact Hertzien: modèle de Brown et Scholz (1986) et Yoshioka (1994).

La théorie du contact Hertzien décrit le comportement élastique de deux surfaces en contact. La déformation élastique d'un contact est modélisée par un contact sphère - sphère ou sphère - plan (Figure 112).

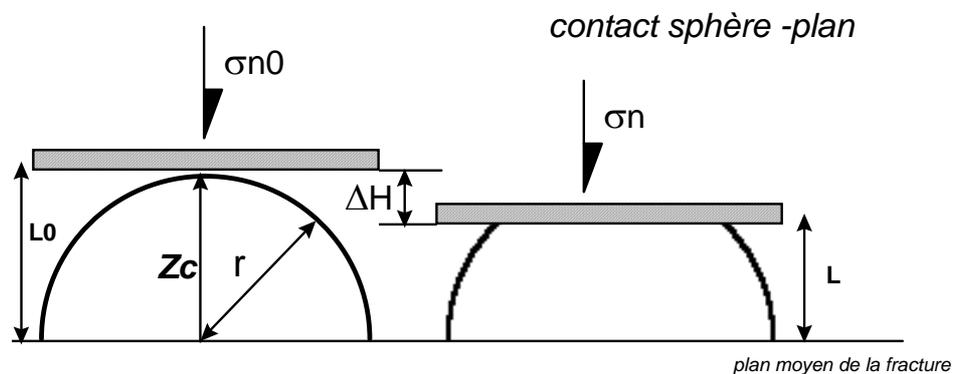


Figure 112: Schématisation de la déformation élastique d'une sphère (de rayon de courbure  $r$ ) entrant en contact avec un plan (théorie de Hertz). Cette sphère peut représenter une aspérité du plan de fracture d'une hauteur  $Z_c$  par rapport à son plan moyen. La contrainte normale appliquée  $\sigma_n$  (initialement  $\sigma_{n0}$ ) permet un écrasement élastique d'une valeur de  $\Delta H$  ( $L_0 - L$ ).

Cette approche a été développée et modifiée par différents auteurs. Le modèle de Brown et Scholz (1986), validé par la suite par les travaux de Yoshioka (1994) a été retenu pour cette étude. Ces derniers font intervenir la notion de hauteur ou topographie composite ( $Z_c$ ).

La carte des épaisseurs définie précédemment, correspond à un maillage bidimensionnel régulier, dont chaque élément est défini par cette hauteur composite  $Z_c$  (Figure 113):

$$Z_c = Z_1 + Z_2 \quad [74]$$

Les hauteurs d'aspérités ainsi cumulées montrent une distribution équivalente à celle des vallées et sommets qui caractérisaient les données initiales (Figure 113).

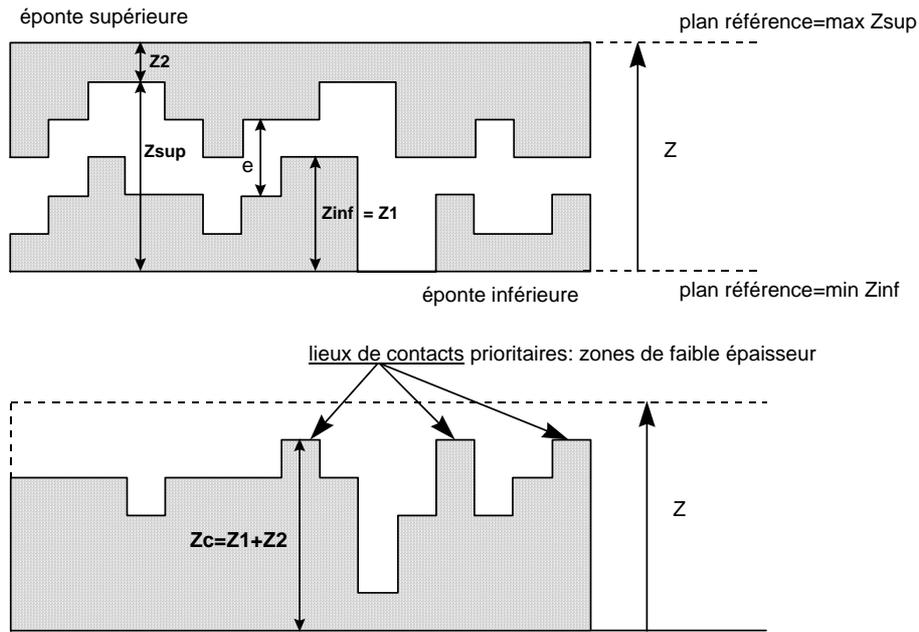


Figure 113: Schématisation du calcul des hauteurs composites sur un profil à partir des données obtenues par profilométrie mécanique. Les deux profils conjugués (inférieure et supérieure) sont caractérisés par des points d'altitude  $Z_1$  et  $Z_2$  comparativement à leur ligne moyenne. Ces hauteurs d'aspérités permettent le calcul de  $Z_c$  dans la configuration initiale de fermeture de la fracture (plans référence max et min définis).

Le comportement élastique des  $i$  sommets composites est réglé par le modèle de Brown et Scholz (1986) qui fait intervenir leur surface de contact  $\Delta S_i$  et la charge locale  $\Delta w_i$  agissant sur ces points particuliers.

$$\Delta w_i = \frac{4}{3} \cdot E' \cdot R_c^{1/2} \cdot \Delta h_i^{3/2} \quad [75]$$

$$\Delta S_i = \pi \cdot R_c \cdot \Delta h_i \quad [76]$$

$$\Delta P_i = \Delta w_i / \Delta S_i \quad (i = 1, 2, \dots, N_c) \quad [77]$$

$\Delta P_i$ : pression locale exercée sur un sommet  $i$ .

$\Delta w_i$ : charge locale au niveau du sommet  $i$ .

$\Delta S_i$ : aire de contact au niveau du sommet  $i$ .

$E'$ : module d'Young réduit des deux surfaces en contact (ici granite ou grès pour les deux surfaces avec respectivement  $3,04 \cdot 10^4$  Mpa et  $3;99 \cdot 10^4$  Mpa)

$R_c$ : rayon de courbure de la maille composite d'un sommet

$\Delta h_i$ : distance d'approche d'une surface plane par rapport à une sphère de rayon de courbure  $R_c$ .

$N_c$ : nombre de contact

La pression totale qui s'exerce sur le plan de fracture, et donc sur l'ensemble des mailles, correspond à la somme des pressions locales agissant sur les  $N$  sommets  $i$ .

$$p_m = \frac{1}{N_c} \cdot \sum_{i=1}^{N_c} \Delta P_i \quad [78]$$

Chaque fracture est initialement caractérisée par trois points de contact. Ceux-ci sont relativement éloignés les uns des autres et définissent le plan moyen des fractures.

### 5.3.2. Sommets et rayons de courbures des contacts.

Un sommet est défini comme une maille dont la hauteur  $Z_c$ , est supérieure aux mailles adjacentes. Trois types de mailles ont été définies en fonction de leur altitude par rapport à 8 (sommets d'ordre 1, 9 mailles adjacentes), 24 (sommets d'ordre 2, 25 mailles adjacentes), ou 48 (sommets d'ordre 3, 49 mailles adjacentes) mailles adjacentes (Figure 114). Ces trois types de sommets ont été identifiés sur chaque fracture, ils correspondent de façon réaliste aux aspérités développées par ces surfaces naturelles. Leur proportion dépend des échantillons avec par exemple pour le grès (JS97-5) une majorité de sommets d'ordre 1 (faible rugosité) et pour le granite sain (fracture induite, JS96-19) la présence de plusieurs sommets d'ordre 3.

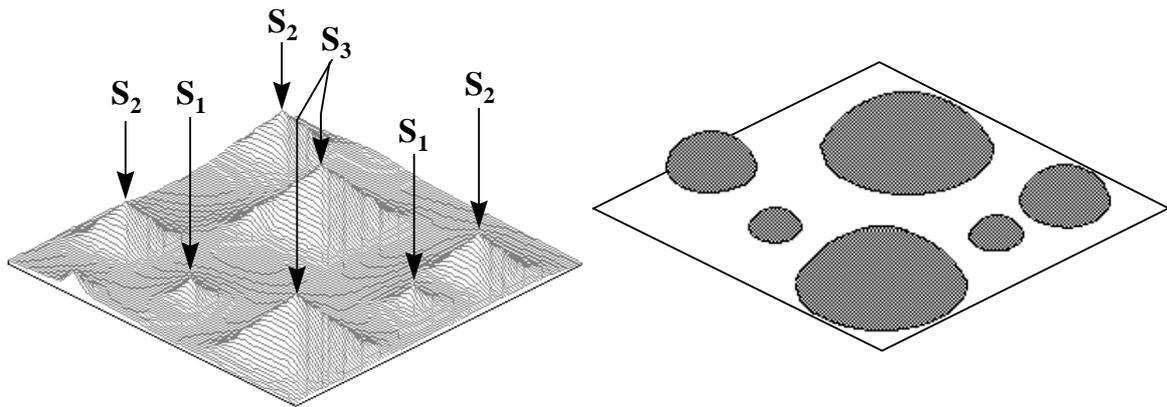


Figure 114: Schématisation de l'identification des sommets à partir de la carte des hauteurs composites d'une fracture.

Ces jeux de mailles particulières sont modélisés par des sphères de rayon de courbure différents qui dépendent de leur hauteur  $Z_c$  relative. Ces rayons sont calculés [équation 79] après leur identification, d'après le modèle de Yoshioka (1994) (Figure 115). Un sommet d'ordre 1 (sur 9 mailles  $i$ ) de coordonnées  $x_0$  et  $y_0$  dans le système de coordonnées du maillage bidimensionnel est caractérisé par son rayon de courbure  $R_c$ :

$$R_c^2 = \frac{1}{9} \sum_{i=1}^9 [(x_i - x_0)^2 + (y_i - y_0)^2 + (Z_{c_i} - Z_{c_0})^2] \quad [79]$$

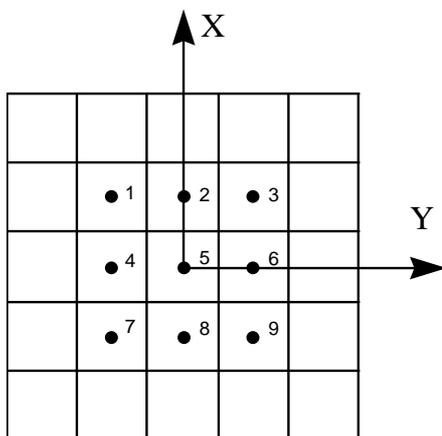


Figure 115: Système de coordonnées  $X, Y$  du maillage des hauteurs composites permettant le calcul du rayon de courbure caractéristique du sommet ( $X_0, Y_0$ , ici d'ordre 1. Ce sommet domine en altitude  $Z_c$  les 8 mailles adjacentes. (Yoshioka, 1994 modifié).

Un programme informatique a été réalisé. Il permet de conjuguer les deux modèles hydraulique (Lecomte, 1986) et mécanique (Yoshioka, 1994, Brown et Scholz, 1986) Cette automatisation des calculs a permis de recalculer pour chaque incrément de fermeture  $\Delta h_i$  des épontes de la fracture, la pression totale, ou contrainte normale agissant sur son plan.

#### 5.4. Application: comportement hydromécanique des fractures à Soultz.

A Soultz, des tests d'injection hydraulique ont été réalisés à différentes profondeurs du puits GPK1. Ce forage est adjacent du puits EPS1 (150 m d'écart, cf. Figure I3) mais n'a pas été carotté. Les résultats de calculs des contraintes dans GPK1 ont permis d'établir un profil de magnitude de contraintes entre -1458 et -2000 m (Rummel et Baumgärtner, 1991, Klee et Rummel, 1993). La contrainte verticale  $\sigma_v$  définit la contrainte lithostatique:

$$\begin{aligned}\sigma_h &= 15,1 + 0,0179 \cdot (z - 1458) \\ \sigma_H &= 24,6 + 0,0198 \cdot (z - 1458) \\ \sigma_v &= 0,024 \cdot z\end{aligned}$$

$\sigma_h$ : contrainte horizontale minimale en MPa,  $\sigma_H$ : contrainte horizontale maximale en MPa  
 $\sigma_v$ : contrainte verticale en MPa,  $z$ : profondeur en m.

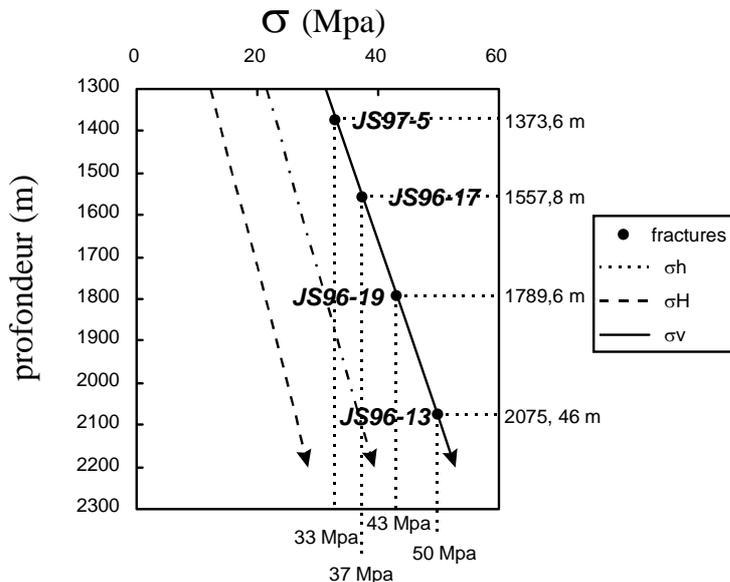


Figure 116: Contraintes horizontale minimale ( $\sigma_h$ ), horizontale maximale ( $\sigma_H$ ) et verticale ( $\sigma_v$ ) mesurées actuellement dans le forage GPK1 (Rummel et Baumgärtner, 1991, Klee et Rummel, 1993). La contrainte verticale  $\sigma_v$  représente la pression lithostatique et par conséquent, donne une estimation de la contrainte normale maximale qui s'applique sur les différents plans de fractures (points noirs).

La pression lithostatique est équivalente à la contrainte normale si les fractures sont horizontales. La présence d'un pendage, aussi faible soit-il, induit automatiquement une contrainte cisailante sur le plan de fracture. L'effet du cisaillement sur la propagation des écoulements fluides dans un plan de fracture rugueux n'a pas été pris en compte dans cette étude.

Les fractures échantillonnées dans EPS1 sont toutes faiblement inclinées, avec des valeurs de pendage inférieures ou égales à  $39^\circ$  (cf. Tableau 14). La contrainte normale appliquée est donc plus

faible que la contrainte lithostatique mais a permis de caler une valeur de contrainte normale maximale (Figure 116).

#### 5.4.1. Fermeture mécanique des fractures.

Les simulations concernent la fermeture des quatre échantillons macroscopiques de grès (JS97-5) et de granite (JS96-13, JS96-17 et JS96-19) à différentes profondeurs et différents degrés d'altération (cf. Tableau 14).

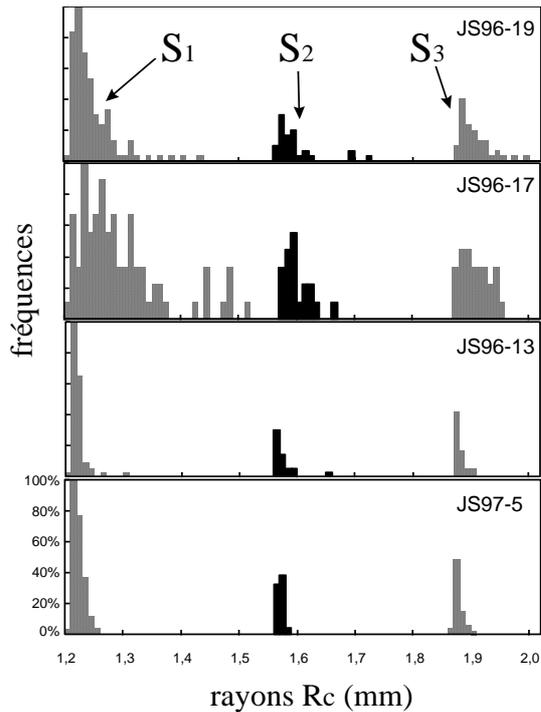


Figure 117: Histogrammes de fréquences des rayons de courbures calculés pour les différents sommets (ordre 1:  $S_1$ , 2:  $S_2$  ou 3:  $S_3$ ) et pour les différentes fractures. Ces sommets sont des aspérités potentielles sur le plan de fracture: tous n'entreront pas en contact.

Dans chaque cas, la carte des hauteurs composites a été calculée et ce, pour chaque incrément de fermeture des fractures. Le maillage bidimensionnel résultant a permis d'identifier les différents sommets de rayons de courbure différents (Figure 117), donc les points de contact potentiels des épontes.

Dans tous les cas, les différents sommets sont bien représentés avec une majorité de sommets d'ordre 1 (relatifs à 8 mailles adjacentes). Cette distribution particulière des sommets et des rayons de courbure est importante car le comportement élastique des fractures en dépend. Un sommet de rayon de courbure faible concentre beaucoup plus les charges locales qu'un sommet de base plus large qui tendra plutôt à les dissiper.

Ces sommets entrent progressivement en contact au cours de la modélisation. Les courbes déplacement ( $\Delta H$ ) - contrainte normale ( $\sigma_n$ ) présentent des allures similaires (Figure 118) et peuvent être décomposées en deux parties (Gentier, 1986). La première partie, caractéristique de contraintes inférieures à 20 Mpa dans le cas étudié, correspond à la fermeture de la fracture. Les épontes entrent en contact progressivement. La deuxième partie des courbes est de type hyperbolique et traduit une

réponse élastique de la fracture. Les déplacements  $\Delta H$  font apparaître constamment de nouveaux points de contact dont le nombre  $N_c$  évolue parallèlement à l'augmentation de la contrainte normale. La surface de contact moyenne (rapport entre la surface réelle des contacts et leur nombre  $N_c$ ) tend à se stabiliser (Figure 119). Les premiers contacts s'élargissent et de nouveaux contacts apparaissent. La contrainte normale est appliquée sur une surface qui augmente régulièrement, les épontes de la fracture réagissent élastiquement et les courbes  $\Delta H$ - $\sigma_n$  deviennent linéaires.

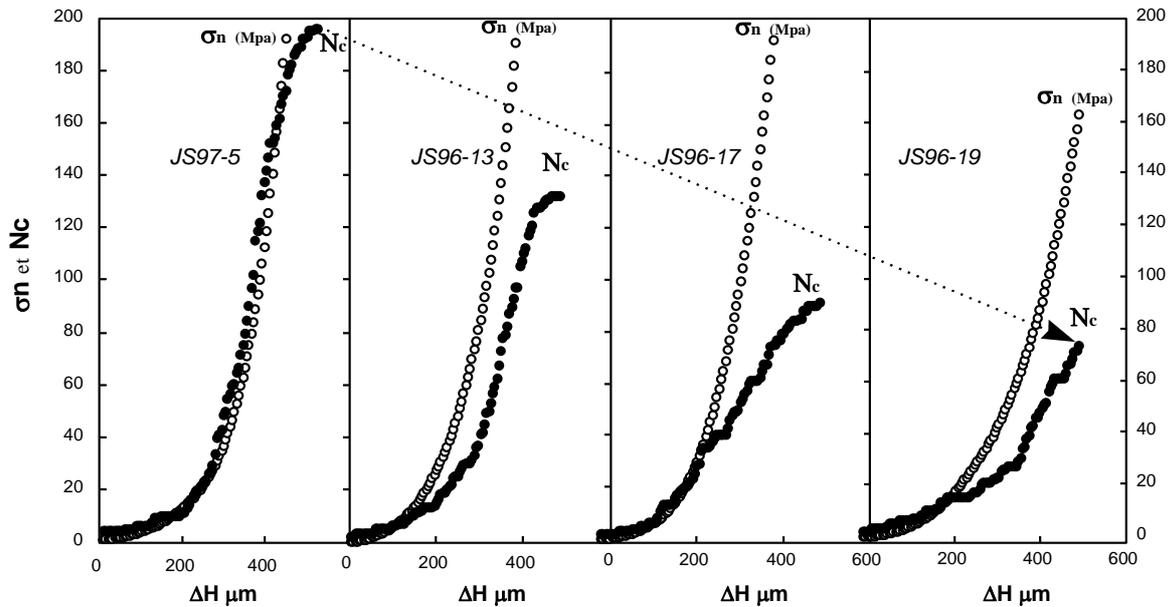


Figure 118: Courbes théoriques fermeture ( $\Delta H$   $\mu\text{m}$ ) - contrainte normale  $\sigma_n$  (MPa) théoriques obtenues par le modèle de Brown et Scholz (1986) et Yoshioka (1994). Le nombre de points de contact a été également reporté sur les graphes en fonction de  $\Delta H$  et pour les quatre fractures macroscopiques JS96-13 (granite très altéré, colmatage chlorite), JS96-17 (granite peu altéré, colmatage hématite), JS96-19 (granite sain, fracture induite) et JS97-5 (grès avec colmatage barytine).

Généralement, le changement de pente observé sur les courbes expérimentales  $\Delta H$ - $\sigma_n$  intervient pour des contraintes inférieures ou égales à 15 MPa (Barton, 1982, Gentier, 1986, Tsang et Witherspoon, 1981, Detournay, 1979). Cette valeur de contrainte "critique" est plus importante ici et en général proche de 20 MPa.

Lors de l'acquisition des données par profilométrie mécanique (cf. § 3.1.), l'emboîtement des épontes a été réalisé par repérage des faces inférieure et supérieure des fractures grâce à des cales-étalons. Cependant, les fractures ont été imbriquées manuellement et leur juxtaposition n'est pas forcément idéale. Chaque fracture est initialement caractérisée par trois contacts. Ce nombre est relativement faible comparativement aux 1444 mailles minimum (JS96-17) ou 5041 maximum (JS97-5) qui définissent les différentes surfaces. La fermeture initiale de la fracture ne correspond donc probablement pas à son état réel de décompression.

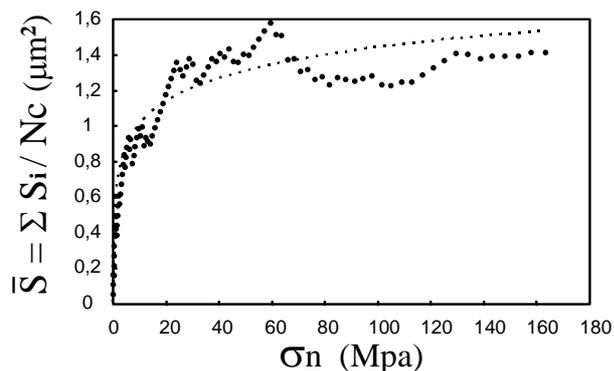


Figure 119: Surface moyenne de contact  $\bar{S}$  en fonction de la contrainte normale  $\sigma_n$  (fracture JS96-19). Cette surface représente la surface réelle ( $\Sigma S_i$ ) développée par la totalité des contacts rapportée à leur nombre  $N_c$ . Cette courbe se stabilise progressivement, et la surface moyenne de contact tend à être relativement constante avec l'augmentation de la contrainte normale (comportement élastique de la fracture).

Cette différence de contrainte "critique" peut donc provenir de la définition de la fermeture initiale des fractures. Ceci implique que les valeurs de contraintes obtenues lors de cette modélisation sont légèrement trop élevées, les courbes devant être décalées vers le bas.

L'objectif de cette étude est principalement de visualiser le comportement des différentes fractures en fonction de leur rugosité donc de leur degré d'altération. Les valeurs de contrainte seront donc utilisées comme des ordres de grandeur.

Les différentes fractures présentent des courbes  $\sigma_n = f(\Delta H)$  similaires mais des comportements différents sous contrainte normale. Deux évolutions des nombres de points de contacts ( $N_c$ ) avec  $\Delta H$  peuvent être observées en Figure 118. L'échantillon de grès (JS97-5) et le granite très altéré (JS96-13) présentent les mêmes allures de courbes avec un nombre de points de contacts important et qui augmente très rapidement à partir d'une certaine valeur de  $\Delta H$  (250  $\mu\text{m}$  dans les deux cas). Des incréments de fermeture très faibles provoquent alors un comportement "critique" des épontes qui s'imbriquent et se contactent rapidement. Ces deux fractures, malgré leur rugosité peu développée, semblent présenter des aspérités majeures qui supportent l'écrasement des épontes. La Figure 120, qui décrit les variations d'épaisseurs minimales (non nulles) des plans de fractures en fonction de leur épaisseur moyenne permet de visualiser ce phénomène. Dès qu'un contact est réalisé, l'épaisseur de la maille correspondante devient nulle et l'épaisseur minimale augmente brutalement devenant caractéristique d'une autre maille. Les fractures JS96-13 et JS97-5 montrent plusieurs pics isolés qui correspondent à des contacts majeurs tandis que les fractures échantillonnées dans le granite sain (JS96-17 et JS96-19) présentent une diminution graduelle (nombreux pics) de leurs épaisseurs moyennes et minimales (Figure 120). Ces dernières sont donc caractérisées par des épontes bien imbriquées qui entrent en contact progressivement. Leur rugosité est plus importante que celle observée pour JS96-13 et JS97-5, mais par conséquent plus régulière.

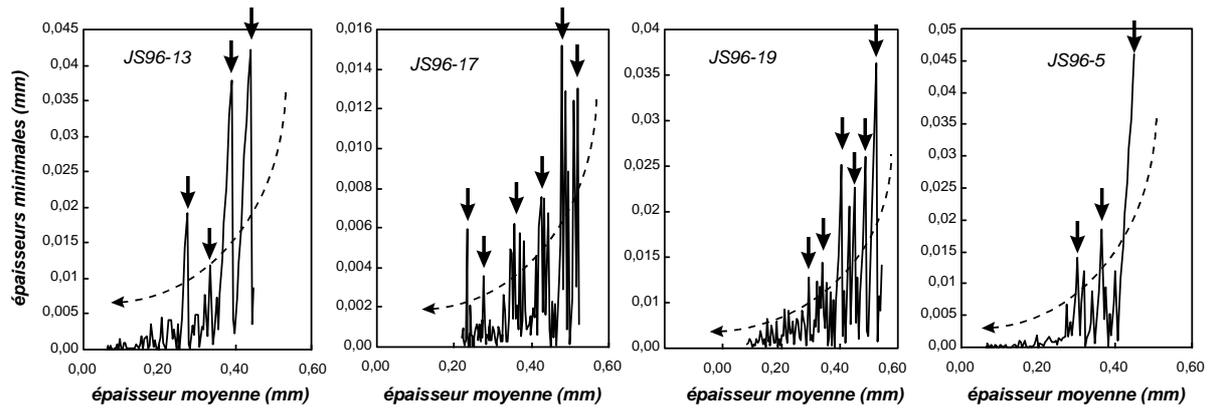


Figure 120: Variation de l'épaisseur minimale des fractures en fonction de leur épaisseur moyenne au fur et à mesure de l'apparition des contacts ( $\Delta H$  de 0 à 500  $\mu\text{m}$ ). Les sauts d'épaisseur minimale pour une valeur moyenne croissante (flèches) permettent de visualiser l'apparition rapide de contacts nombreux pour certaines valeurs de  $\Delta H$  donc d'épaisseurs moyennes. Les épontes des fractures JS96-17 et JS96-19, qui recourent un granite sain entrent en contact de façon plus progressive (nombreux pics) par rapport à celles des échantillons JS96-13 (granite très altéré) et JS96-5 (grès).

Ces différences peuvent être également visualisées sur les cartes de contacts proposées en Annexe 8 et dont un exemple est présenté en Figure 121.

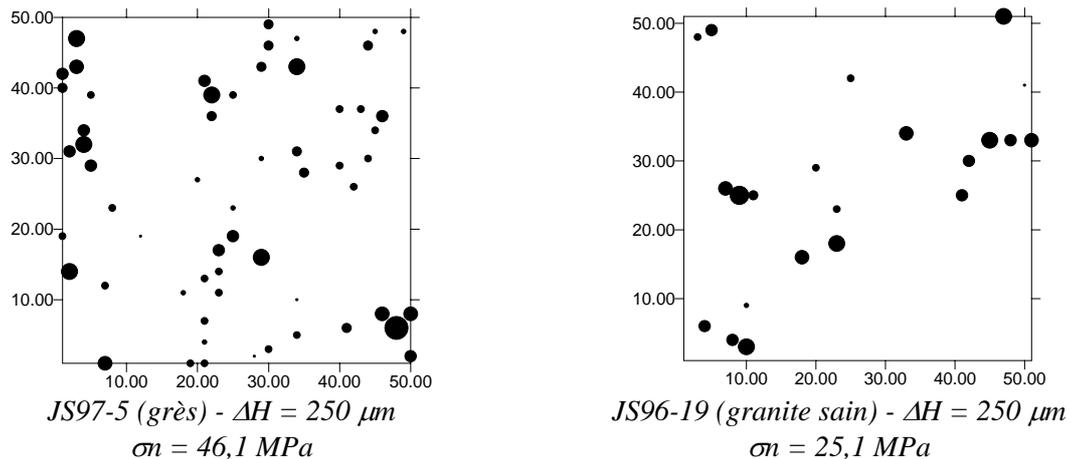


Figure 121: Carte des contacts (points noirs) à  $\Delta H = 250 \mu\text{m}$  pour les fractures JS97-5 (grès) et JS96-19 (granite sain). La taille des symboles est proportionnelle à la pression élémentaire  $\Delta P_i$  (maximum 6000  $\text{MPa}/\text{m}^2$  et équivalente pour les deux fractures). Les autres cartes de contact sont placées en Annexe 8.

A 250  $\mu\text{m}$  de fermeture, les épontes du grès développent effectivement de nombreux points de contacts. Ceux-ci sont caractérisés par des pressions élémentaires  $\Delta P_i$  soit très faibles, soit très importantes avec peu de cas intermédiaires. Les épontes de cette fracture reposent principalement sur les premiers points de contacts réalisés. Au contraire, l'échantillon JS96-19 développe moins de contacts mais avec des pressions locales globalement homogènes. Ce plan de fracture peut de ce fait développer des vides résiduels plus importants que le premier pour cet incrément de fermeture.

La rugosité des épontes est directement fonction du degré d'altération de la roche donc de l'importance du colmatage quand il est présent. Plus la rugosité diminue, plus le nombre de contacts

augmente (Figure 118). Une gradation inverse est par contre observée pour l'évolution des surfaces de contact en fonction de la fermeture des fractures (Figure 122). A 1374 m de profondeur (JS97-5), 0,56% de la surface de fracture du grès est en contact. Cette faible valeur représente cependant de nombreux points (Figure 121) et plus particulièrement les contacts initiaux. Au contraire, la fracture JS96-19, induite dans le granite sain (1790 m de profondeur), présente uniquement 23 points de contact mais ceux-ci représentent 2,10% de la surface totale de la fracture. Ces contacts sont plus larges car proéminents. La fermeture progressive de la fracture tronque ces grosses aspérités et augmente leur surface de contact.

Remarque: les surfaces de contact restent globalement faibles. Ceci dérive directement du modèle de Hertz qui suppose un contact sphère-plan limité à un disque de faible rayon.

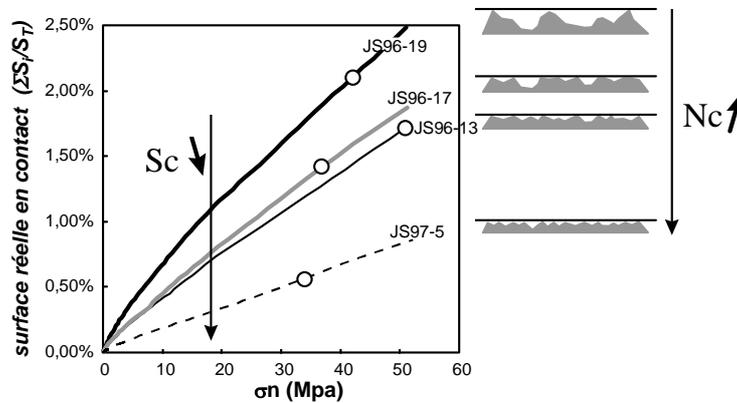


Figure 122: Variation de la surface réelle en contact (rapport entre la somme des surfaces développées par chaque contact  $\Sigma S_i$  et la surface totale d'application de la contrainte  $S_f$ ) en fonction de la valeur de  $\sigma_n$  (contrainte normale). Cette surface augmente avec la contrainte normale. Les points blancs correspondent aux contraintes normales agissant sur les fractures en position in situ dans le forage EPS1. Une rugosité peu développée (pour le grès JS97-5, par exemple) implique un nombre de contact  $N_c$  (cf. Figure 118) important mais de petite taille donc de faible surface de contact.

Les fractures sont donc caractérisées par des cartes d'épaisseurs et de contacts spécifiques (cf. Annexe 8) aux différentes profondeurs du forage EPS1 où elles ont été identifiées. Ces différences ont des conséquences directes sur leurs propriétés hydrauliques. Les surfaces de contacts (Figure 122) et la localisation des zones d'épaisseurs importantes vont en effet, conditionner les écoulements fluides et leurs éventuelles chenalizations.

#### 5.4.2.Écoulement sous contrainte normale croissante.

La modélisation des écoulements fluides à l'intérieur des plans de fractures a été réalisée pour différents incréments de fermetures  $\Delta H$  (Tableau 23).

Parmi les nombreuses possibilités de représentation des cartes de débits, deux ont été choisies dans cette étude. La représentation des directions de flux (vecteurs  $\vec{Q}_i = \vec{Q}_{xi} + \vec{Q}_{yi}$ , composantes du débit respectivement perpendiculaires ou parallèles au gradient de charge hydraulique (cf. Figure 111) et la

carte des débits  $Q_i$  ont permis de visualiser plus nettement les phénomènes de chenalizations. Elles ont été placées en Annexe 8.

	<i>JS97-5</i>	<i>JS96-13</i>	<i>JS96-17</i>	<i>JS96-19</i>
$\Delta H$ mm ( $\mu\text{m}$ )	$Q_i$ moyen ( $\text{cm}^3/\text{s}$ )			
0	0,72	1,01	1,19	2,42
20	0,63	0,93	1,18	2,71
40	0,57	0,85	1,22	2,59
60	0,50	0,75	1,00	2,47
80	0,43	0,66	0,78	2,31
100	0,37	0,60	0,79	2,08
150	0,18	0,27	0,40	1,79
200	0,12	0,19	0,28	1,54
250	0,06	0,12	0,20	1,21

Tableau 23: Débits moyens calculés à partir des maillages bidimensionnels d'épaisseurs des fractures pour différents incréments de fermeture  $\Delta H$ .

A nouveau, deux comportements spécifiques grès/granite très altéré et granite sain, peuvent être observés.

Les deux premières fractures (JS97-5 et JS96-13), présentent initialement quelques chenalizations mais peu prononcées. Ces directions préférentielles d'écoulements fluides sont mises en évidence en distinguant les zones de flux moyens des zones de débits plus forts ou faibles (Figure 123).

La présence de débits élevés empruntant des chemins bien délimités est initialement due à la répartition des épaisseurs dans le plan de fracture. Ces épaisseurs sont faibles et relativement homogènes (cf. Figures 88 et 93). Elles sont cependant bien organisées avec une répartition initiale en chenaux d'épaisseur importante (cf. Annexe 8).

Une augmentation de la contrainte normale provoque par la suite, une homogénéisation des débits au sein du plan de fracture (Figure 123). L'apparition de points de contacts semble donc favoriser une régularisation des flux plutôt que leur perturbation. La fermeture progressive de la fracture implique une disparition progressive des épaisseurs minimales. Les zones d'épaisseurs importantes (vides résiduels) sont également de moins en moins prononcées. La distribution des ouvertures, initialement homogènes tend alors à le devenir encore plus. Le fluide peut donc s'écouler entre deux plans faiblement rugueux, d'épaisseur globalement constante, sans être perturbé par des contacts nombreux, dispersés mais peu marqués.

La fracture JS96-17 présente initialement une importante chenalisation des fluides avec 40% de sa surface correspondant à des débits élevés (Figure 123). Ceci est directement relié à la carte des épaisseurs de la fracture (cf. Annexe 8). Les points de contacts apparaissent rapidement et présentent des pressions locales importantes. Ils se situent principalement dans les zones de débits faibles et permettent une conservation de la chenalisation. Celle-ci devient plus diffuse, montrant des différences de débits moins importantes, mais est globalement conservée avec l'augmentation de contrainte.

#### JS97-5

$\Delta H = 0 \mu\text{m} / \sigma_n = 0 \text{ Mpa}$

$\Delta H = 100 \mu\text{m} / \sigma_n = 3,5 \text{ Mpa}$

$\Delta H = 250 \mu\text{m} / \sigma_n = 46,1 \text{ Mpa}$

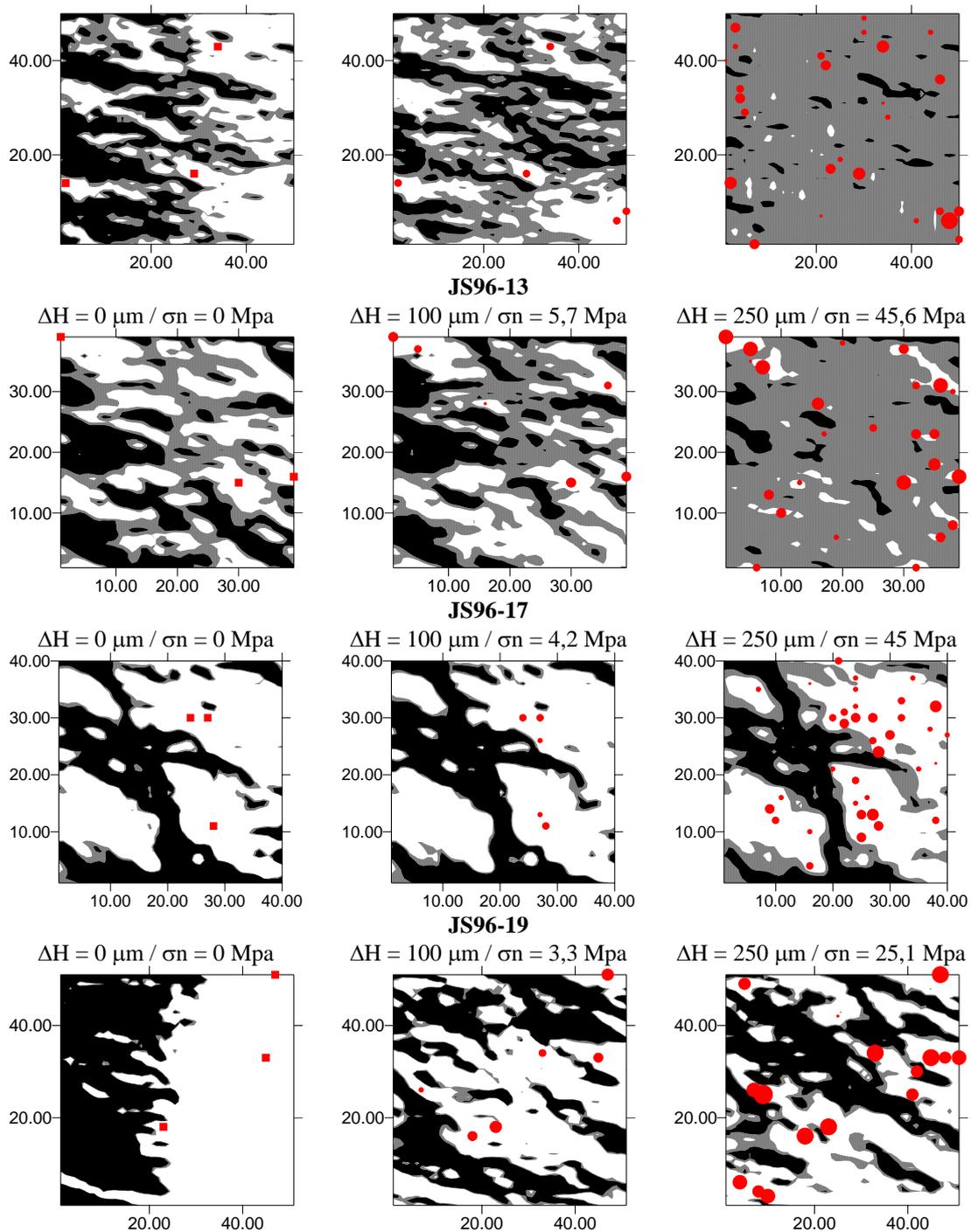


Figure 123: Cartes des débits  $Q_i$  correspondant aux quatre fractures JS97-5 (grès - colmatage partiel barytine), JS96-13 (granite très altéré - colmatage chlorite), JS96-17 (granite sain - colmatage partiel hématite) et JS96-19 (granite sain - fracture induite) dans leur état initial décompressé (3 points de contacts - symboles carrés,  $\Delta H = 0 \mu\text{m}$ ) et pour des états de contrainte intermédiaires (cf. Annexe 8). Les flux sont représentés par les débits moyens  $\pm 10\%$  (zones grisées), les débits supérieurs (zones noires) et inférieurs (zones blanches) à cette valeur moyenne. Les différents points (symboles ronds) représentent les contacts et leur taille est proportionnelle aux pressions locales qu'ils supportent.

La fracture JS96-19 est par contre, caractérisée par un comportement sous contrainte totalement différent des précédents. Les flux sont au départ, très homogènes, respectant le gradient de charge hydraulique. Ceci est dû aux fortes épaisseurs initiales développées par le plan de fracture (750  $\mu\text{m}$  en

moyenne par rapport à 450  $\mu\text{m}$  pour JS97-5 et JS96-13 et 520  $\mu\text{m}$  pour JS96-17). Cependant, la fermeture de la fracture s'accompagne de l'entrée en contact de grosses aspérités relativement isolées. Elles supportent la contrainte normale et sont caractérisées par des pressions locales très importantes (Figure 124). Cette configuration des contacts est identique pour la fracture JS96-17. Cependant, leur positionnement est différent pour cette dernière. Les contacts de JS96-19 sont relativement dispersés tandis que les chenaux de la fracture JS96-17 sont conservés et entretenus par l'apparition de contacts localisés dans des zones étendues d'épaisseurs faibles.

La présence de grosses aspérités réparties aléatoirement sur les épontes de JS96-19 permet donc le développement d'une chenalisation qui s'accroît avec la fermeture de la fracture.

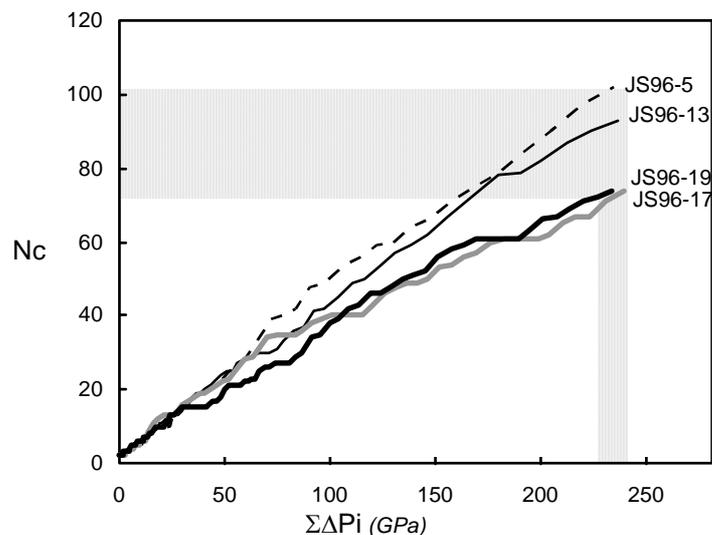


Figure 124: Pressions totales ( $\Sigma\Delta P_i$ ) exercées sur les différents points contacts en fonction de leur nombre ( $N_c$ ). Les échantillons JS96-17 et JS96-19 (granite sain) atteignent des valeurs de pression importantes avec peu de points de contact tandis que les deux échantillons JS96-13 et JS96-17 en nécessitent de plus nombreux.

Pour un même niveau de fermeture ( $\Delta H = 250 \mu\text{m}$ ), les configurations des écoulements sont donc globalement différentes. La fermeture de la fracture JS96-19 fait apparaître une chenalisation de plus en plus prononcée tandis que les trois autres échantillons et plus particulièrement JS96-13 et JS97-5, tendent à homogénéiser les écoulements fluides (Figure 123).

Cette étude a considéré des fractures subhorizontales et de ce fait a négligé l'influence d'une contrainte cisailante qui peut induire un endommagement des aspérités (Sabaddini, 1994). Elle a cependant permis de démontrer, certes par le biais de modélisations, que la fermeture des fractures sous contrainte normale n'impliquait pas forcément une accentuation de la chenalisation des écoulements fluides.

Ces phénomènes sont en effet très dépendants de la rugosité des surfaces de fractures et surtout de la localisation des points de contacts des épontes et de la pression qu'ils supportent.

Une fracture induite (telle que JS96-19) qui recoupe un granite sain présente des épontes très rugueuses et tortueuses. Ces grosses aspérités contrôlent la chenalisation des fluides sous contrainte. Des zones de la surface de fracture sont donc moins percolées. Cette hétérogénéité des écoulements peut alors induire des différences dans les taux de dissolution ou cristallisation à l'interface fluide-roche et contribuer à augmenter une rugosité initialement importante. Cependant, le dépôt progressif de minéraux secondaires sur les épontes des fractures permet un lissage progressif des surfaces. Le colmatage partiel d'hématite dans la fracture JS96-17, qui recoupe également un granite sain ou la présence localisée de barytine sur la fracture JS97-5 pourrait illustrer ce phénomène. La conjugaison des phénomènes d'altération permet donc, à terme, un colmatage régulier des épontes qui s'accompagne par une diminution des hauteurs d'aspérités. La fracture JS96-13 en est un exemple. Le fluide percole régulièrement une fracture dont l'ouverture est de plus en plus homogène et permettra, à un stade d'altération plus avancé, son colmatage complet.

## **5.5. Conclusion.**

Les calculs de perméabilité de fissures sont basés sur des équations qui prennent en compte leur comportement hydraulique, mécanique et parfois thermique (stockages). Ces processus couplés sont plus ou moins bien intégrés dans les différents modèles actuels.

Généralement, la caractérisation des fractures est négligée dans ces approches et en particulier la rugosité et la tortuosité des fractures macroscopiques et microscopiques.

Les approches numériques qui ont été réalisées dans cette étude ont permis de mieux caractériser et quantifier à partir d'exemples naturels le rôle joué par la topologie des surfaces dans les propriétés de transport au sein des fractures. Elles nécessitent des moyens expérimentaux simples (profilométrie mécanique, analyse d'images) qui permettent une acquisition de données rapide. Les profils obtenus sont caractérisés par un nombre de points relativement faibles par rapport aux données de la littérature. Cependant, ces techniques ont permis de visualiser des différences de rugosité importantes entre fractures ou fissures qui sont directement dépendantes de leur degré d'altération et/ou de colmatage. Les paramètres statistiques tels que tortuosité et rugosité (JRC et RMS) se sont révélés être des paramètres physiques fondamentaux qui sont conditionnés et conditionnent fortement les écoulements et le temps de résidence du fluide dans la roche donc les altérations.

Ces paramètres spécifiques de chaque système de fractures (à toutes échelles) sont fréquemment décrits par des approches de type fractales. Cependant, l'utilisation de fractures idéalisées, dont les aspérités sont soit, générées aléatoirement, soit à partir de leurs caractéristiques auto-affines, ne semble pas adaptée, au regard de cette étude, à une description fine du milieu naturel.

La quantification de la rugosité des plans de fractures naturelles est donc certainement l'une des voies de recherches les plus prometteuses dans l'objectif d'une quantification précise des écoulements de fluides au sein même des fractures, quelle que soit leur échelle.



# **Chapitre V:**

---

***Théorie de la rupture et  
quantification des contraintes.  
Application au système filonien de  
Sultz-sous-Forêts.***



# 1. INTRODUCTION

Les anisotropies structurales aux échelles mésoscopiques (failles, diaclases, fentes de tension, plans de schistosité,...) ou microscopiques (microfissures, sous-joints de grains, axes optiques des minéraux,...) sont les témoins des déformations subies par un volume rocheux au cours de son histoire.

De nombreux travaux ont permis de définir les orientations et les magnitudes des paléocontraintes ayant agi sur un massif rocheux grâce à l'étude des populations de failles qu'elles ont fait fonctionner (Carey et Brunier, 1974; Angelier, 1979 et 1989; Armijo et Cisternas, 1978, Etchecopar et al., 1981; Dezayes, 1995). Ces méthodes sont basées sur l'étude des plans de failles striés dont le jeu résulte, par hypothèse, d'un même état de contrainte moyen. Ces tenseurs sont caractéristiques des paléocontraintes régionales. La présence de stries sur un plan de faille témoigne effectivement du mouvement de cette dernière.

Pourtant, d'autres marqueurs de l'activité de ces failles peuvent être étudiés. La présence de minéraux secondaires entre les épontes des fractures implique leur ouverture et leur colmatage plus ou moins complet en présence de fluides à un moment de leur histoire (cf. Chapitre II). Les contraintes et les pressions fluides en présence lors de leur colmatage impliquent leur ouverture. La présence de systèmes filoniens dans un massif rocheux fracturé caractérise de ce fait, un état de contraintes particulier.

Ce travail a pour objectif la reconstitution des tenseurs de paléocontraintes caractéristiques de la mise en place des veines de quartz dans le massif granitique fracturé de Soultz-sous-Forêts.

## 2. PRESSION FLUIDE ET RUPTURE

### ***2.1. Rappels de mécanique des roches.***

#### *2.1.1. Notion de contraintes.*

Les roches de l'écorce terrestre sont soumises en permanence à des forces ou sollicitations. Ces contraintes sont globalement de deux types: les contraintes tectoniques et la pression lithostatique.

### a. Contraintes tectoniques.

Pour un corps macroscopiquement continu, soumis à aucune force et dont les atomes se trouvent en position d'équilibre, le vecteur contrainte  $\vec{\sigma}$  représente l'action de forces externes  $\Delta\vec{F}$  (conjugaison de forces de volume et de surface) appliquées sur une surface élémentaire  $\Delta S$  de ce corps en un point P. Ce rapport force/surface possède la dimension d'une pression  $[ML^{-1}T^{-2}]$ .

Le vecteur contrainte est rarement perpendiculaire à la surface élémentaire  $\Delta S$  (pression anisotrope). Il se décompose donc en deux vecteurs, l'un ( $\sigma n$ ) suivant la normale  $\vec{n}$  au plan de la surface, et l'autre ( $\tau$ ) suivant la tangente de ce plan (Figure 125).

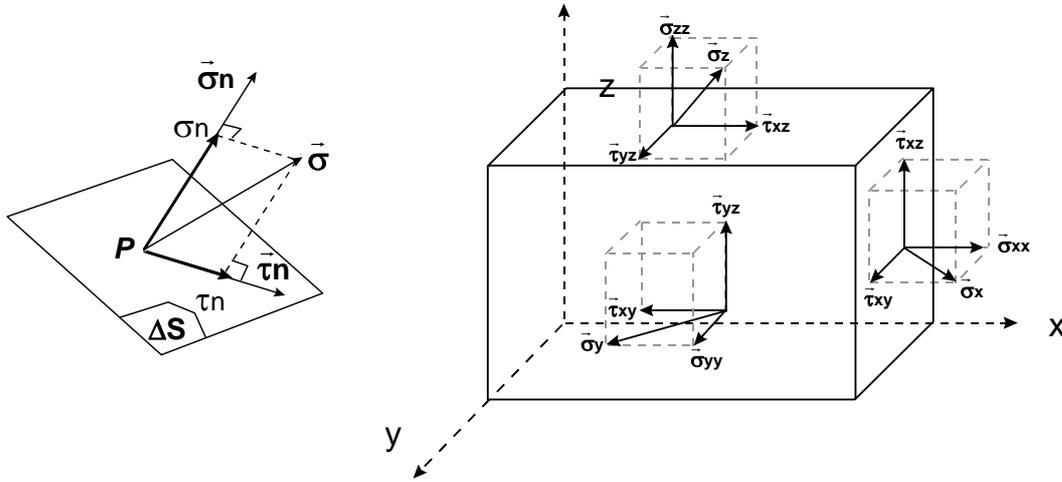


Figure 125: Vecteur(s) contrainte(s) appliqué(s) sur une surface ou en trois dimensions et décomposition du tenseur de contraintes en ses composantes normales et tangentielles.

Un état de contrainte tridimensionnel peut donc être exprimé par un tenseur [équation 80] dont les composantes sont les vecteurs normaux et tangentiels appliqués aux 3 faces orthogonales définies dans un repère xyz (Figure 125).

$$\vec{\sigma} = T \cdot \vec{n} \quad \text{avec} \quad T = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{xy} & \sigma_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{xz} & \tau_{yz} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} \quad [80]$$

Si on repère les vecteurs contraintes dans un référentiel orthogonal tel que les contraintes tangentielles soient nulles, on obtient un tenseur des contraintes principales (normales) dans lequel  $\sigma_1$  ( $\sigma_{xx}$ ),  $\sigma_2$  ( $\sigma_{yy}$ ) et  $\sigma_3$  ( $\sigma_{zz}$ ) sont respectivement les contraintes principales maximale, intermédiaire et minimale. Ces vecteurs sont les vecteurs propres du tenseur des contraintes, lequel s'exprime alors:

$$T = \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix} \quad [81]$$

## b. Pression Lithostatique.

La pression lithostatique représente la force agissant sur une surface élémentaire, produite par le poids des roches, à une profondeur  $h$ . Si la surface du sol est horizontale, cette pression s'exerce verticalement (contrainte verticale  $\sigma_v$ ) et a pour expression:

$$\sigma_v = \rho \cdot g \cdot h \quad [82]$$

$\sigma_v$ : pression lithostatique [Mpa].

$\rho$ : densité moyenne de la roche [ ].

$g$ : accélération de la pesanteur [ $m \cdot s^{-2}$ ].

$h$ : profondeur [m].

Cette pression s'ajoute aux contraintes tectoniques.

### 2.1.2. Notion de déformation rupturale.

La rhéologie (du grec *rheo*: couler, fluer) est la science qui décrit le comportement d'un matériau sous contraintes.. Chaque roche possède des propriétés rhéologiques intrinsèques (module d'Young, coefficient de Poisson, granulométrie, schistosité,...) qui dépendent des conditions physiques dans lesquelles elle se déforme (température, profondeur, contexte tectonique,...). Trois principaux types de déformation rupturale des matériaux sont distingués: élastique, plastique et fragile (Figure 126).

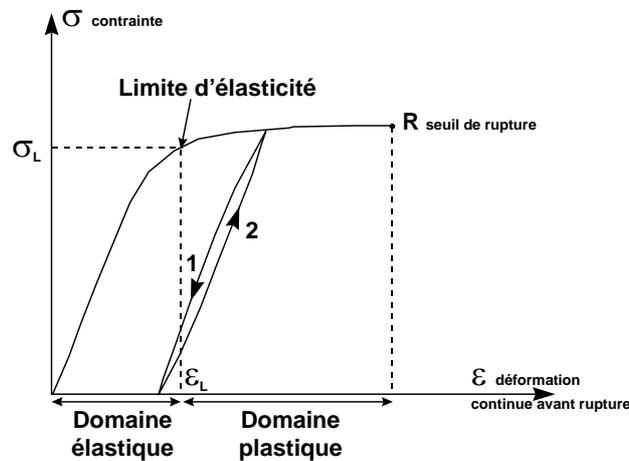


Figure 126: Courbe théorique contrainte - déformation d'un corps élasto-plastique. La première partie de la courbe est une droite de forte pente (relation linéaire entre contrainte ( $\sigma$ ) et déformation( $\tau$ )): domaine de la déformation élastique. Dans ce domaine, si la valeur de la contrainte ( $\sigma$ ) n'excède pas la valeur  $\sigma_L$ , la suppression de la mise en charge permet le retour de l'échantillon à un état non déformé. Au delà de  $\sigma_L$ , la courbe s'incurve et sa pente diminue: domaine de la déformation plastique. Si la contrainte est supprimée à ce stade (1) ou réactivée (2), la roche ne reprend pas sa forme initiale: déformation permanente. A partir d'un certain taux de déformation, la roche casse: seuil de rupture (R). Cette limite varie en fonction de la lithologie de la roche, des conditions de température et de pression, et de la valeur des contraintes appliquées (Mercier et Vergely, 1992 modifié).

Cette étude s'attachera plus particulièrement au comportement fragile donc à la formation de discontinuités majeures telles que failles, joints de cisaillement, filons, diaclases.

### 2.1.3. Expression dans le cercle de Mohr et courbe intrinsèque.

Dans un système de coordonnées rectangulaires où l'on porte en abscisse la composante tangentielle  $\tau_n$  de la contrainte (cisaillement) et en ordonnée la composante normale  $\sigma_n$ , le lieu de l'extrémité du vecteur contrainte est un cercle (cercle de Mohr). Dans le cas d'un régime de contraintes biaxial (contrainte plane), le cercle de Mohr (2D) représentant le plan des contraintes principales  $\sigma_3$  et  $\sigma_1$  peut être défini comme dans la Figure 127.

Les valeurs des contraintes normale  $\sigma_n$  et cisailante  $\tau_n$  s'exerçant sur un plan incliné dont la normale fait un angle  $\theta$  par rapport à la contrainte principale  $\sigma_1$ , correspondent respectivement à l'abscisse et l'ordonnée du point R exprimant la rupture sur le cercle de Mohr. Ainsi  $\tau_n$  est nulle pour  $\theta = 0^\circ$  ou  $90^\circ$ , c'est à dire le long des faces parallèles ou perpendiculaires à  $\sigma_1$  et passe par une valeur maximale quand  $\theta = 45^\circ$ .

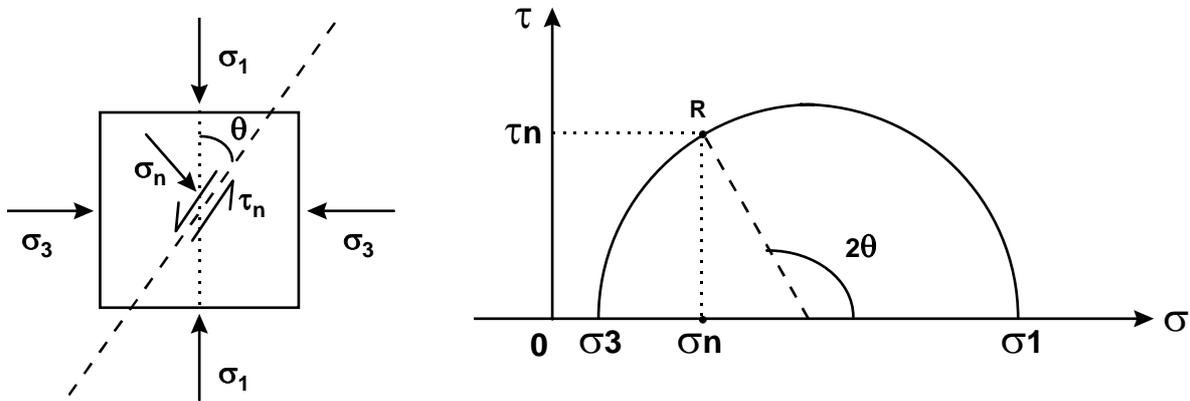


Figure 127: Etat de contraintes biaxial permettant l'initiation d'un plan de faille à  $\theta^\circ$  de l'axe de contrainte principale maximale  $\sigma_1$ . La projection des axes de contraintes principaux dans le plan de fracture permet la détermination des contraintes normales et tangentielles qui s'appliquent réellement sur la discontinuité. Ces relations géométriques entre fracture et contraintes sont interprétées et reconstituées dans le cercle de Mohr: courbe contrainte normale  $\sigma$  fonction de la contrainte tangentielle  $\tau$ .

La réalisation d'essais mécaniques successifs (charges croissantes) pour un matériau donné, permet de définir dans un graphe contrainte normale - contrainte cisailante, le lieu des points où la rupture du matériau intervient. L'ensemble des points de rupture de la roche décrit une courbe qui tangente tous les cercles de Mohr expérimentaux obtenus. Cette courbe est appelée courbe intrinsèque ou enveloppe de Mohr (Figure 128). Elle permet de décrire les propriétés rhéologiques d'une roche soumise à un régime de contrainte.

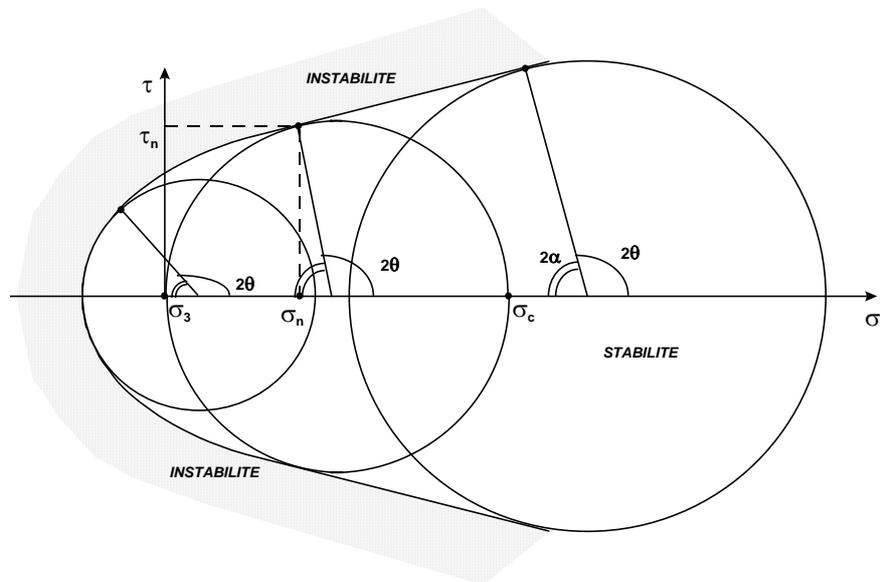


Figure 128: Définition de la courbe intrinsèque caractéristique d'une roche dans un diagramme contrainte normale  $\sigma$  - contrainte tangentielle  $\tau$ . L'ensemble des états de contraintes appliqués sur un matériau (essais mécaniques en laboratoire) permet de définir différents cercles de Mohr. La courbe intrinsèque est le lieu des points où les conditions de rupture sont obtenues: formation d'un plan de rupture dont la normale fait un angle  $\theta$  avec l'axe de contrainte principale maximale  $\sigma_1$ . Cette courbe définit un domaine où la roche est stable: l'état de contrainte n'est pas suffisant pour fracturer la roche, et un domaine instable où la fracturation est obtenue dès que le cercle de Mohr représentant l'état de contrainte appliqué tangente la courbe intrinsèque.

La courbe intrinsèque permet de déterminer l'angle  $\theta$  théorique entre les normales aux plans de rupture et la contrainte maximale compressive  $\sigma_1$ . L'angle  $2\alpha$  représente l'angle entre deux plans de fractures conjugués et est de la même manière fixé par la construction couplée cercle de Mohr - courbe intrinsèque.

Le comportement de la roche à la rupture et la courbe intrinsèque peuvent être décrits par deux critères modèles:

- Le critère de Coulomb (1773) définit une droite  $\sigma = f(\tau)$ , séparant les domaines de stabilité et d'instabilité (fracturation) d'un matériau. La zone d'instabilité est caractérisée par un couple de contraintes  $\sigma_n$  et  $\tau_n$  dont l'action conjuguée s'oppose aux forces de frottements (friction) et à la cohésion interne du matériau pour permettre la propagation d'un plan de fracture. Ces paramètres, propriétés intrinsèques de la roche sont définis expérimentalement. Le critère de Coulomb s'exprime de la façon suivante:

$$\tau_n = C_0 + \mu \cdot \sigma_n \quad [83]$$

$\tau$ : contrainte cisailante

$\sigma$ : contrainte normale au plan de fracture potentiel.

$C_0$ : cohésion interne de la roche.

$\mu$ : coefficient de friction.

- Le critère de Griffith (1921) est basé sur l'hypothèse que la rupture d'une roche est atteinte après un stade de microfracturation. L'application d'un tenseur de contraintes sur un matériau permet en effet, de produire de nombreuses microfissures qui fragilisent l'ensemble de l'échantillon et qui à terme, guident l'ouverture du plan de fracture. Cette condition de rupture dépend à nouveau des propriétés intrinsèques du matériau et en l'occurrence, est fonction de sa résistance à la traction  $T$ . L'enveloppe de Mohr correspondante est construite à partir de l'équation suivante:

$$\tau_n^2 - 4 \cdot T \cdot \sigma_n - 4 \cdot T^2 = 0 \quad [84]$$

$\tau_n$ : contrainte cisailante

$\sigma_n$ : contrainte normale au plan de fracture potentiel.

$T$ : résistance du matériau à la traction.

La formation des microfractures décrite par Griffith doit être cependant nuancée. Si l'intensité de la contrainte compressive maximale est importante, elle aura tendance à refermer ces microstructures. Dans ce cas, la roche est considérée comme intacte, et son comportement à la rupture est théoriquement fixé par le critère de Coulomb [83].

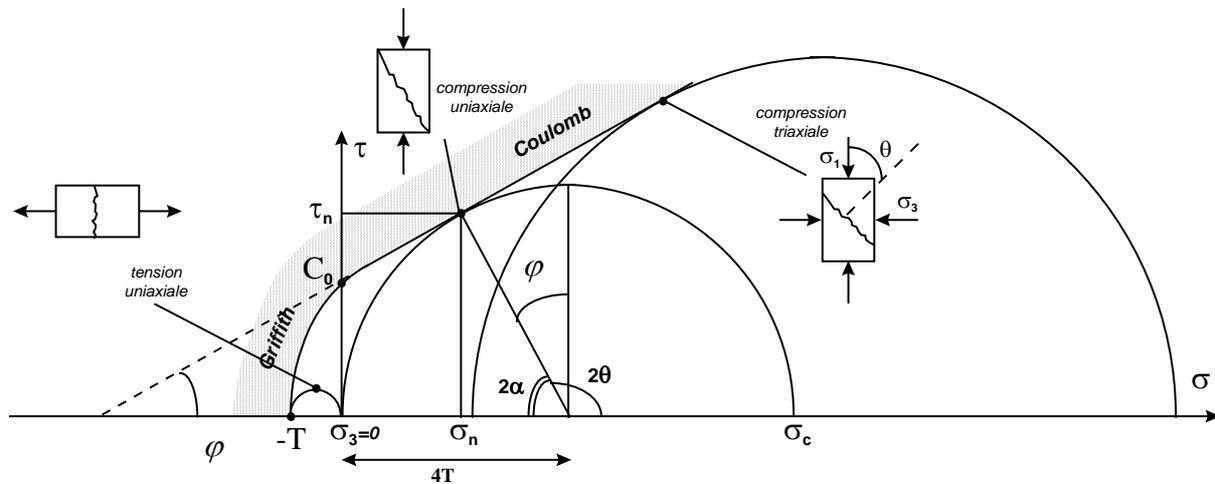


Figure 129: Positionnement de la courbe intrinsèque d'une roche à partir de trois états de contraintes particuliers. (1)  $\sigma_3 = -T \rightarrow$  tension uniaxiale,  $\sigma_3 = 0 \rightarrow$  compression uniaxiale et  $\sigma_3 > 0 \rightarrow$  compression triaxiale) dans un diagramme de Mohr. Cette courbe est définie par le critère de Griffith pour des états de tension uniaxiale. Elle intercepte l'axe des ordonnées ( $\tau$ ) en  $C_0$  (cohésion interne du matériau) puis devient linéaire (critère de Coulomb) pour des états compressifs.

La courbe intrinsèque d'une roche correspond donc à une combinaison des deux critères (Figure 129): une courbe parabolique dont l'équation est donnée par Griffith pour  $\sigma_n \leq 0$  et une partie linéaire pour  $\sigma_n > 0$  (Coulomb).

## 2.2. La pression fluide.

### 2.2.1. Définition.

La "pression fluide" est la pression exercée par les fluides interstitiels présents dans les pores ou fissures de la roche. Elle agit en sens inverse de la pression lithostatique:

La présence de fluides dans la porosité d'une roche va donc pondérer l'action des contraintes principales en s'opposant ou s'ajoutant au régime tectonique. La contrainte verticale réelle est représentée par la contrainte effective  $\sigma'_V$  qui s'exprime:

$$\sigma'_V = \sigma_V - P_F \quad [85]$$

Il est alors important de pouvoir quantifier le régime de pression effectif qui agit sur un massif rocheux.

L'introduction du paramètre  $\lambda_V$ , rapport entre la contrainte verticale (pression lithostatique)  $\sigma_V$  et la pression fluide  $P_F$  permet de définir 3 cas extrêmes:

$$\lambda_V = \frac{P_F}{\sigma_V} \quad [86]$$

- $\lambda_V = 1$  La pression fluide est aussi importante que la pression lithostatique. Dans ce cas, le contexte tectonique est **suprahydrostatique**. Ces conditions sont favorables à la fracturation hydraulique.

$$\sigma'_V = \sigma_V - P_F = \rho \cdot g \cdot h \cdot (1 - \lambda_V) = 0 \quad [87]$$

- $\lambda_V = 0$  La pression fluide est nulle. Dans ce cas, le contexte tectonique est de type **lithostatique**.

$$\sigma'_V = \sigma_V - P_F = \rho \cdot g \cdot h \cdot (1 - \lambda_V) = \rho \cdot g \cdot h \quad [88]$$

- $0 < \lambda_V < 1$ . Le régime de pression fluide est intermédiaire.

$$\sigma'_V = \sigma_V - P_F = \rho \cdot g \cdot h \cdot (1 - \lambda_V) \neq 0 \quad [89]$$

Dans le cas d'une pression **hydrostatique** (cas le plus général) où un fluide aqueux ( $\rho_F=1$ ) est présent dans d'un granite ( $\rho=2,65$ ),  $\lambda_V = \rho_F / \rho$  est égal à 0,4.

Toutes les situations de pression fluide, entre les deux extrêmes suprahydrostatique et lithostatique, peuvent être cependant définies (Tableau 24).

$P_f$ (Mpa)	h (km)	$\lambda_v$
> 200	> 6	> 0,85
70-80	$3 < h < 5$	$0,5 < \lambda_v < 0,8$
40	$2 < h < 4$	$0,4 < \lambda_v < 0,6$

Tableau 24: Correspondance entre pressions fluides, profondeurs d'enfouissement et valeurs du coefficient  $\lambda_v$ .

Il est donc nécessaire de pouvoir quantifier une valeur de pression fluide pour estimer les contraintes effectives s'exerçant sur les roches.

### 2.2.2. Expression dans le cercle de Mohr.

Un régime de contraintes compressif permet la fermeture (action) de fractures d'une certaine orientation. Un fluide présent dans ces fractures peut alors s'opposer à la fermeture (réaction) en exerçant une force opposée à la contrainte compressive lithostatique. La contrainte compressive maximale réelle (contrainte effective) doit donc être minorée d'une valeur égale à celle de la pression fluide.

La théorie de la rupture montre effectivement que la présence d'une pression fluide  $P_f$  provoque un décalage du cercle de Mohr vers la gauche, la contrainte tangentielle restant constante. Le régime de contraintes ( $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ ) qui existait initialement et qui ne permettait pas la réouverture d'anciennes fractures ou l'ouverture de nouvelles peut alors être compatible ( $\sigma'_1, \sigma'_2, \sigma'_3$ ) avec les conditions de la rupture (Figure 130).

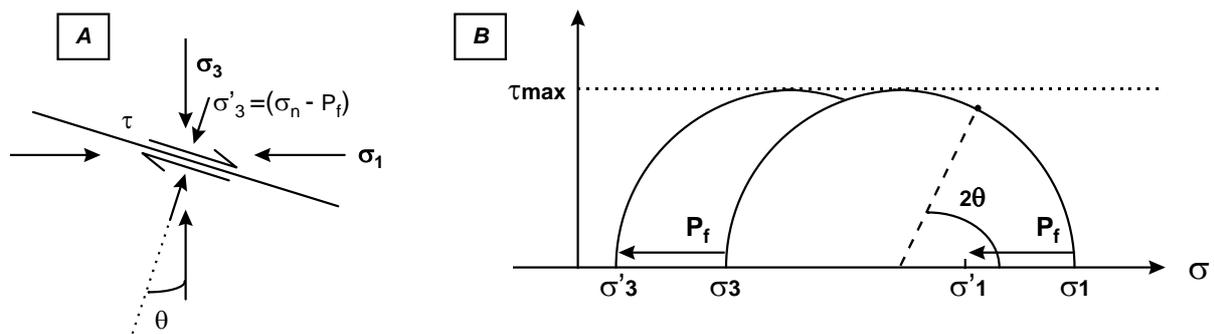


Figure 130: A) composantes cisailante  $\tau$  et contrainte normale effective  $\sigma'_n$  agissant sur la stabilité d'un plan de fracture dont la normale est dans le plan des contraintes  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$ . B) Représentation de l'état de contrainte 2D correspondant dans un cercle de Mohr. L'adjonction d'une pression fluide a pour conséquence une diminution des contraintes ( $\sigma_1$  et  $\sigma_3$ ) appelées alors contraintes effectives ( $\sigma'_1$  et  $\sigma'_3$ ). Les conditions de rupture sont donc plus facilement atteintes (D'après Sibson, 1990).

### 2.2.3. Détermination de la pression fluide.

Les paléocirculations de fluides dans la roche sont mises en évidence par la présence de plans d'inclusions fluides. Ces structures sont issues de la cicatrisation de plans de microfissures sous l'action d'un fluide qui a été partiellement piégé sous formes de petites inclusions.

La pression fluide  $P_f$  est considérée comme égale à la pression moyenne de piégeage de ces inclusions présentes dans les directions de microfissures ouvertes lors de l'événement tectonique (Lespinasse, 1991).

Une étude microthermométrie permet de caractériser pour chaque inclusion étudiée une température de fusion de la glace  $T_{fg}$ , qui donne des indications sur la salinité du fluide et une température d'homogénéisation globale  $T_h$  qui permet d'estimer la température minimale de piégeage du fluide. Ces valeurs et le pourcentage de phase vapeur présente dans l'inclusion, permettent le calcul et le tracé d'isochores (Zhang et Frantz, 1987, pour le système  $H_2O-NaCl$ ) caractéristiques du fluide. Le tracé de ces courbes dans un diagramme permet une détermination des conditions de température et pression minimales de piégeage du fluide (Figure 131), donc une estimation de la pression fluide qui s'exerçait à l'époque du piégeage.

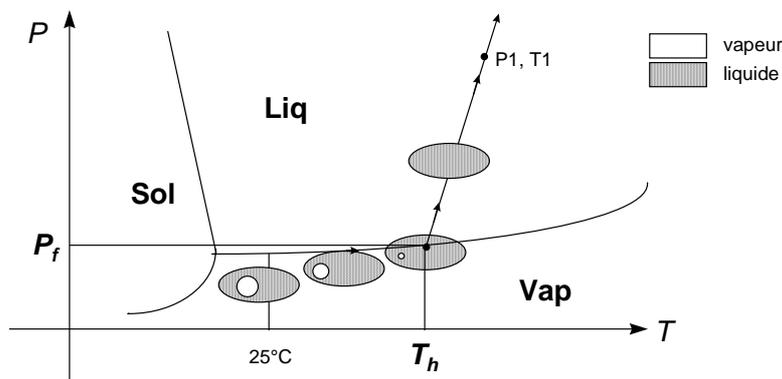


Figure 131: Diagramme Pression - Température illustrant le comportement d'une inclusion fluide peu salée lors de son chauffage. La température d'homogénéisation ( $T_h$ , ici en phase liquide) correspond à la température minimale de piégeage du fluide. Cette température, ainsi que la connaissance de la proportion de phase vapeur de l'inclusion initiale, permettent le tracé d'isochores (Zhang et Frantz, 1987) et la détermination d'une pression minimale de piégeage du fluide donc l'estimation de la pression fluide  $P_f$ .

La quantification d'une pression fluide est très importante car elle influe directement sur la configuration du cercle de Mohr. La présence d'un fluide entre les épontes d'une fracture permet de la maintenir ouverte. De plus, la réouverture de fractures anciennes est possible si  $P_f$  est supérieure à la contrainte normale locale  $\sigma_n$  agissant sur la fracture si celle-ci est correctement orientée. La connaissance de la pression fluide peut donc permettre de prévoir une contrainte  $\sigma_n$  minimale à l'origine de la rupture. Cette contrainte connue, les relations géométriques qui définissent le cercle de Mohr permettront de recalculer les trois contraintes principales  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ .

### 3. QUANTIFICATION DES CONTRAINTES.

#### 3.1. Méthodologie

La quantification d'un tenseur de contrainte absolu a nécessité le couplage de deux approches. Une première approche théorique, basée sur les travaux de Jolly et Sanderson (1997) permet de quantifier un cercle de Mohr relatif, caractéristique de la réouverture de filons sous un régime de contrainte donné et en présence d'une pression fluide. La deuxième approche (Hoek et Brown, 1980) est empirique et utilise des résultats d'expérimentation proposant des relations entre les contraintes principales et les enveloppes de Mohr dans le cas de la rupture pour des roches intactes ou fortement fracturées.

##### 3.1.1. Approche théorique: champ filonien et cercle de Mohr.

Les travaux de Jolly et Sanderson (1997) sont basés sur l'acquisition de données de terrains, en l'occurrence le positionnement de pôles de filons sur des représentations stéréographiques. En fonction de la configuration de ces diagrammes 3D, une interprétation est proposée et la reconstitution des régimes de paléocontraintes est possible. Cette approche utilise les propriétés géométriques du cercle de Mohr proposées par Delaney et al. (1986) en 2D et étendues à la troisième dimension par Baer et al. (1994).

Ces auteurs introduisent deux termes permettant de définir les relations entre les différentes contraintes et la pression fluide régnant dans le massif rocheux fracturé:

Le rapport  $R'$  "driving stress ratio" (Baer et al., 1994), propose une quantification relative de la pression fluide par rapport aux contraintes minimales ( $\sigma_3$ ) et maximales ( $\sigma_1$ ). Il varie entre -1 (pas d'ouvertures de fractures,  $-1 < R' < 0$ ) et 1 (réouverture de toutes les fractures,  $0 < R' < 1$ ):

$$R' = \frac{(P_f - \sigma_3)}{(\sigma_1 - \sigma_3)} \quad [90]$$

Remarque: La pression fluide  $P_f$  doit être supérieure à la contrainte normale  $\sigma_n$  agissant sur une fracture pour permettre son ouverture. Cette contrainte normale s'exprime en fonction des contraintes principales  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ , inclinées par rapport au plan de fracture de  $\theta_1, \theta_2, \theta_3$  (cosinus directeurs  $N_1^2 + N_2^2 + N_3^2 = 1$ ) comme suit:

$$\sigma_n = \sigma_1 \cdot N_1^2 + \sigma_2 \cdot N_2^2 + \sigma_3 \cdot N_3^2$$

La pression réelle  $P_r$  agissant sur le plan de fracture, doit être positive:  $P_r = P_f - \sigma_n \geq 0$ . Baer et al. (1994) écrivent alors cette condition de la façon suivante:

$$\frac{P_f - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} - N_1^2 - \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \cdot N_2^2 \geq 0 \text{ et définissent le rapport } R' \text{ (} P_f - \sigma_3 / (\sigma_1 - \sigma_3) \text{) comme la pression réelle}$$

**normalisée.** Ce rapport leur permet d'exprimer simplement la pression relative du fluide par rapport aux contraintes principales.

Le rapport des contraintes  $\Phi$  (Bott, 1959, Angelier, 1984; Baer et al., 1994) permet de décrire la construction du cercle de Mohr et donc la position relative des trois contraintes principales ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) les unes par rapport aux autres. Il varie entre 0 ( $\sigma_2 \approx \sigma_3$ ) et 1 ( $\sigma_2 \approx \sigma_1$ ):

$$\Phi = \frac{(\sigma_2 - \sigma_3)}{(\sigma_1 - \sigma_3)} \quad [91]$$

La quantification de ces deux paramètres permet de construire un cercle de Mohr relatif dans lequel une interprétation géométrique de la rupture est possible si les valeurs d'angles entre les pôles de filons et les vecteurs contraintes sont connues (angle  $\theta_1$ ,  $\theta_2$  et  $\theta_3$ ).

Plusieurs cas de figures sont possibles, mais deux représentations stéréographiques types sont présentées par les auteurs (Figures 132 et 133).

- Dans le premier cas (Figure 132), les pôles de filons forment des systèmes précis dont l'orientation est proche du vecteur contrainte  $\sigma_3$ . Si ces fractures sont supposées contemporaines et si leur réouverture est due à l'action de la pression fluide, leur orientation moyenne par rapport aux contraintes permet de calculer les angles  $\theta_1$  et  $\theta_2$  (Figure 132). Cette configuration des pôles de fractures produit de grandes valeurs d'angles  $\theta$  (faible dispersion des pôles dans la représentation stéréographique) donc impose géométriquement une valeur de pression fluide inférieure à  $\sigma_2$  ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ).

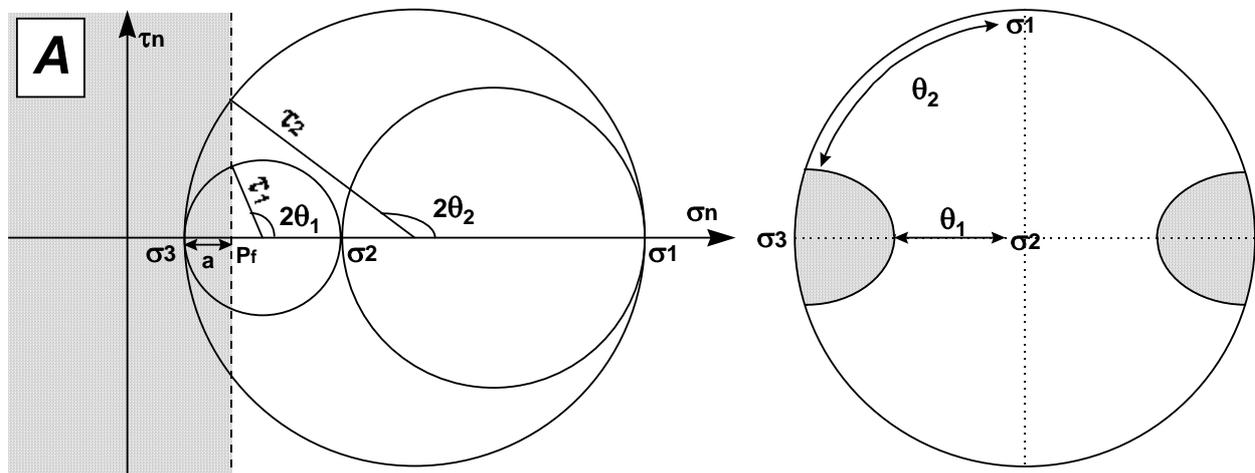


Figure 132: Construction géométrique des cercles de Mohr. La pression fluide est inférieure à  $\sigma_2$ . Cette configuration permet une réouverture des filons dont l'orientation est compatible avec  $\theta_1$  et  $\theta_2$ , respectivement les angles entre le pôle d'une discontinuité et  $\sigma_2$  (dans le plan  $\sigma_3$ - $\sigma_2$ ) et le pôle du filon et  $\sigma_1$  (dans le plan  $\sigma_1$ - $\sigma_2$ ). Dans ce cas de figure, les pôles des discontinuités sont bien individualisés et concentrés en deux systèmes conjugués. D'après Jolly et Sanderson (1997).

- Dans le deuxième cas (Figure 133), les pôles de filons sont répartis plus aléatoirement. Ils ne définissent aucune orientation particulière tout en étant totalement absents d'une zone précise. Cette

zone "vide" correspond aux fractures non réactivées. Sa localisation permet le positionnement du vecteur contrainte  $\sigma_1$  (compression). Ce cas de figure est proche d'une fracturation de type hydraulique pour laquelle la contrainte principale maximale est égale à la valeur de pression fluide. Les angles  $\theta_2$  et  $\theta_3$  (Figure 133), sont faibles et imposent géométriquement une valeur de pression fluide supérieure à  $\sigma_2$  ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ).

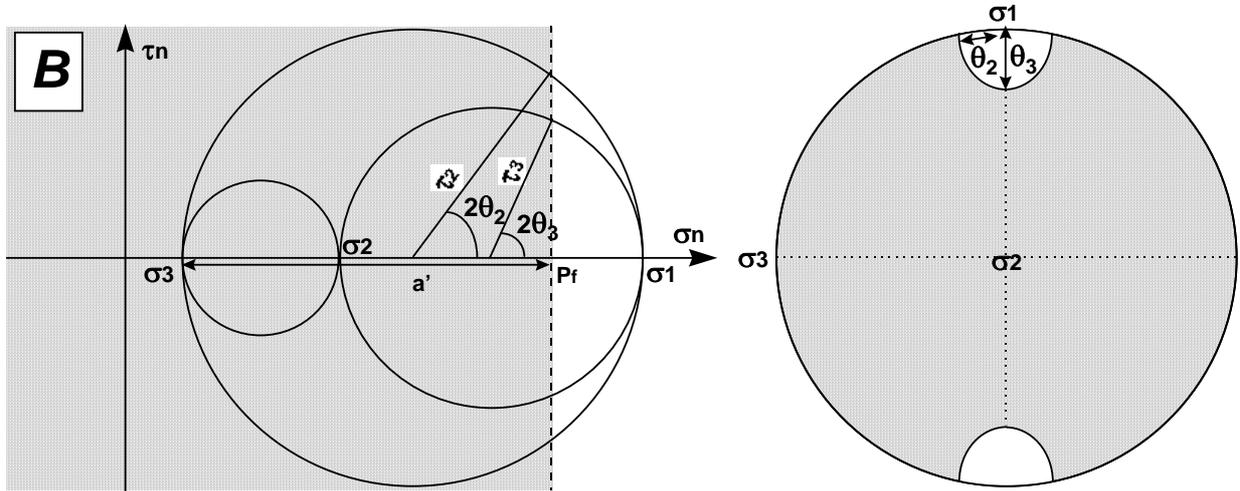


Figure 133: Construction géométrique des cercles de Mohr. La pression fluide est supérieure à  $\sigma_2$ . Les pôles des filons ne définissent plus des systèmes bien individualisés (situation proche des conditions de fracturation hydraulique) mais sont répartis dans la plus grande partie du stéréogramme à l'exception des zones où les contraintes sont localisées. Leur orientation est définie par les angles  $\theta_2$  (angle entre un pôle et  $\sigma_1$ , dans le plan  $\sigma_3$ - $\sigma_1$ ) et  $180^\circ$  et  $\theta_3$  (angle entre un pôle et  $\sigma_1$ , dans le plan  $\sigma_2$ - $\sigma_1$ ) et  $180^\circ$ . D'après Jolly et Sanderson (1997).

Plusieurs relations (Jolly et Sanderson, 1997) peuvent être déduites de la construction de ces cercles de Mohr, notamment dans le cas où la pression fluide est inférieure à la valeur de la contrainte  $\sigma_2$  (Figure 132):

$$a = P_f - \sigma_3 \quad [92]$$

$$a = \tau_2 \cdot (1 + \cos 2\theta_2) \quad [93]$$

$$a = \tau_1 \cdot (1 + \cos 2\theta_1) \quad [94]$$

$$\text{avec } \Phi = \frac{(\sigma_2 - \sigma_3)}{(\sigma_1 - \sigma_3)} = \frac{\tau_1}{\tau_2} = \frac{1 + \cos 2\theta_2}{1 + \cos 2\theta_1} \quad [95]$$

$$\text{et } R' = \frac{(P_f - \sigma_3)}{(\sigma_1 - \sigma_3)} = \frac{a}{2 \cdot \tau_2} = \frac{1 + \cos 2\theta_2}{2} \quad [96]$$

ou dans le cas de la Figure 133 où  $P_f$  est supérieure à  $\sigma_2$ :

$$a' = P_f - \sigma_3 \quad [97]$$

$$a' = \tau_2 \cdot (1 - \cos 2\theta_2) \quad [98]$$

$$a' = \tau_3 \cdot (1 - \cos 2\theta_3) \quad [99]$$

$$\text{avec } \Phi = \frac{(\sigma_2 - \sigma_3)}{(\sigma_1 - \sigma_3)} = \frac{\tau_1}{\tau_2} = \frac{\tau_2}{\tau_2} - \frac{\tau_3}{\tau_2} = 1 - \frac{1 - \cos 2\theta_2}{1 - \cos 2\theta_3} \quad [100]$$

$$\text{et } R' = \frac{(P_f - \sigma_3)}{(\sigma_1 - \sigma_3)} = \frac{a}{2 \cdot \tau_2} = \frac{1 + \cos 2\theta_2}{2} \quad [101]$$

Au regard des configurations stéréographiques des pôles de filons, il est donc possible de reconstruire complètement, mais de façon relative, les cercles de Mohr correspondant à un contexte tectonique particulier. Cette méthode présente donc beaucoup d'intérêt et ouvre de nombreuses perspectives quant à la reconstitution des paléotenseurs de contraintes.

### 3.1.2. Approche empirique: Calcul des courbes intrinsèques.

De nombreuses approches théoriques ont été développées dans l'optique de décrire au mieux les phénomènes rupturés observés dans les roches. Elles ont été très bien recensées et discutées par Jaeger et Cook (1976). Hoek et Brown (1980) proposent une généralisation de ces approches en utilisant les travaux de Griffith (1921 et 1924) modifiés par la suite par Mc Clintock et Walsh (1962), qui permettent d'aboutir à une approche empirique de la rupture des roches.

Ces travaux utilisent le couplage de résultats théoriques et expérimentaux. Ils proposent l'établissement d'équations qui définissent des relations entre les contraintes principales ou entre  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  et les enveloppes de Mohr (courbes intrinsèques) caractéristiques de roches intactes ou fortement fracturées.

L'équation proposée a la forme générale suivante:

$$\sigma_1 = \sigma_3 + \sqrt{m \cdot \sigma_c + s \cdot \sigma_c^2} \quad [102]$$

$\sigma_1$ : contrainte principale majeure.

$\sigma_3$ : contrainte principale mineure

$\sigma_c$ : contrainte compressive uniaxiale (cf. Figure 129)

$m$ ,  $s$  sont des constantes qui sont directement fonction de la nature de la roche et de son degré de fracturation (Annexe 5).

Une deuxième écriture de cette équation fait intervenir la notion de contraintes normalisées  $\sigma_{xN}$ :

$$\sigma_{xN} = \frac{\sigma_x}{\sigma_c} \quad [103]$$

$$\text{d'où [102]} \Leftrightarrow \sigma_1 = \sigma_3 + \sqrt{m \cdot \sigma_c + s \cdot \sigma_c^2} \Leftrightarrow \frac{\sigma_1}{\sigma_c} = \frac{\sigma_3}{\sigma_c} + \frac{\sqrt{m \cdot \sigma_c + s \cdot \sigma_c^2}}{\sigma_c}$$

$$\Leftrightarrow \sigma_{1N} = \sigma_{3N} + \sqrt{m \cdot \sigma_{3N} + s} \quad [104]$$

Hoek et Brown (1980) proposent la mise en équation de la courbe intrinsèque d'une roche par l'équation [105] qui nécessite la définition de nouveaux paramètres empiriques ( $i$ ,  $j$ ,  $k$ , Annexe 5) spécifiques des propriétés intrinsèques des roches et de leur degré de fracturation.

$$\tau_N = i \cdot (\sigma_N + j)^k \quad [105]$$

Ces équations vont permettre de calculer pour chaque type de roches "standards" un cercle de Mohr et sa courbe intrinsèque.

### 3.2. Calage d'un état de contraintes 3D.

Une étude couplant les approches, théorique (Jolly et Sanderson, 1980) et empirique (Hoek et Brown, 1980) est présentée à partir de deux exemples (Figures 134 et 135). Les données de fracturation ont été extraites de la base de données de Soultz (cf. Chapitre 2) et de l'étude de Jolly et Sanderson (1997).

#### 3.2.1. Traitement des données de terrain.

##### a. $P_f$ inférieure à $\sigma_2$ (exemple de Soultz)

Cette étude se base sur l'exemple présenté en Figure 134. Ces données de terrain définissent une famille de filons d'orientation commune. Leur distribution particulière permet de faire l'hypothèse d'une valeur de pression fluide inférieure à la valeur de la contrainte intermédiaire  $\sigma_2$  lors de la fracturation. Les filons sont concentrés ici en un système de pôles subhorizontaux N250° bien définis (Figure 134).

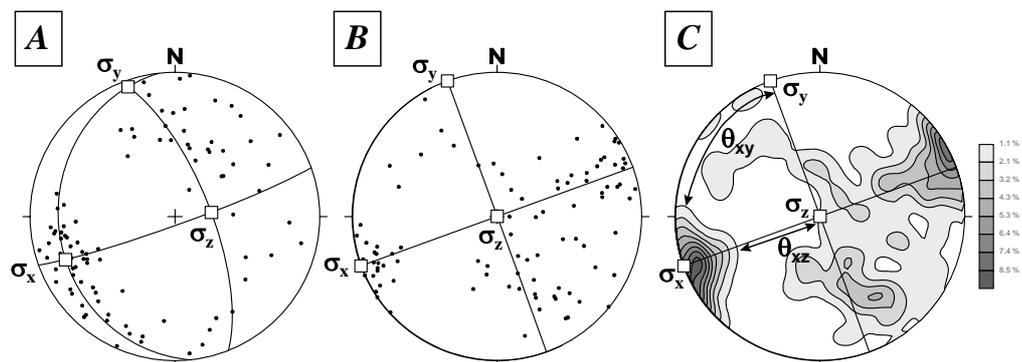


Figure 134: Traitement stéréographique de données de terrain (Soultz). **A)** Stéréogramme global des pôles des filons montrant deux zones de forte densité (EW), sur lequel a été placé leur plan moyen (contenant  $\sigma_x$ ) et les deux directions perpendiculaires contenant respectivement  $\sigma_y$  et  $\sigma_z$ . **B)** Après rotation des données, le calcul des angles  $\theta$  ( $P_f$  inférieure à la contrainte principale intermédiaire) est facilité si les trois axes de contraintes sont verticaux ( $\sigma_y$ ) et horizontaux ( $\sigma_x$ ,  $\sigma_z$ ). **C)** Contourage des données précédentes permettant de visualiser les "enveloppes" de densité de pôles plus importantes et schématisation de la détermination des angles.

Un traitement statistique faisant intervenir le calcul des plans moyens des discontinuités, permet de déterminer le barycentre de ces pôles et ses deux directions perpendiculaires. Il est donc possible de repérer et de placer un repère orthogonal sur la représentation stéréographique qui va contenir les trois axes des contraintes principales. A ce stade du traitement des données les variables  $P_f$ ,  $\theta_1$ ,  $\theta_2$  sont connues et vont permettre le calcul de  $\Phi$ ,  $R'$ ,  $a$  grâce aux équations [92 à 96].

#### b. $P_f$ supérieure à $\sigma_2$ (exemple de Jolly et Sanderson, 1997)

La même démarche peut être appliquée dans un contexte tectonique tel que la pression fluide est supérieure à  $\sigma_2$ . Ce cas traité par Jolly et Sanderson (1997) pour des dykes, se rapproche des conditions d'une fracturation hydraulique ( $P_f = \sigma_1$ ). Les orientations des pôles de fractures ne sont pas regroupées en systèmes bien définis (Figure 135) mais sont réparties sur toute la surface de la représentation stéréographique à l'exception d'une zone particulière où aucune fracturation ne peut être décelée. Elle définit le lieu de l'extrémité du vecteur contrainte  $\sigma_1$  (Figure 135).

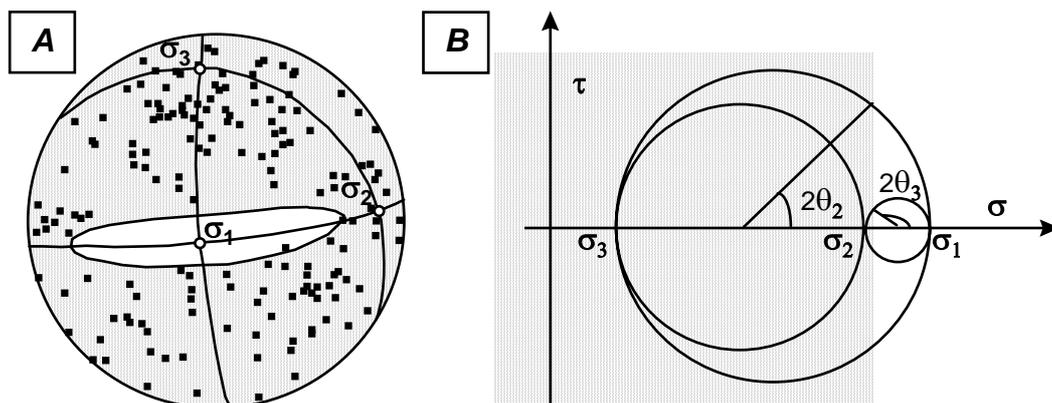


Figure 135: D'après Jolly et Sanderson, 1997. A) Stéréogrammes des pôles des dykes échantillonnés dans un gabbro des ophiolites de Lizard, Cornwall, U.K. La partie grisée de la représentation indique les orientations de dykes que la pression fluide peut permettre de réouvrir. B) Construction du cercle de Mohr dépendant des angles  $\theta_2$  et  $\theta_3$ . Ces angles sont définis dans la zone où les pôles de dykes sont absents.

A partir de la détermination des angles  $\theta_2$  et  $\theta_3$ , les valeurs de  $\Phi$ ,  $R'$  ou  $a$  peuvent être également déterminées. La quantification de la pression fluide régnant à l'époque de réouverture des dykes, permet de reconstruire un cercle de Mohr caractéristique des conditions paléotectoniques.

#### 3.2.2. Développement théorique.

Deux cas de figures sont envisagés en fonction de la valeur relative de la pression fluide par rapport à la contrainte principale intermédiaire  $\sigma_2$ : la pression fluide est inférieure ou supérieure à  $\sigma_2$ .

### a. Pression fluide inférieure à $\sigma_2$ .

Les équations [95] et [96] proposées par Jolly et Sanderson (1997) permettent d'écrire:

$$\Phi = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \Leftrightarrow \sigma_3 = \frac{\sigma_2 - \Phi \cdot \sigma_1}{(1 - \Phi)} \quad [106]$$

$$R' = \frac{P_f - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \Leftrightarrow \sigma_1 = \frac{P_f + \sigma_3 \cdot (R' - 1)}{R'} \quad [107]$$

$$\frac{\Phi}{R'} = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{P_f - \sigma_3} \Leftrightarrow \sigma_2 = \left[ \frac{2}{1 + \cos 2\theta_1} \cdot (P_f - \sigma_3) \right] + \sigma_3 \quad [108]$$

Ces trois nouvelles équations définissent les relations des composantes du tenseur de contrainte ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ ) entre elles grâce à la connaissance des deux rapports de contraintes  $\Phi$  et  $R'$ .

### b. Pression fluide supérieure à $\sigma_2$ .

Les deux premières relations obtenues à partir des expressions de  $\Phi$  et  $R'$ , [106] et [107], sont conservées. Par contre, l'équation [108] est modifiée comme suit:

$$\frac{\Phi}{R'} = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{P_f - \sigma_3} \Leftrightarrow \sigma_2 = \left[ 2 \cdot \frac{\cos 2\theta_2 - \cos 2\theta_3}{(1 - \cos 2\theta_1) \cdot (1 - \cos 2\theta_3)} \cdot (P_f - \sigma_3)^3 \right] + \sigma_3 \quad [109]$$

Ces systèmes de deux équations ( $f(\Phi)$ ,  $f(R')$ ,  $f(\Phi/R')$ ), à trois inconnues, dans un cas comme dans l'autre, permettent uniquement une quantification relative des contraintes. Ils doivent donc être complétés par une autre approche dans le but d'ajuster des valeurs absolues de contraintes.

## 3.2.3. Développement empirique.

Les équations empiriques de Hoek et Brown (1980) permettent de calculer la courbe intrinsèque d'une roche à un degré de fracturation et d'altération donné. L'équation de cette courbe dépend de la valeur de la contrainte compressive uniaxiale  $\sigma_c$ , déterminée pour la roche intacte, sans fracturation préexistante.

### a. Calcul de $\sigma_c$ .

Une roche "intacte" est caractérisée par des paramètres intrinsèques tels que sa cohésion interne  $C_0$ , son coefficient de friction  $\mu$  et sa résistance à la traction  $T$  (Tableau 25).

<b>granite sain, non fracturé</b>		
<i>paramètres</i>	<i>notation</i>	<i>valeurs</i>
angle de friction	$\varphi$	31-35°
coefficient de friction	$\mu = \tan \varphi$	0,6-0,7
résistance à la traction	T	6-15 Mpa
Cohésion interne	$C_0$	12-30 Mpa

Tableau 25: Paramètres mécaniques caractéristiques d'un granite sain non fracturé.

Ces paramètres physiques ont un sens géométrique dans le cercle de Mohr (Figure 129). Dans le cas d'une compression uniaxiale, la contrainte minimale  $\sigma_3$  est nulle mais  $\sigma_1$  est égale à  $\sigma_c$ , contrainte compressive uniaxiale caractéristique de la roche intacte.

Plusieurs relations géométriques peuvent être démontrées à partir de la Figure 129:

L'angle de friction  $\varphi$  est relié à l'angle  $\theta$  par la formule:

$$\theta = \frac{\pi}{4} + \frac{\varphi}{2} \quad [110]$$

Le critère de Griffith [84] permet de relier la résistance de la roche à la traction T à son coefficient de cohésion interne  $C_0$  en sachant que  $C_0$  est la valeur de la contrainte tangentielle, obtenue pour  $\sigma=0$ :

$$\tau^2 - 4 \cdot T \cdot \tau - 4 \cdot T^2 = 0 \Leftrightarrow \tau^2 = 4 \cdot T^2 \Leftrightarrow \tau = 2 \cdot T = C_0 \quad [111]$$

Les relations classiques du cercle de Mohr, entre les contraintes et l'angle  $\alpha$ , permettent de plus d'écrire:

$$\sigma_n = \frac{1}{2} \cdot (\sigma_c + \sigma_3) - \frac{1}{2} \cdot (\sigma_c - \sigma_3) \cdot \cos 2\alpha = \frac{1}{2} \cdot \sigma_c \cdot (1 - \cos 2\alpha) \quad [112]$$

$$\tau_n = \frac{1}{2} \cdot (\sigma_c - \sigma_3) \cdot \sin 2\alpha = \frac{1}{2} \cdot \sigma_c \cdot \sin 2\alpha \quad [113]$$

Au niveau de  $\sigma_c$ , la courbe intrinsèque est caractérisée par le critère de Coulomb [83]. La contrainte normale  $\tau_n$  peut donc être calculée en remplaçant dans cette équation  $\sigma_n$  par sa valeur dans [112]:

$$\tau_n = C_0 + \mu \cdot \sigma_n \Leftrightarrow \frac{1}{2} \cdot \sigma_c \cdot \sin 2\alpha = C_0 + \mu \cdot \frac{1}{2} \cdot \sigma_c \cdot (1 - \cos 2\alpha)$$

$$\text{d'où: } \sigma_c = \frac{2 \cdot C_0}{(\sin 2\alpha + \mu \cdot \cos 2\alpha - \mu)} \quad [114]$$

Il est donc possible de calculer la valeur de  $\sigma_c$  si les paramètres  $C_0$  et  $\varphi$  sont connus.  $\sigma_c$  étant connue, l'application des équations empiriques de Hoek et Brown (1980) peut être réalisée.

b. Application: cas d'un granite.

Les courbes intrinsèques caractéristiques d'un granite à différents degrés de fracturation sont calculées et tracées si l'équation empirique "roche intacte" vérifie les paramètres physiques du granite, c'est à dire respecte les valeurs de  $\sigma_c$ ,  $C_0$  et  $\varphi$ .

L'équation empirique d'un granite "roche intacte" est proposée comme suit (Hoek et Brown, 1980):

$$\tau_N = 1,220 \cdot (\sigma_N + 0,040)^{0,705} \quad [115]$$

avec  $\tau_N = \frac{\tau}{\sigma_c}$  et  $\sigma_N = \frac{\sigma}{\sigma_c}$

Cette équation impose une contrainte tangentielle normalisée  $\tau_N$  de -0,040 quand  $\sigma_N$  est nulle. La valeur de la résistance à la traction normalisée  $T_N$  est donc fixée. Les constantes T, de résistance à la traction classiques pour un granite, sont égales à 6-15 Mpa. Si une valeur moyenne de 10 Mpa est retenue, elle doit correspondre à la valeur normalisée de -0,040. L'équation [115] doit donc être adaptée. Cette équation "roche intacte" sera remplacée par la courbe de Mohr théorique définie par le critère de Coulomb:

$$\tau = C_0 + \mu \cdot \sigma \quad [116]$$

Le deux équations normalisées [115] et non normalisées [116] vont donc permettre de calculer toutes les courbes intrinsèques concernant les différents degrés de fracturation du granite. La proportion entre deux courbes  $\tau_1$  et  $\tau_2$  est identique à la proportion  $\tau_{N1}$  et  $\tau_{N2}$  (Figure 136).

$$\tau_2 = \frac{\tau_1 \cdot \tau_{N2}}{\tau_{N1}} \quad [117]$$

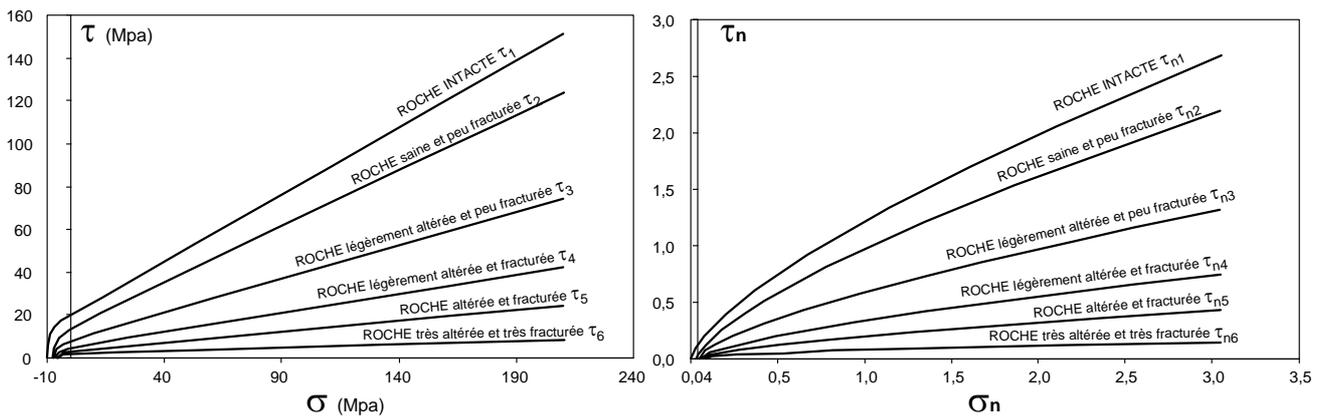


Figure 136: courbes intrinsèques normalisées et absolues correspondant à différent états de fracturation d'un granite. Les courbes sont calculées et tracées grâce aux formules empiriques proposées par Hoek et Brown (1980).

La courbe intrinsèque d'une roche, à un degré d'altération et de fracturation donné constitue la limite géométrique séparant le milieu rocheux stable du milieu rocheux instable où des fractures

préexistantes vont pouvoir rejouer. La majorité des pôles de filons traités lors de l'étude stéréographique devra donc être positionnée au-dessus de la courbe intrinsèque dans un diagramme  $\sigma=f(\tau)$ .

### 3.2.4. Positionnement des pôles de filons dans le cercle de Mohr.

La construction de Mohr permet de positionner un plan de rupture P d'orientation donnée, sur un cercle défini par les contraintes principales  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ . Il est alors possible de repérer tout plan (orientation quelconque) sur un cercle de Mohr caractéristique du tenseur de contraintes global, pour une région donnée (Figure 137). La position d'un point P' est uniquement définie par l'intersection du grand cercle AB dans le plan  $\sigma_1$ - $\sigma_2$ , incliné d'un angle  $\beta$  par rapport à  $\sigma_2$ , et du petit cercle CD qui fait un angle  $\alpha$  par rapport à  $\sigma_3$ .

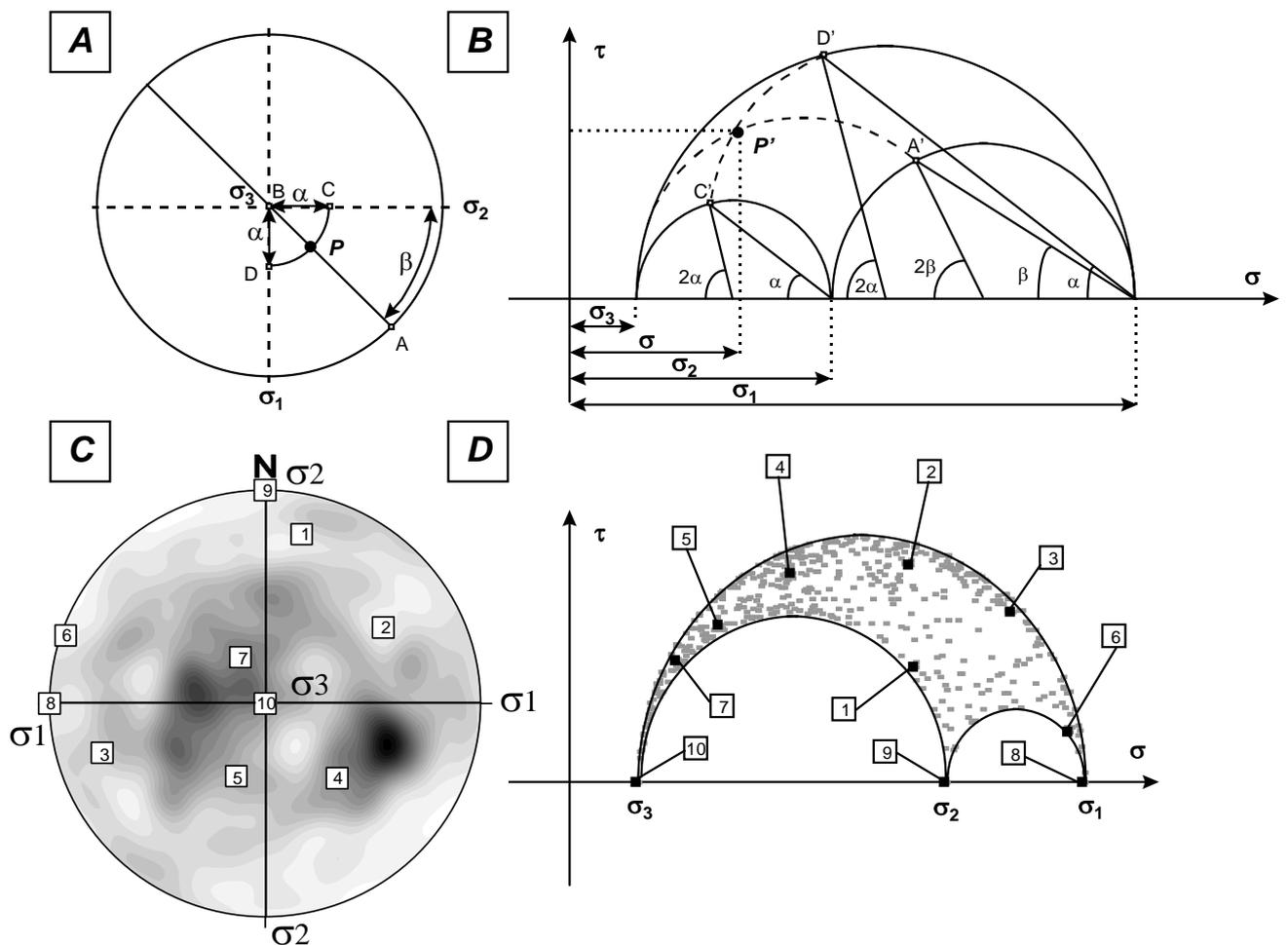


Figure 137: Détermination de la contrainte tangentielle  $\tau$  et normale  $\sigma$  d'un plan repéré par son pôle P d'une orientation donnée. A) Représentation stéréographique montrant la projection des trois contraintes principales  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ , et du pôle P. B) Construction géométrique dans le cercle de Mohr permettant de positionner le pôle (P') par rapport aux contraintes (d'après Turner et Weiss, 1963). C) et D) Exemple de construction du cercle de Mohr dans lequel tous les pôles de filons présents sur la représentation stéréographique de gauche ont été replacés. Certains points d'orientation précise sont repérés en exemple par leur numéro dans les deux types de représentations.

Cette construction (Turner et Weiss, 1963, Jaeger et Cook, 1976) permet de visualiser directement l'ensemble des données d'orientations des filons. Les pôles des discontinuités peuvent alors s'organiser en différentes zones (Figure 138) du cercle de Mohr, correspondant à différents types de déformation cassante. Pour un état de contrainte triaxial, avec des plans de faiblesse préexistants (roche fracturée), la déformation cassante se produira, soit par glissement (si le pôle du plan de faiblesse est proche de  $\sigma_3$ ), soit par la formation d'un nouveau plan de cisaillement s'il n'existe pas de plans de faiblesse favorablement orientés. La réouverture de plans en extension pure ou décrochement (glissement) concerne la majorité des fractures. La rupture nécessite, en effet, un niveau de contrainte plus bas et ces deux zones seront les premières à être intersectées par la courbe intrinsèque. Les pôles de filons qui ne sont pas situés dans ces zones correspondent à des ouvertures plus "difficiles" donc supposées improbables. Cependant, le cercle de Mohr représenté en Figure 138 peut correspondre à un état de contrainte effectif dépendant d'une pression fluide. Si la pression des fluides présents entre les épontes des fractures est très élevée, le décalage du cercle de Mohr peut être important et ainsi permettre le rejeu de fractures d'orientation plus proches des vecteurs de contraintes  $\sigma_1$  ou  $\sigma_2$ .

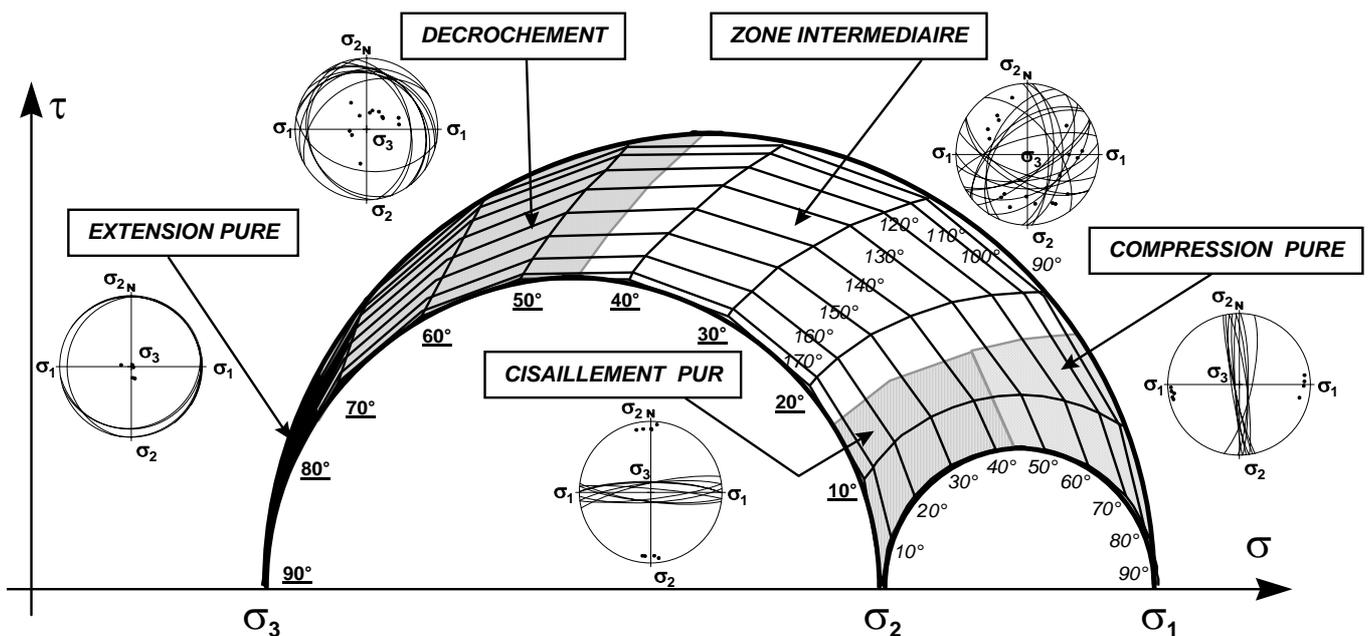


Figure 138: Cercle de Mohr illustrant les différents types de déformation cassante par zones. Les angles soulignés correspondent aux pentages, les angles en italiques, aux azimuths des pôles de filon. Les pôles de fractures proches de  $\sigma_3$  sont les plus faciles à obtenir au regard du bas niveau de contrainte nécessaire. Les fractures peuvent rejouer en extension pure ou en décrochement.

Ces différentes zones devraient être, de plus, caractérisées par des épaisseurs de filons différentes. Sous un régime de contrainte particulier, des fractures d'orientations différentes vont pouvoir être formées. En fonction de leur position par rapport aux axes de contraintes, leur ouverture sera plus ou moins facile et donc plus ou moins importante. Un plan de rupture perpendiculaire à  $\sigma_3$  s'ouvre

colinéairement à cet axe de contraintes. Il est donc logique de penser que son ouverture finale peut être plus importante qu'un plan incliné par rapport à  $\sigma_3$  (décrochement).

### 3.3. Conclusion.

La quantification des valeurs de contraintes absolues caractéristiques de la réouverture d'un ensemble de filons ou fractures est maintenant possible. La reconstruction du cercle de Mohr doit respecter les points mentionnés ci dessous (Figure 139).

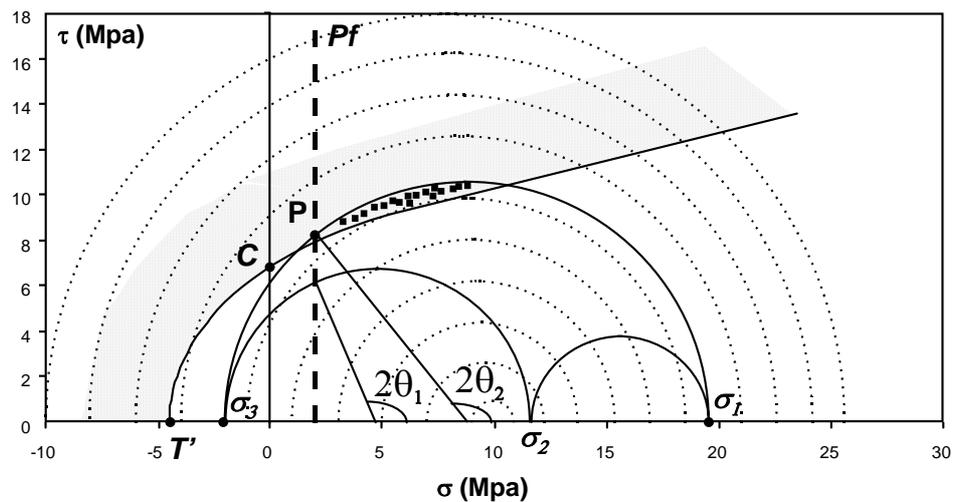


Figure 139: Construction graphique du cercle de Mohr correspondant à un état de contrainte et une configuration de filons particuliers. Les données angulaires ( $2\theta$ ) permettent la définition d'un état de contrainte  $\sigma_1 - \sigma_2 - \sigma_3$  relatif (différentes possibilités de cercles  $\sigma_1 - \sigma_3$ , lignes pointillées). La valeur de pression fluide et la courbe intrinsèque caractéristique de la roche permettent son calage en valeur absolue.

- La pression fluide intersecte le cercle de Mohr en un point P. La contrainte normale en ce point est donc égale à  $P_f$  ( $\sigma_3 < P_f < \sigma_2$ ).
- Le point P correspond statistiquement aux conditions de rupture générale observées dans le massif, donc au pôle moyen des filons appartenant au système.
- Le point P doit permettre de définir géométriquement et simultanément les angles  $2\theta_1$  et  $2\theta_2$  caractéristiques de la population de discontinuités.
- La courbe intrinsèque caractéristique du degré de fracturation de la roche tangente ou peut recouper le cercle relatif. Dans ce dernier cas, tous les pôles de filon qui sont situés au dessus de la courbe intrinsèque ont été réouverts. Les pôles de filons réellement observés doivent satisfaire au mieux cette condition.
- La valeur de  $\sigma_3$  ne peut être inférieure à la valeur de résistance à la traction  $T'$  correspondant à la courbe intrinsèque d'une roche à un degré de fracturation et d'altération donné.

Ces constatations permettent de calculer graphiquement un cercle de Mohr.

## **4. APPLICATION NUMERIQUE: EXEMPLE DU SYSTEME FILONIEN DE SOULTZ.**

Le granite de Soultz est très fracturé et la majorité de ces fractures est actuellement colmatée. Les percolations de fluides, responsables de ces altérations ne sont pas contemporaines. Il a été en effet démontré dans le Chapitre II que trois principaux épisodes de migrations fluides peuvent être détectés au niveau du forage EPS1 et que ces fluides ont permis la précipitation de trois assemblages minéraux particuliers dans les fractures: quartz - illite, calcite - chlorite et hématite. Les fractures colmatées par l'association quartz - illite et particulièrement les veines de quartz ont été traitées dans cette étude.

Deux hypothèses ont été posées:

- Les veines de quartz sont contemporaines du même événement tectonique qui permet leur ouverture (ou réouverture) et leur colmatage. Leur organisation spatiale est donc fixée par un tenseur de paléocontraintes particulier.
- Ces fractures s'organisent en cluster (zones à fortes densités, Ledésert et al. 1993) sur la profondeur du forage. Ces zones de profondeur, où la densité des veines est importante, sont isolées les unes des autres. Elles constituent donc des niveaux particuliers qui ont été distingués.

### **4.1. Filons.**

#### **4.1.1. Les fractures à quartz.**

Les fractures à quartz et illite correspondent à une altération poussée du granite (Figure 140), caractéristique des zones où les fractures s'organisent en clusters. Cette altération intense résulte de la circulation d'importantes quantités de fluides dans des réseaux de fractures denses et probablement bien connectés.

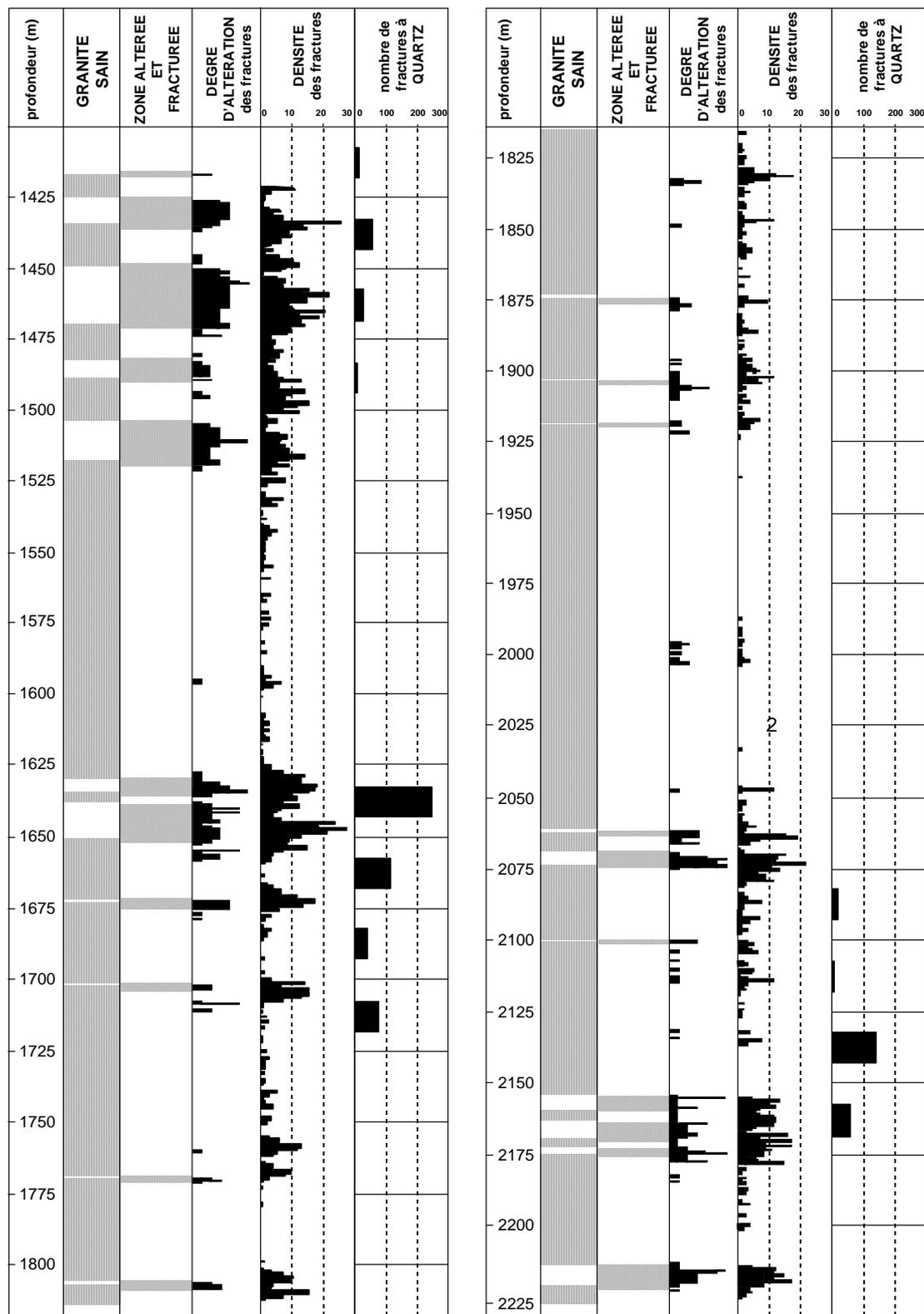
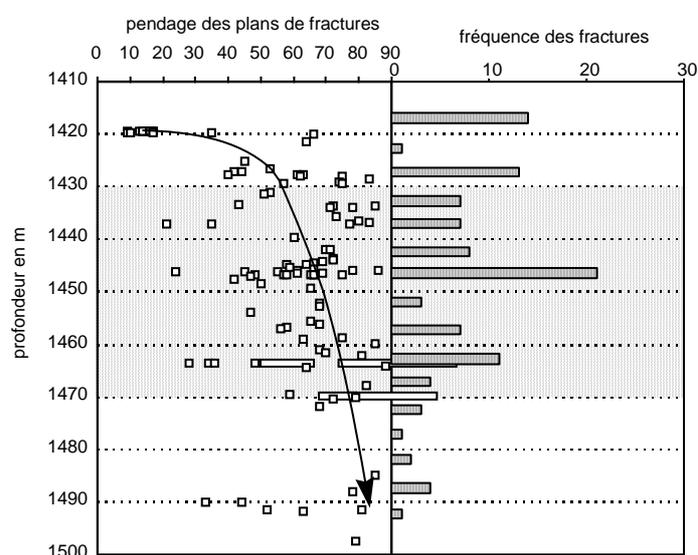


Figure 140: Log du forage EPS1 en fonction de la profondeur présentant les zones d'altération du granite, les zones de fracturation et leur intensité en comparaison des zones où les fractures sont colmatées par le quartz (Genter et al., 1995 modifié). Trois zones caractéristiques ont été retenues pour les fractures à quartz: 1400-1500 m, 1625-1725 m et 2075-2200 m.

Trois zones de profondeur particulière peuvent être distinguées:

- **1400 et 1500 m.** Cette zone est caractérisée par une grande densité de fractures (7 fractures /m en moyenne) et un fort degré d'altération. Les fractures à quartz sont importantes (jusqu'à 2,5 fractures /m entre 1425 et 1450 m) et soulignent systématiquement les zones altérées. Des bandes de granite relativement sain sont également présentes et 110 fractures colmatées par du quartz sont comptabilisées.

Cette zone présente des disparités au niveau de la distribution des fractures. Si on étudie leur répartition en fonction de la profondeur mais sur un intervalle de profondeur plus précis (10 m), on peut remarquer que deux niveaux supplémentaires peuvent être distingués à partir des pendages des discontinuités. Une série de fractures à pendage subhorizontal recoupe le forage entre 1400 et 1430 m. Les autres, dont le pendage est plus fort, sont principalement localisées entre 1430 et 1470 m (Figure 141).



*Figure 141: Comparaison du pendage et de la fréquence d'apparition des plans de fractures de la zone 1 (1400-1500 m). La zone 1430-1470 m est la plus représentative: les densités de fractures sont importantes et les fractures à pendage subhorizontaux moins présentes. Ces fractures seraient liées à la décompression du massif granitique au moment de son émergence en surface et ne correspondent donc pas à une phase tectonique.*

Ces fractures subhorizontales présentent en plus du quartz, des colmatages à hématite. Il s'agit donc des fractures qui ont été décrites dans le Chapitre 2 comme étant caractéristiques d'une altération de subsurface correspondant à une rubéfaction tardive du granite à la fin du Primaire ou au début du Secondaire (Genter et Traineau, 1992). Ces fractures ne peuvent donc pas être caractéristiques d'un épisode tectonique. Elles ne seront pas prises en considération dans cette étude. La zone retenue est donc comprise entre **1430 et 1470m** et présente 69 fractures.

- **1625 et 1725 m.** Le degré de fracturation global (5,5 fractures/m en moyenne) est aussi intense que pour la zone précédente mais l'altération de la roche semble plus ponctuelle et intercalée avec de larges bandes de granite sain. Les fractures à quartz sont plus nombreuses

(jusqu'à 10 fractures/m entre 1625 et 1650 m). 484 fractures sont colmatées par du quartz dans cette zone.

- La zone **2075-2200 m** est relativement moins altérée. La base du forage est à nouveau caractérisée par la présence de quartz en remplissage dans les fractures. La densité de fractures est égale à 5 fractures/m en moyenne et atteint au maximum 8 fractures/m pour l'intervalle 2150-2175 m, bien marqué par l'altération. Les fractures à quartz (186) sont assez peu nombreuses (1,5 fractures/m en moyenne) mais constituent la quasi - totalité des fractures colmatées dans la zone 2150-2175 m (60% des fractures sont colmatées par du quartz).

Ces trois zones servent de base à l'étude tectonique.

#### 4.1.2. Etude structurale.

Une première étude concerne la définition des axes de paléocontraintes. L'axe de la contrainte principale minimale,  $\sigma_3$ , est défini sans ambiguïté par le pôle moyen des filons (cf. Figure 134). Les contraintes majeures et intermédiaires  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  sont par contre plus difficiles à positionner. Trois possibilités sont alors envisageables si on se réfère aux trois régimes de contraintes (extensif, compressif et décrochant) décrits par Anderson (1951).

Une étude détaillée des failles présentant des stries (Dezayes, 1995) a permis la reconstitution des paléotenseurs de contraintes à Soultz. Quatre phases tectoniques principales sont décrites en accord avec la tectonique d'ordre régional (Tableau 26).

Le granite, mis en place au Viséen, est principalement affecté par l'histoire tectonique cénozoïque correspondant à la formation du graben du Rhin. Cette phase de distension E-W intervient entre trois principaux épisodes compressifs dus à la collision des plaques Europe et Afrique (Bergerat, 1985; Villemin et Bergerat, 1987). Une première phase compressive N-S est datée à l'Eocène. Elle est suivie à l'Oligocène par la distension E-W puis par deux nouvelles phases: une compression NE-SW (Miocène) et une phase compressive décrochante NW-SE, qui se poursuit jusqu'à l'Actuel (Dezayes, 1995).

Les travaux de Dezayes (1995) sont établis à partir de l'étude de plans de failles striés. Ces plans de discontinuités ont été réinitiés à des époques différentes et sous des régimes de contrainte différents. Les fractures du forage sont le reflet de ces différents épisodes extensifs ou compressifs. Cependant, Dezayes (1995) attribue la majorité des ouvertures de fractures, à l'épisode de *distension oligocène*. *Cette phase d'extension sera donc utilisée comme le régime de contraintes de référence dans cette étude.*

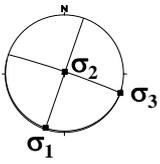
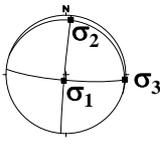
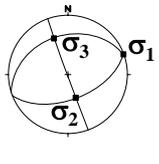
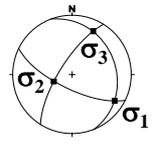
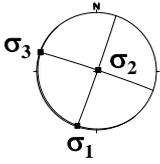
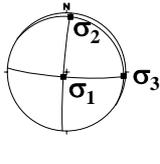
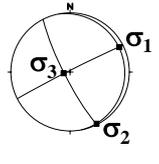
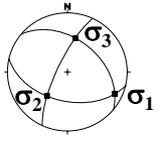
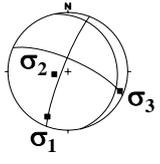
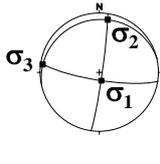
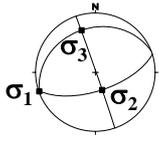
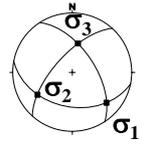
	Compression N-S	Extension E-W	Compression NE-SW	Compression NW-SE
PERIODE	EOCENE	OLIGOCENE	MIOCENE	fin Miocene-Actuel
<i>totalité des failles</i>				
$\Phi$	<b>0,5175</b> 33 données	<b>0,4304</b> 36 données	<b>0,2822</b> 18 données	<b>0,0235</b> 14 données
<i>failles entre 1400-1800 m</i>				
$\Phi$	<b>0,5245</b> 24 données	<b>0,3790</b> 27 données	<b>0,2903</b> 4 données	<b>0,0990</b> 11 données
<i>failles entre 1800-2300 m</i>				
$\Phi$	<b>0,5164</b> 9 données	<b>0,5728</b> 9 données	<b>0,3326</b> 14 données	<b>0,2777</b> 3 données

Tableau 26: Evolution des tenseurs de paléocontraintes avec la profondeur dans le forage EPS1. Comparaison des résultats obtenus pour la totalité des failles et suivant deux intervalles de profondeur (D'après Dezayes, 1995).

En régime extensif, les fractures s'ouvrent sous l'action d'un tenseur de contraintes dont les axes perpendiculaires entre eux, sont positionnés théoriquement par le modèle Anderson (1951) (Figure 142).

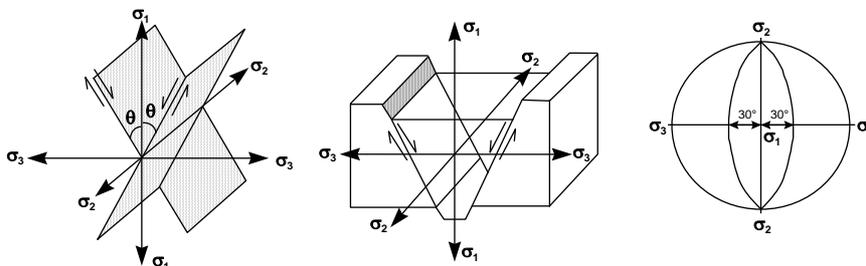


Figure 142: Modèle théorique d'Anderson (1951) correspondant à un régime extensif.

#### 4.1.3. Orientation des fractures et tenseurs de paléocontraintes associés.

Les axes de paléocontraintes ont été identifiés (Figure 143) pour chaque zone de profondeur du forage EPS1 (1400-1500 m, 1625-1725 m et 2075-2220 m) et pour l'ensemble des fractures colmatées par du quartz (Tableau 27).

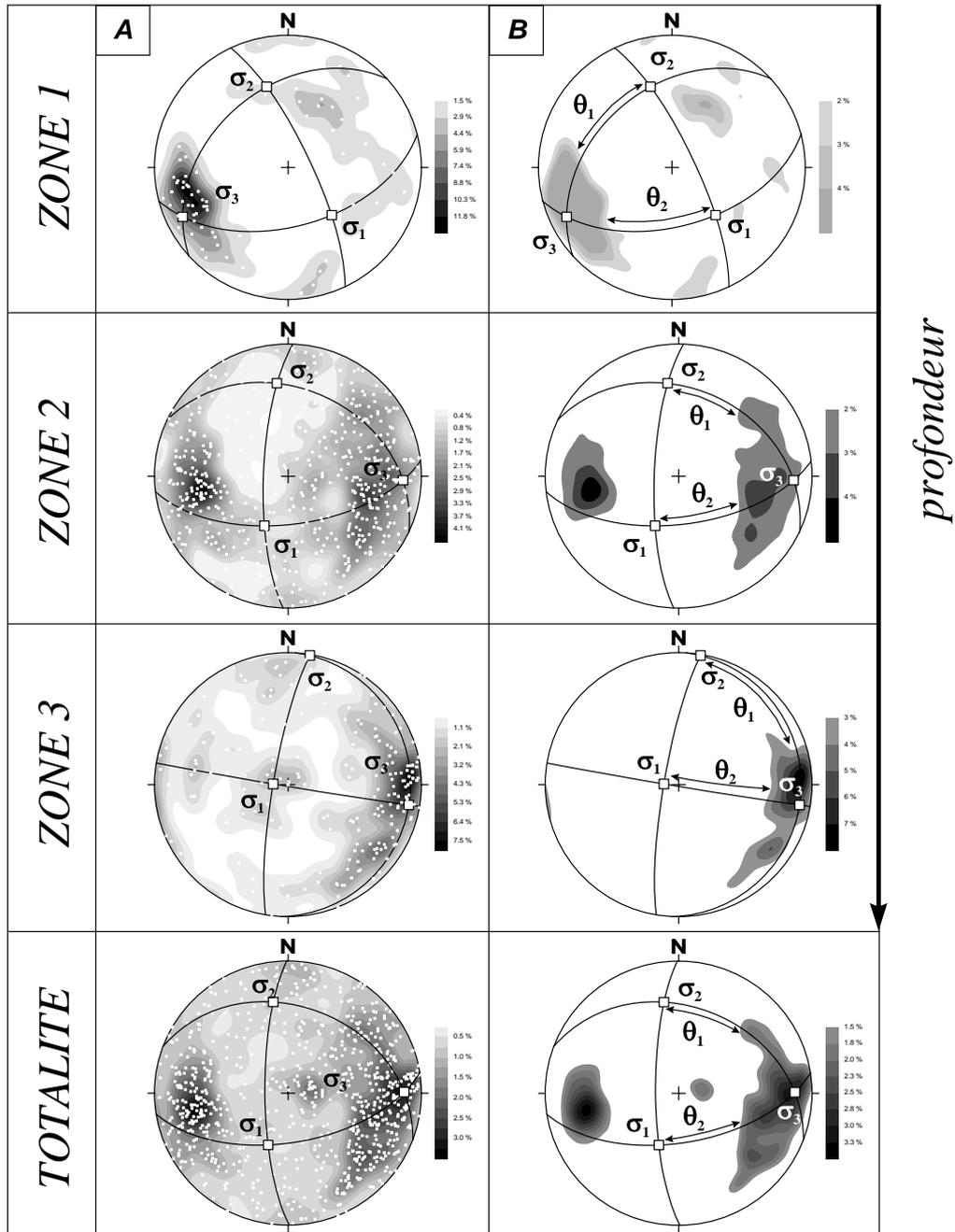


Figure 143: Stéréogrammes (Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur) présentant: A) les contours de densités des pôles de fractures contenant du quartz, des différentes zones de profondeur et de la totalité du forage EPS1 et les vecteurs moyens correspondant aux axes de contraintes principaux. B) Schématisation des représentations précédentes permettant l'estimation graphique des angles  $\theta_1$  et  $\theta_2$ .

profondeur	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\Phi$	$2\theta_1$	$2\theta_2$
1430-1470 m	N138°E, 50°N	N165°E, 37°S	N65°E, 24°E	0,632	114°	129°
1625-1725 m	N25°E, 56°N	N173°E, 30°S	N92°E, 15°W	0,720	84°	102°
2075-2220 m	N131°E, 69°S	N6°E, 13°N	N92°E, 17°W	0,813	124°	130°
1400-2300 m	N21°E, 56° N	N171°E, 31°S	N89°E, 14°W	0,815	89°	100°

Tableau 27: Directions des axes de contraintes principales obtenues par étude des représentations stéréographiques des zones 1, 2, 3 et pour leur ensemble (1400-2300 m). Les angles  $\theta_1$  et  $\theta_2$  sont calculés graphiquement et permettent de déterminer une valeur des rapports de contraintes  $\Phi$  et  $R'$ .

Les fractures présentes dans chaque zone s'organisent en un système principal d'orientation NS à pendage subvertical (Figure 143) qui permet la définition statistique (Davis, 1973) des 3 vecteurs contraintes.

Les trois zones de profondeur sont caractérisées par des vecteurs d'orientation similaire avec un axe de contrainte  $\sigma_3$  globalement EW subhorizontal,  $\sigma_2$  NS subhorizontal et une contrainte compressive maximale  $\sigma_1$  subverticale. La concentration des pôles de fractures permet d'imposer une configuration du cercle de Mohr (Figure 132) dans lequel la valeur de pression fluide sera inférieure à la contrainte intermédiaire  $\sigma_2$  et permettra le calcul des angles  $\theta_1$  et  $\theta_2$ , et par conséquent le rapport  $\Phi$ .

Ces trois systèmes semblent donc correspondre au même événement tectonique, une extension EW caractérisée par des rapports  $\Phi$  (cf. équation 91) élevés (supérieur à 0,7 pour les trois zones). La zone plus profonde 2075-2220 m est caractérisée par un rapport  $\Phi$  plus élevé (0,813) équivalent au rapport déterminé pour l'ensemble des fractures à quartz présentes dans le forage EPS1. La configuration des fractures de la zone 3 est en effet très proche de la configuration d'ensemble avec une majorité de fractures pendant vers l'Ouest. Les autres zones de profondeur sont caractérisées par des distributions de fractures moins nettes, des fractures à pendage Ouest étant systématiquement accompagnées de fractures à pendage Est. Il est donc à nouveau essentiel (cf. Chapitre 2) de réaliser une discrétisation du forage EPS1 par zone de profondeur pour visualiser l'ensemble des phénomènes.

#### **4.2. Pression fluide.**

Les veines de quartz ont été percolées et colmatées par des fluides. Ceux-ci agissent mécaniquement sur leurs épontes et contribuent à leur ouverture, leur action s'ajoutant à celle des contraintes tectoniques. Il est donc nécessaire d'estimer les valeurs de pressions fluides qui existaient à l'époque du colmatage des veines pour envisager une reconstitution des tenseurs de paléocontraintes.

Une étude récente (Dubois et al., 1996), a été réalisée sur des inclusions fluides présentes à différentes profondeurs du forage EPS1. Ces travaux mettent en évidence une succession complexe d'épisodes de fracturation - percolation - colmatage. L'interprétation des conditions Pression - Température - Composition de ces fluides, a permis à Dubois et al. (1996) de distinguer trois grandes phases de migration des fluides (Figure 144):

- 1) une première phase primaire caractérisée par des inclusions riches en CO<sub>2</sub>. Ces fluides présents dans les quartz primaires du granite sont d'origine magmatique et circulent de façon précoce après la mise en place du granite (Figure 144-1a). Ces fluides sont rares et isolés;
- 2) une deuxième phase de percolation de fluides permet le colmatage des microfissures des quartz magmatiques du granite. Les inclusions sont organisées en plans d'inclusions fluides (cf. Chapitre 2) et deux familles d'orientation sont distinguées: des plans N170-180° à pendage subvertical et des plans conjugués N-S à pendage 40-50°. Ces inclusions contiennent des fluides aqueux;
- 3) une troisième phase est définie par des fluides aqueux présents à la fois dans les quartz authigènes du granite et dans les quartz secondaires des veines. Cette dernière phase est caractérisée par des fluides dont les températures de fusion de la glace (T<sub>FG</sub>) sont très variées, indiquant des différences de salinités importantes entre inclusions. Cet intervalle de variation des salinités est caractéristique de différents épisodes de piégeage des fluides au niveau des veines. Les fluides présents à cette époque peuvent donc correspondre aux conditions de pression permettant les séquences de réouverture - colmatage des veines (Figure 144-2).

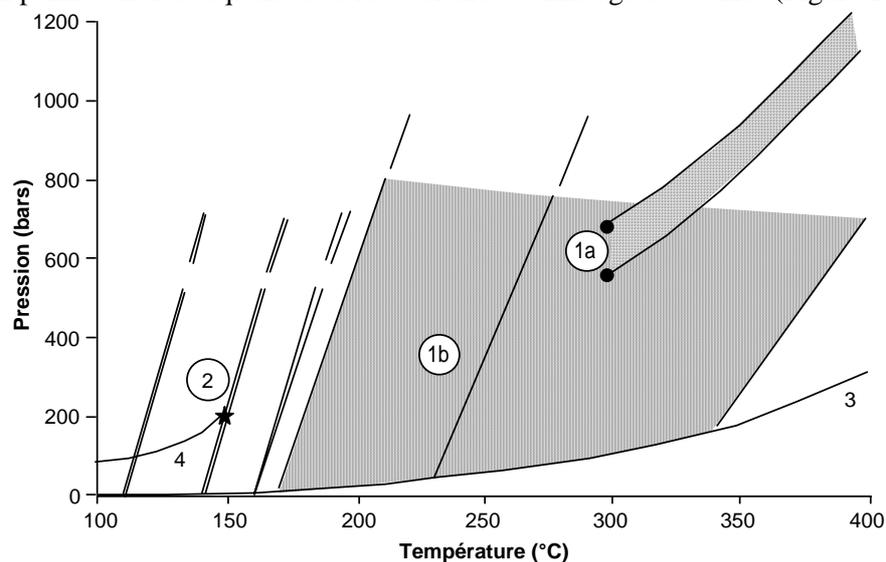


Figure 144: Reconstitution des conditions P-T pour les différents épisodes de migration de fluides ayant affecté le granite de Soultz. (1a) stades précoces caractérisés par des inclusions fluides riches en CO<sub>2</sub> (les cercles noirs représentent les Th). (1b) inclusions fluides aqueuses. (2) circulations récentes incluant les fluides des quartz authigènes de la roche et des veines. Deux isochores (double trait) sont tracées pour les faibles et fortes salinités et pour trois températures correspondant aux valeurs modales et extrêmes des Th. (3) courbe d'équilibre liquide-vapeur pour le système H<sub>2</sub>O-NaCl (5% poids NaCl). (4) gradient thermique actuel et conditions au sommet du forage (étoile) en considérant un régime de pression hydrostatique. D'après Dubois et al, 1996.

Une similitude d'orientation entre les veines et les plans d'inclusions fluides a été observée dans le Chapitre II et précédemment par Dezayes (1995) puis Dubois et al. (1996). Ces directions d'ouvertures communes ne sont cependant pas caractérisées par des fluides identiques. Les deux phases tectoniques, compression NS et extension EW décrites à Soultz, pourraient théoriquement produire des ouvertures de fractures de même orientation. La présence de fluides différents aux deux échelles permet de distinguer ces deux épisodes.

Les plans d'inclusions fluides ont été formés et percolés antérieurement aux veines c'est à dire probablement pendant la phase de compression NS qui a affecté le granite à Soultz. Les veines ont par contre été ouvertes, percolées et réouvertes durant la phase extensive EW oligocène et post-oligocène.

Cette dernière phase de percolation, caractérisée par des fluides aqueux de salinité variable sera donc considérée comme caractéristique des veines de quartz.

Les pressions fluides peuvent être, de ce fait, estimées à partir de l'interprétation des isochores caractéristiques des fluides responsables du colmatage et de l'ouverture des veines. Pour chaque zone de profondeur étudiée, l'étude microthermométrique de Dubois et al. (1996) a permis de calculer les températures minimales de piégeage des fluides en faisant l'hypothèse d'un régime de pression hydrostatique à ces profondeurs. Ces pressions sont celles qui interviendront dans la reconstitution des tenseurs de paléocontraintes (Tableau 28). Elles permettent de plus, le calcul des coefficients  $R'$  (cf. équation 96).

<b>ZONES</b> profondeurs (m)	<b>1</b> 1400-1500	<b>2</b> 1625-1725	<b>3</b> 2075-2200
<i>Dubois et al., 1996 (m)</i>			
$T_{fG}$ (°C)	-2,0°C	-6,0°C	/
$T_h$ (°C)	139,0°C	135,0°C	/
$\Delta T$ (°C)	7,85	8,85	12,24
<b><math>P_f</math> (bars)</b>	<b>143,03</b>	<b>163,9</b>	<b>220,76</b>
profondeur résultante (m)	1430,3	1639,0	2207,6
<b><math>R'</math></b>	<b>0,184</b>	<b>0,399</b>	<b>0,178</b>

Tableau 28: Données microthermométriques obtenues sur les inclusions fluides des quartz présents dans les veines du granite de Soultz à différentes profondeurs. Pour chaque zone, les températures de fusion de la glace ( $T_{fG}$ ), les températures d'homogénéisation ( $T_h$ ), les corrections des températures d'homogénéisation ( $\Delta T$ ) et la pression fluide et profondeur résultante sont mentionnées. Ces données de pression fluide  $P_f$ , complétées par la connaissance des angles  $\theta_1$ ,  $\theta_2$  et donc du rapport  $\Phi$  (cf. Tableau 27) pour chaque zone de profondeur, permettent de calculer les rapports de contraintes  $R'$  (Baer et al., 1994).

#### 4.3. quantification des contraintes.

Les trois états de contraintes caractéristiques des différentes zones de profondeur permettent de reconstruire des cercles de Mohr relatifs sur la base des équations [106] et [107].

#### 4.3.1. Exemple: construction du cercle de Mohr pour la zone 2.

Cette zone présente entre 1625 et 1725 m, 483 fractures colmatées par du quartz. Cet échantillonnage important permet de minimiser les erreurs réalisées sur la définition des angles  $\theta$  et donc sur le calage final du cercle de Mohr. Elle a donc été choisie comme exemple.

La zone 2 (1625-1725 m) est caractérisée par trois axes de contraintes principaux  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ , orientés respectivement N25°E 56°N; N173°E 30°S; N92°E 15°W (Figure 143). Les fractures colmatées par du quartz s'organisent en un système orienté N10° 80°W perpendiculairement à  $\sigma_3$ . Cette configuration a permis de déterminer les deux angles  $2\theta_1$  (84°) et  $2\theta_2$  (102°) entre les pôles des filons et les axes de contraintes  $\sigma_2$  (plan  $\sigma_2$ -  $\sigma_3$ ) et  $\sigma_1$  (plan  $\sigma_3$ -  $\sigma_1$ ).

La pression fluide contemporaine de l'ouverture des ces fractures et de leur colmatage, réalisés en plusieurs épisodes lors de la distension oligocène a été estimée aux environs de 16 MPa (Dubois et al., 1996).

##### a. Construction du cercle de Mohr.

Les rapports des contraintes  $\Phi$  (0,720) et  $R'$  (0,399) permettent de calculer dans un premier temps, les valeurs relatives des contraintes:

$$\Phi = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \Leftrightarrow \sigma_3 = \frac{\sigma_2 - \Phi \cdot \sigma_1}{(1 - \Phi)} = \frac{\sigma_2 - 0,720 \cdot \sigma_1}{(0,28)} \Leftrightarrow \sigma_3 = \frac{\sigma_2}{0,28} - 2,57 \cdot \sigma_1$$

$$R' = \frac{P_f - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \Leftrightarrow \sigma_1 = \frac{P_f + \sigma_3 \cdot (R' - 1)}{R'} = \frac{16 + \sigma_3 \cdot (-0,601)}{0,399} \Leftrightarrow \sigma_1 = 40,1 - 1,5 \cdot \sigma_3$$

$$\frac{\Phi}{R'} = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{P_f - \sigma_3} \Leftrightarrow \sigma_2 = \left[ \frac{2}{1 + \cos 2\theta_1} \cdot (P_f - \sigma_3) \right] + \sigma_3 \Leftrightarrow \sigma_2 = (28,8 - 1,8 \cdot \sigma_3) + \sigma_3$$

Plusieurs cercles de Mohr peuvent être tracés à partir de ces relations (Figure 145). Chacun d'eux respecte par construction les angles  $2\theta_1$  et  $2\theta_2$  et la valeur de pression fluide. Pour permettre une estimation quantitative des contraintes, il est nécessaire dans un deuxième temps, de caler un de ces cercles de Mohr par rapport à la courbe intrinsèque caractéristique de la roche à cette profondeur.

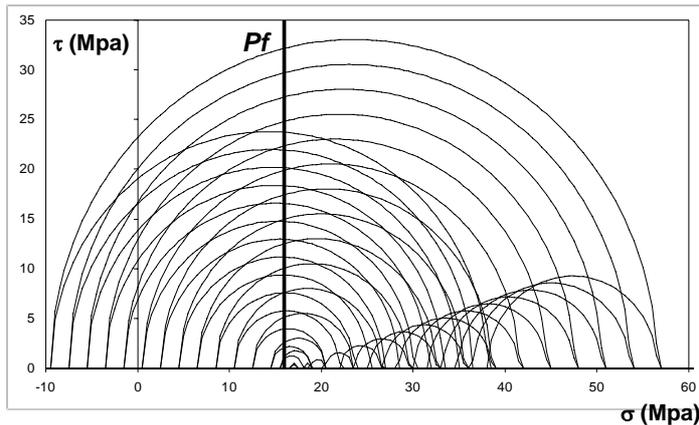


Figure 145: Etats de contrainte possibles pour la zone de profondeur 1625-1725 m du forage EPS1. Ces cercles de Mohr relatifs respectent les critères angulaires définis par les rapports  $\Phi$  et  $R'$  et une valeur de contrainte compressive minimale  $\sigma_3$  inférieure à la valeur de pression fluide (ici égale à 16 MPa).

#### b. Construction de la courbe intrinsèque.

Les deux critères principaux permettant de déterminer l'équation empirique de la courbe intrinsèque (Hoek et Brown, 1980), sont le degré d'altération de la roche fracturée et l'espacement moyen des fractures (cf. Annexe 5).

Les fractures de la zone 2 sont percolées par des fluides responsables d'une altération importante localisée au niveau des zones de fractures (Figure 146). De nombreuses zones de granite sain sont cependant observables entre ces zones altérées. Le granite entre 1625 et 1725 m, peut donc être considéré comme peu altéré d'un point de vue rhéologique. L'intervalle moyen entre deux fractures est de 0,2 m avec un maximum de 1m (la précision de calage des différentes fractures en profondeur est de l'ordre du cm). Le degré d'altération faible de la roche et l'espacement moyen entre fractures permettent de placer cette roche dans la catégorie "FAIR QUALITY ROCK MASS" ou "ROCHE DE QUALITE INTERMEDIAIRE" proposé par Hoek et Brown (1980) (Annexe 5).

La courbe intrinsèque peut donc être tracée grâce aux équations roches intactes normalisées, non normalisées [115] et [116] et grâce à l'équation [118], caractéristique du degré de fracturation et d'altération de la zone 2 (Figure 146). Les paramètres intrinsèques de la roche fracturée sont sa résistance à la traction  $T'$  (7,25 Mpa), sa cohésion interne  $C$  (4,5 Mpa) et son coefficient de friction  $\mu$  (0,45).

$$\tau_n = 0,346 \cdot (\sigma_n + 0,0002)^{0,700} \quad [118]$$

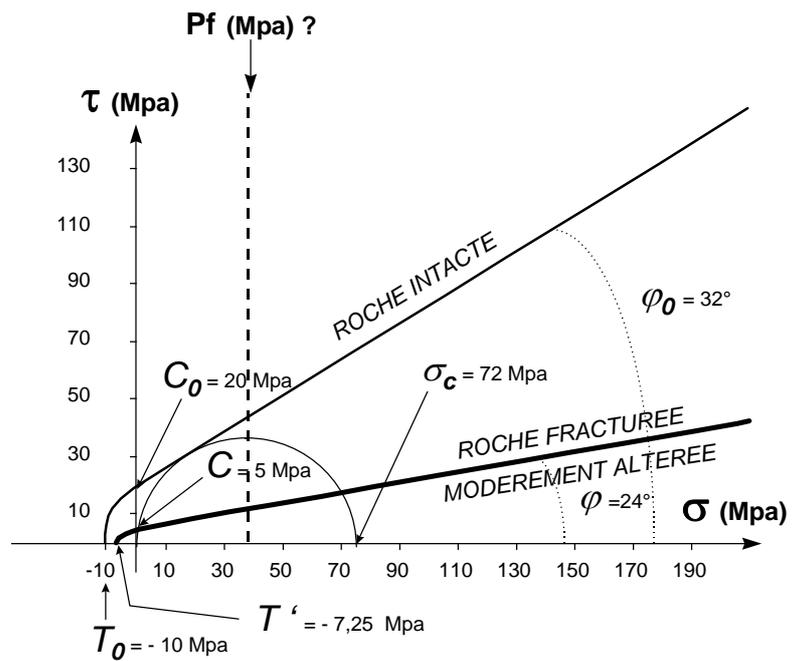
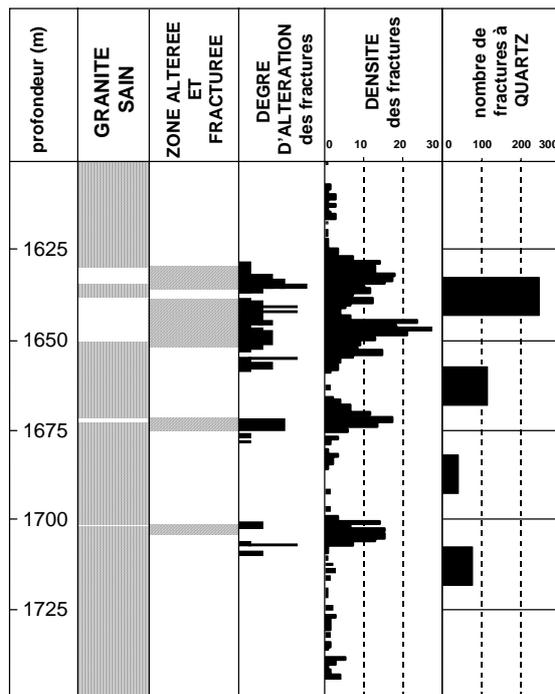


Figure 146: Log du forage EPS1 (cf. Figure 140) correspondant à la zone de profondeur 1625-1725 m (zone 2). Le granite est très fracturé à ces profondeurs mais la roche reste modérément altérée. Ce cas de figure permet de considérer la roche comme "fracturée et modérément altérée" pour les critères empiriques des équations de Hoek et Brown (1980). La courbe intrinsèque caractéristique de la zone 2 peut donc être replacée dans un diagramme  $\tau$ - $\sigma$ . Elle tient compte des caractéristiques mécaniques du granite fracturé (Cohésion interne  $C$ , résistance à la traction  $T$  et angle de friction  $\phi$ ).

### c. Quantification des contraintes.

La quantification des contraintes est réalisée par calage du cercle de Mohr sur la courbe intrinsèque. Deux conditions sont posées:

- Le positionnement de l'ensemble des pôles des filons (483 données) sur le cercle de Mohr relatif doit respecter les conditions de rupture. La majorité des points doit être située au dessus de la courbe intrinsèque [118]. La contrainte normale définie pour la majorité des points doit donc être inférieure à la valeur de la pression fluide qui permet leur réouverture.
- Le pôle moyen des filons doit être proche de l'intersection pression fluide - courbe intrinsèque. La pression fluide permet la réouverture de plan de fractures dont l'orientation est contrôlée par les angles  $\theta_1$  et  $\theta_2$ .

Le calage graphique du cercle est ensuite obtenu visuellement en faisant varier les valeurs de  $\sigma_3$  jusqu'à ce que toutes les conditions de rupture soient respectées et plausibles (Figure 147).

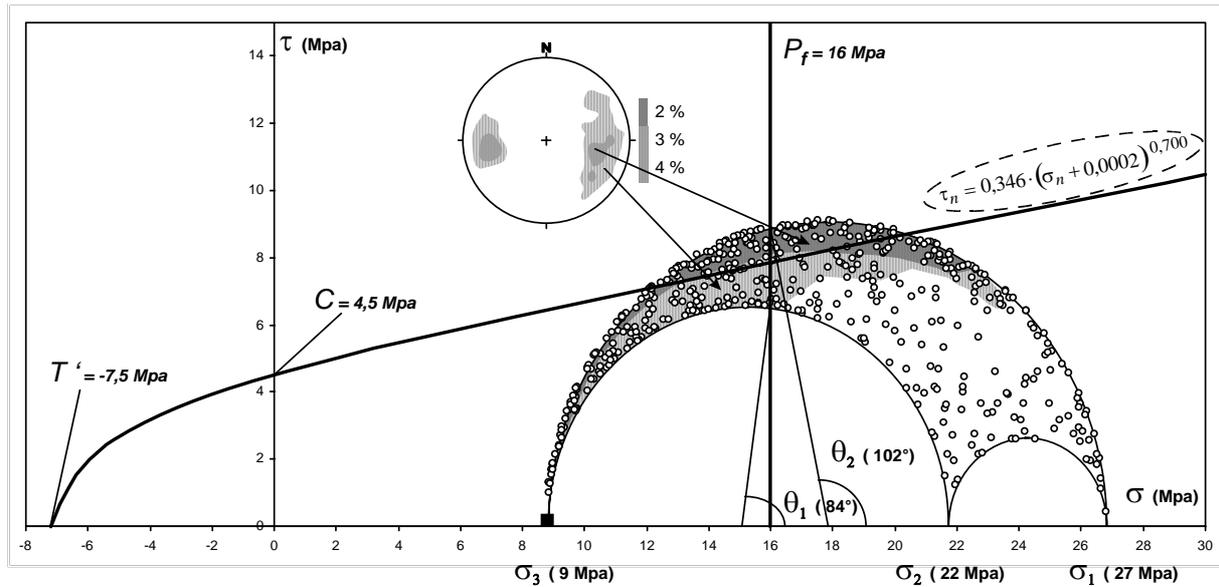


Figure 147: Cercle de Mohr caractéristique des phases de fracturation - colmatage des fractures à quartz de la zone de profondeur 1625-1725 m. Les trois contraintes principales sont calées grâce aux valeurs d'angles  $\theta_1$  et  $\theta_2$  entre les pôles de filons et les plans  $\sigma_3$ - $\sigma_2$  et  $\sigma_3$ - $\sigma_1$  et la pression fluide. Les pôles des filons sont placés dans le cercle (ronds blancs). Les zones de plus fortes densités des pôles sont représentées par les enveloppes grisées et le cercle est défini par son intersection avec la courbe intrinsèque (inférieure aux zones de fortes densités) et la pression fluide.

Le cercle de Mohr obtenu par calage visuel des données permet de définir un tenseur de paléocontraintes caractéristique des phases de fracturation - percolation - colmatage des fractures du forage entre 1625 et 1725 m. Les valeurs des contraintes principales obtenues sont en réalité des valeurs de contraintes effectives [équation 85]. Le régime de contrainte réel doit être majoré par la valeur de pression fluide:

$$\sigma_1' = 26,8 \text{ Mpa} = \sigma_1 - P_f \Leftrightarrow \sigma_1 = 27 + 16 = 42,8 \text{ Mpa}$$

$$\sigma_2' = 21,7 \text{ Mpa} = \sigma_2 - P_f \Leftrightarrow \sigma_2 = 21,7 + 16 = 37,7 \text{ Mpa}$$

$$\sigma_3' = 8,8 \text{ Mpa} = \sigma_3 - P_f \Leftrightarrow \sigma_3 = 8,8 + 16 = 24,8 \text{ Mpa}$$

#### 4.3.2. Construction des cercles de Mohr pour les zones 1 et 3.

La quantification des tenseurs de paléocontraintes pour les zones 1 (1400-1500 m) et 3 (2075-2200 m) est réalisée en suivant la même démarche que celle présentée pour la zone 2.

Les données géométriques concernant les axes des contraintes et valeurs de pression fluide utilisées sont mentionnées respectivement dans les Tableaux 27 et 28. Les courbes intrinsèques sont identiques à celle utilisée pour la zone 2 [équation 118] car les degrés de fracturation et d'altération sont similaires pour les trois zones (Figure 140).

Les résultats sont présentés dans le Tableau 29 et la Figure 148.

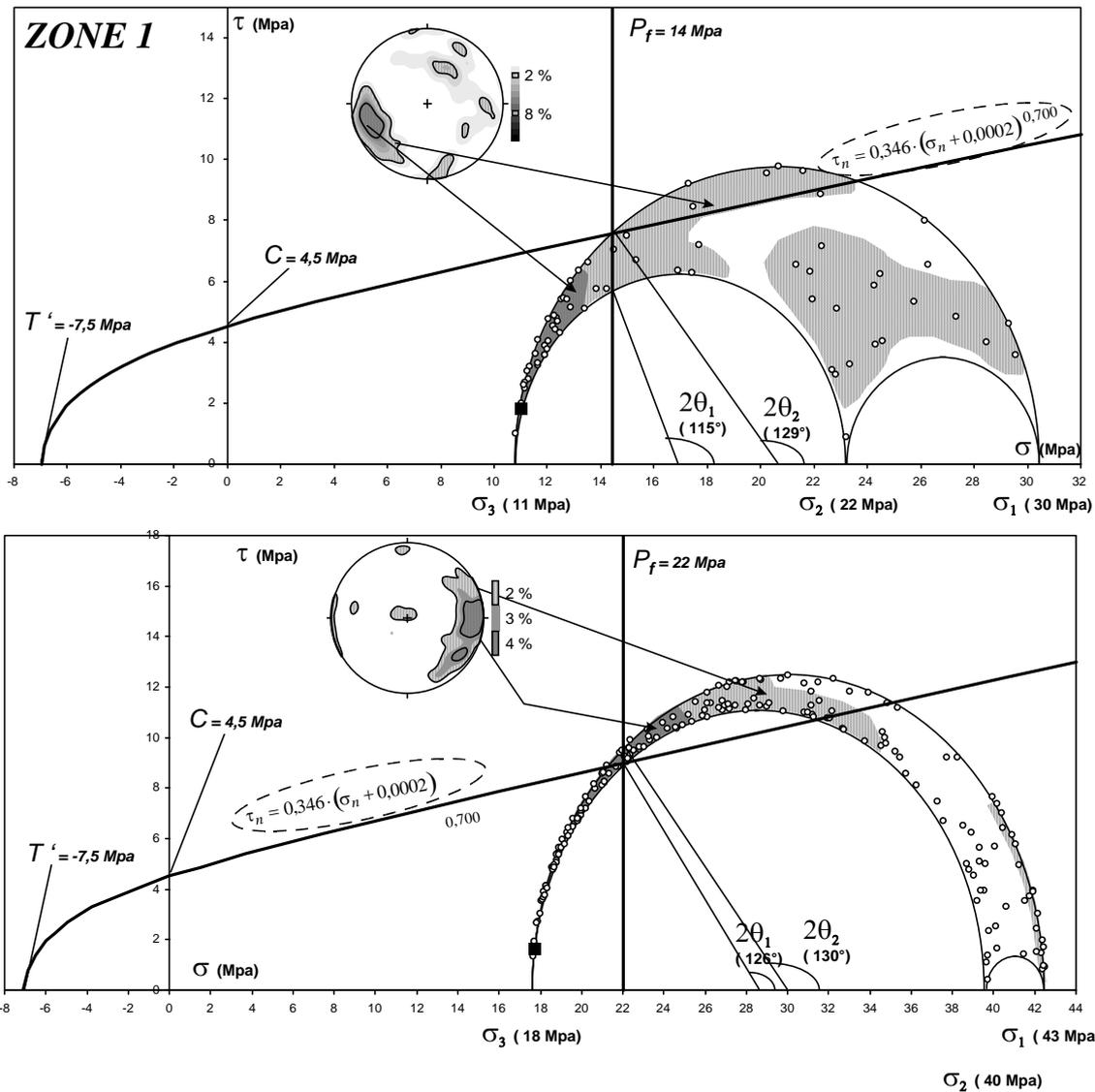


Figure 148: Cercles de Mohr caractéristiques des phases de fracturation - colmatage des fractures à quartz des zones de profondeur 1 et 3 (1400-1500 m et 2075-2220 m). Les trois contraintes principales sont calées grâce aux valeurs d'angles  $\theta_1$  et  $\theta_2$  entre les pôles de filons et les plans  $\sigma_3$ - $\sigma_2$  et  $\sigma_3$ - $\sigma_1$  et la pression fluide. Les pôles des filons sont placés dans le cercle (ronds blancs). Les zones de plus fortes densités des pôles sont représentées par les enveloppes grisées et chaque cercle est défini par son intersection avec la courbe intrinsèque ( inférieure aux zones de fortes densités) et la pression fluide.

profondeur	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$P_F$
1400-1500 m	44,5 Mpa	37,3 Mpa	25 Mpa	14 Mpa
1625-1725 m	42,8 Mpa	37,7 Mpa	24,8 Mpa	16 Mpa
2075-2220 m	64,7 Mpa	60 Mpa	39,5 Mpa	22 Mpa

Tableau 29: Etats de contraintes déterminés pour chaque zone de profondeur.

La zone du forage entre 1400-1500 m est caractérisée par des valeurs de paléocontraintes similaires à celles de la zone 2. La zone de profondeur 2075-2200 m est distincte des précédentes. La

configuration du cercle de Mohr est en effet différente, avec des valeurs de  $\sigma_1$  (65 Mpa) et  $\sigma_2$  (60 Mpa) relativement proches (Figure 148).

### 4.3.3. Bilan

Cette étude a permis de mettre au point une méthode de quantification des tenseurs de paléocontraintes basée sur la répartition géométrique des pôles de filons et sur des considérations empiriques des critères de rupture. Cependant, un degré d'imprécision subsiste dans la définition des angles  $\theta_1$  et  $\theta_2$ , mais aussi dans la détermination des pressions fluides.

Par exemple, des tests ont été effectués avec des valeurs différentes de pression fluide, d'angles  $\theta_1$  et  $\theta_2$ , donc de rapport  $R'$  et  $\Phi$  pour la zone 1. Ces calculs, dont un exemple pour la zone 1 est présenté dans le Tableau 30, ont permis d'estimer la marge d'erreur réalisée sur les paléocontraintes avec ce type d'approche. Elle reste globalement faible et de l'ordre de  $\pm 5$  MPa.

$2\theta_1$	$2\theta_2$	$R'$	$\Phi$	$P_f$	$\sigma_1$ (MPa)	$\sigma_2$ (MPa)	$\sigma_3$ (MPa)
<i>114</i>	<i>129</i>	<i>0,184</i>	<i>0,632</i>	<i>14,30</i>	<i>44,5</i>	<i>37,3</i>	<i>25</i>
114	129	0,184	0,632	<b>12,00</b>	49,73	41,74	28,00
114	129	0,184	0,632	<b>16,00</b>	48,40	41,01	28,30
<b>110</b>	<b>140</b>	0,117	0,3556	14,30	49,765	34,323	25,803
<b>119</b>	<b>120</b>	0,25	0,9705	14,303	41,815	41,296	24,203
valeurs minimales					41,82	34,32	24,20
valeurs maximales					49,76	41,74	28,30

Tableau 30: Estimation de l'erreur qui peut être réalisée sur le calcul des paléocontraintes. Les paramètres  $2\theta_1$ ,  $2\theta_2$ , d'où  $\Phi$ ,  $R'$  et finalement  $P_f$  ont été changés arbitrairement par rapport au cas de figure qui caractérise Soutz (zone grisée, texte italique). Les valeurs de contraintes résultantes sont proches des valeurs "réelles" à  $\pm 5$  MPa près.

Malgré un calage graphique du cercle de Mohr, donc forcément soumis à l'avis du géologue, la marge d'erreur de  $\pm 5$  MPa reste faible. Cette méthodologie ne prétend donc pas permettre la quantification précise des tenseurs de paléocontraintes mais plutôt de donner leur ordre de grandeur.

## 4.4. Implications régionales.

### 4.4.1. Contexte tectonique régional.

L'hypothèse d'un contexte extensif E-W Oligocène, à l'origine de l'ouverture des fractures, a été utilisée dans cette étude pour reconstituer les régimes de paléocontraintes présents à cette époque. L'ensemble des données d'orientation des fractures colmatées par du quartz (1400-2300 m) est présenté et comparé aux travaux de Dezayes (1995) pour les différentes zones de profondeur en Figure 149A.

Les trois axes des contraintes principales sont relativement constants en directions et pendages sur l'ensemble des trois zones de profondeur, avec un pôle  $\sigma_3$  subhorizontal (pendage inférieur à  $20^\circ$ ) entre  $N70^\circ$  et  $N100^\circ$ .

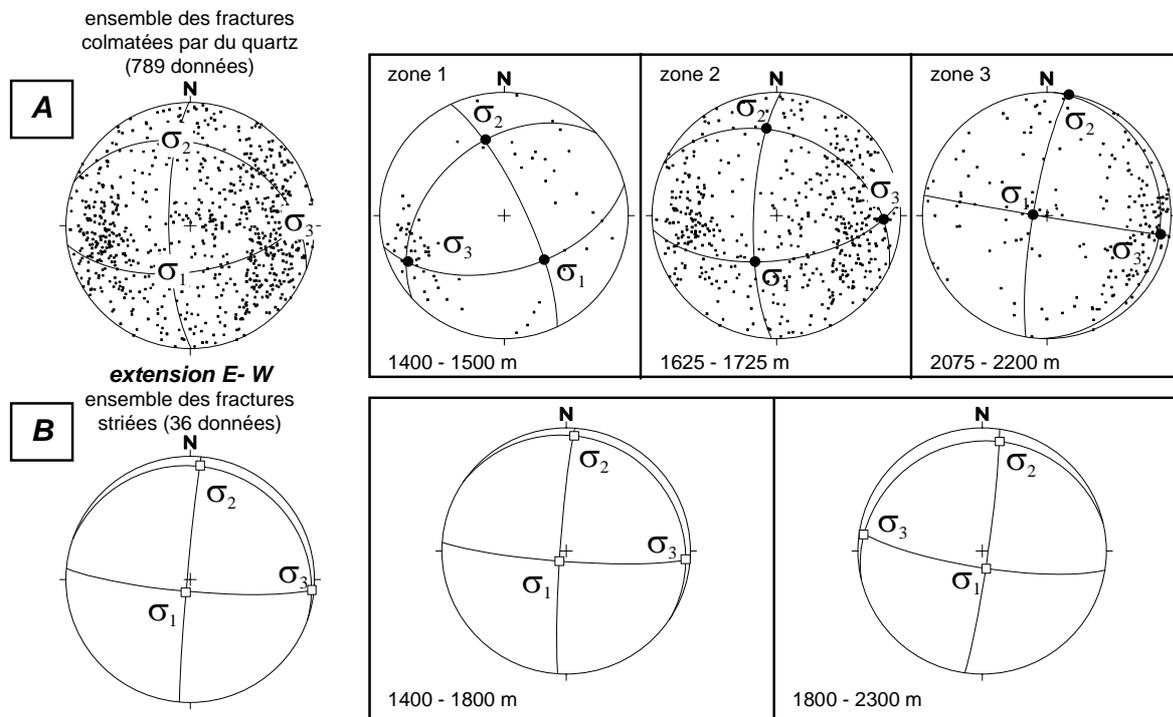


Figure 149: Etats de contraintes obtenus lors de cette étude comparés à ceux donnés par Dezayes, 1995.

Le pôle de l'axe de contrainte minimal  $\sigma_3$  correspond à la direction d'ouverture des filons. Les plans de fractures résultants sont donc subverticaux (pendages entre  $72$  et  $75^\circ$ ) et orientés entre  $N160^\circ$  et  $N190^\circ$ . Cette configuration est proche du régime de contrainte extensif EW (Figure 149B) décrit par Dezayes (1995). Les axes de contraintes proposés par cet auteur ont des pendages plus marqués (entre  $2$  et  $4^\circ$  pour  $\sigma_3$  et  $78$  et  $82^\circ$  pour les axes verticaux) mais leurs directions sont globalement semblables (entre  $94$  et  $98^\circ$  pour  $\sigma_3$ ).

L'étude des fractures à quartz par la méthode de Jolly et Sanderson (1997) permet de ce fait, de retrouver le régime de contraintes extensif décrit par Dezayes (1995) à partir de l'étude des plans de failles striées. Les fractures ouvertes dans ce contexte peuvent donc être considérées comme contemporaines de l'épisode de distension EW Oligocène.

La zone de profondeur 2075-2200 m est distincte des zones supérieures. La configuration du cercle de Mohr est en effet différente, avec des valeurs de  $\sigma_1$  (65 Mpa) et  $\sigma_2$  (60 Mpa) relativement proches. Ceci est en accord avec les travaux de Dezayes (1995) qui décrit, au niveau de la formation du fossé rhénan, un épisode d'extension EW qui fait suite à un régime compressif NS (Villemin et Bergerat,

1987). Ces régimes de contraintes sont bien marqués au niveau du granite de Soultz et correspondent à un système global de tension E-W, le passage de l'un à l'autre étant réalisé par un échange des axes principaux de contraintes  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  (Dezayes, 1995).

Larroque et Laurent (1988) donnent une interprétation de cette inversion  $\sigma_1$ - $\sigma_2$  en proposant une augmentation de la contrainte verticale  $\sigma_2$  sous le poids du remplissage sédimentaire dans cette région, qui est soumise à un état de contrainte possédant un facteur  $\Phi$  proche de 1. Cette explication concerne la zone intra-graben qui subit le maximum de dépôts. Soultz-sous-Forêts, situé sur la bordure Ouest du graben, devrait donc être moins affecté par ces phénomènes d'inversion des contraintes.

Les valeurs proches de  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  déterminées dans cette étude caractérisent uniquement la zone profonde du forage dont le rapport des contraintes  $\Phi$  est le plus élevé (0,813) et proche de 1. L'augmentation de la contrainte lithostatique et de la pression fluide avec la profondeur, donc bien marquée en fond de forage, peut permettre d'appuyer l'hypothèse de Larroque et Laurent (1988).

#### 4.4.2. Comparaison Oligocène - Actuel.

Le régime de contrainte actuelle qui règne à Soultz a été mesuré au niveau du puits (Rummel et Baumgärtner, 1991) à partir des données d'hydrofracturation:

$$\begin{aligned}\sigma_h &= 15,1 + 0,0179 \cdot (z - 1458) \\ \sigma_H &= 24,6 + 0,0198 \cdot (z - 1458) \\ \sigma_v &= 0,024 \cdot z\end{aligned}$$

$\sigma_h$ : contrainte horizontale minimale en MPa,  $\sigma_H$ : contrainte horizontale maximale en MPa  
 $\sigma_v$ : contrainte verticale en MPa,  $z$ : profondeur en m.

Ces données ont été comparées à celles obtenues lors de cette étude (Figure 150).

Les tendances observées pour les paléocontraintes  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  sont mentionnées sur la Figure 150, à titre indicateur, car elles sont en réalité uniquement calculées sur trois points (trois zones). Elles sont cependant globalement semblables à celles observées pour les contraintes mesurées in situ ( $\sigma_v$ ,  $\sigma_h$ ,  $\sigma_H$ ). Elles augmentent globalement avec la profondeur en relation avec l'augmentation de la pression lithostatique.

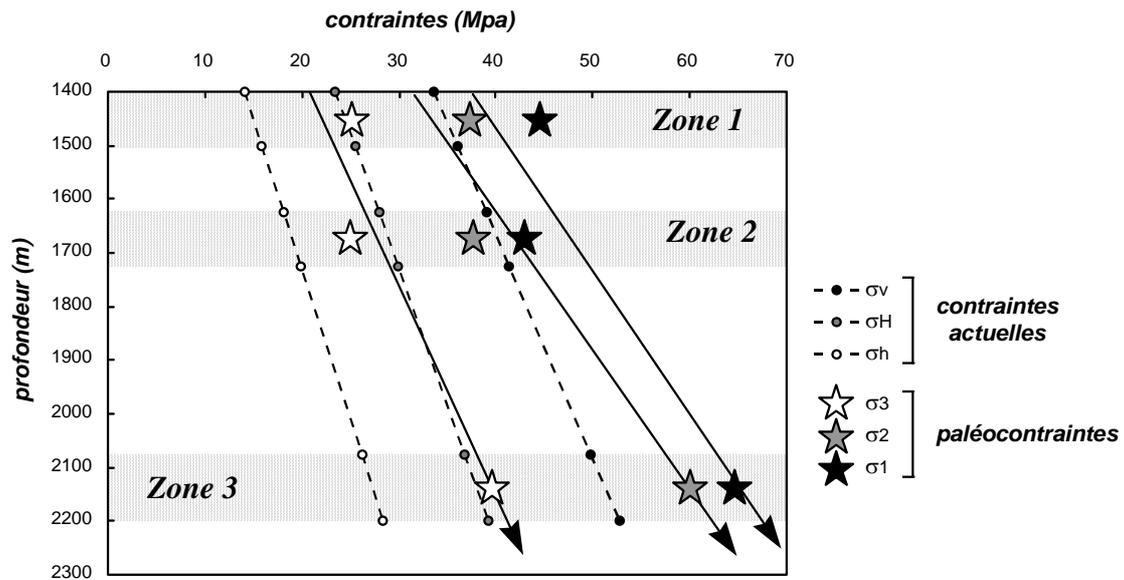


Figure 150: Paléocontraintes calculées lors de cette étude ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ ) comparées aux contraintes actuelles mesurées dans le forage EPS1 (Rummel et Baumgärtner, 1991) en fonction de la profondeur.

Les écarts (entre tendances) mesurés entre les valeurs actuelles et fossiles sont variables avec des différences minimales entre  $\sigma_3$  et  $\sigma_H$  (1,5 MPa en moyenne), et très importantes entre  $\sigma_2$  et  $\sigma_h$  (24 MPa en moyenne). La différence  $\sigma_1$ - $\sigma_v$  est relativement constante avec la profondeur (Figure 151) avec un écart de 8 MPa pour la zone 1, 9 MPa pour la zone 2 et 12 MPa pour la zone 3 (fond du forage).

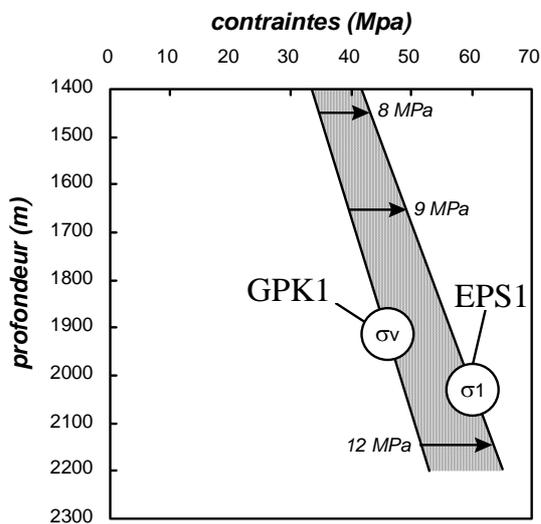


Figure 151: Ecart entre les valeurs de contraintes actuelles (mesure in situ dans GPK1, Rummel et Baumgärtner, 1991) et les valeurs de paléocontraintes (EPS1) obtenues dans cette étude en fonction de la profondeur. La contrainte principale  $\sigma_1$  est subverticale, elle est donc complémentaire de la contrainte actuelle verticale  $\sigma_v$ .

Le régime de contraintes actuelles à Soultz représente un état compressif décrochant NW-SE. Le tenseur des contraintes est de ce fait caractérisé par une contrainte principale intermédiaire  $\sigma_2$  verticale. Il n'est donc pas possible de comparer directement la valeur de la contrainte verticale fossile ( $\sigma_1$ ) à celle mesurée actuellement ( $\sigma_2$ ). La différence de 10 Mpa observée peut cependant correspondre à cet inversion d'axe en supposant que l'intensité des contraintes soit restée stable.

Cependant, ces valeurs restent dans un même ordre de grandeur, au vu de l'erreur réalisée sur le calcul des paléocontraintes ( $\pm 5\text{MPa}$ ).

#### **4.5. Conclusion.**

Trois zones de profondeur ont été étudiées. Elles sont caractéristiques des zones très fracturées où le quartz a précipité en masse entre les épontes des fractures.

La fracturation a été initiée en majorité durant la phase d'extension EW Oligocène (Dezayes, 1995) et est principalement représentée par des familles de fractures d'orientation N-S. Les différents niveaux de profondeur sont caractérisés par des fractures N160°E 65° E pour la zone 1, N10°E 80°W pour la zone 2 et N0°E 75°W, pour la zone 3. Ces directions sont perpendiculaires à la direction de la contrainte principale minimale ( $\sigma_3$ ) et ont permis de définir les relations géométriques entre les enveloppes de pôles des filons et les axes de contraintes (angles  $\theta_1$ ,  $\theta_2$ ).

Trois cercles de Mohr, caractéristiques des trois zones de profondeur, ont été recalculés. Les tenseurs de contrainte qu'ils décrivent sont équivalents pour les deux premières zones de profondeur, avec des valeurs de contraintes proches:  $\sigma_3 \approx 25 \text{ MPa}$ ,  $\sigma_2 \approx 37 \text{ MPa}$  et  $\sigma_1 \approx 43 \text{ MPa}$ . La zone plus profonde du forage EPS1 est par contre caractérisée par un cercle de Mohr particulier où les contraintes principales  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  sont proches:  $\sigma_3 \approx 22 \text{ MPa}$ ,  $\sigma_2 \approx 60 \text{ MPa}$  et  $\sigma_1 \approx 65 \text{ MPa}$ .

Cette méthodologie qui fait appel aux approches couplées de Jolly et Sanderson (1997) et Hoek et Brown (1980), a permis de proposer des valeurs de paléocontraintes caractéristiques des séquences d'ouvertures - percolation - colmatage des fractures à quartz du forage EPS1. Les ordres de grandeur obtenus par cette méthode permettent de donner une idée des régimes de contraintes passés à partir de critères géométriques simples. Cette technique est donc facile à mettre en œuvre et devra être confirmée sur d'autres exemples.

## **Conclusion générale**



Les fractures sont des structures complexes au travers desquelles les fluides peuvent s'écouler. Elles sont, de ce fait, le lieu privilégié d'interactions fluide-roche tout aussi complexes et qui évoluent au cours du temps. La compréhension des différents paramètres qui contrôlent les écoulements est indispensable pour élaborer des modèles prédictifs de l'évolution spatio-temporelle des perméabilités de fissures et des altérations. Ces modèles prennent toute leur importance dans le cadre de sites de stockages de déchets à longue durée de toxicité tels que les déchets radioactifs. La compréhension accrue des phénomènes passés est nécessaire à la maîtrise des phénomènes futurs. L'une des clés de cette compréhension passe par l'étude des fractures et microfissures. Celles-ci sont en effet, les principaux vecteurs des fluides dans des milieux de faible porosité et perméabilité de matrice.

Ces écoulements sont conditionnés par:

- ❖ la géométrie des fractures (orientation et organisation 3D des réseaux);
- ❖ leur morphologie et topologie (extensions, épaisseurs, rugosités, tortuosités);
- ❖ leur densité et connexité;
- ❖ leur remplissage et la chronologie de leurs altérations;
- ❖ leur activité tectonique.

Ce travail, réalisé sur le site géothermique HDR de Soultz, tente de quantifier et de modéliser les écoulements de fluides à différentes échelles.

Les données ont pour l'essentiel été acquises sur le site de Soultz-sous-Forêts et en particulier dans le forage EPS1, entièrement carotté sur 810 m. Ces données constituent une réelle opportunité de suivi en continu de la fracturation et des altérations du massif granitique. Il est en effet rare d'avoir accès à une base de données (Genter et Traineau, 1992) aussi complète que celle de Soultz et qui, de plus, s'accompagne d'une disponibilité et d'une qualité d'échantillonnage accrues. Ces données, outre l'échantillonnage sur carottes, concernent les paramètres profondeurs, orientations, épaisseurs et nature des remplissages des différents types de fractures présentes dans le granite.

L'originalité de ce travail réside dans le fait d'intégrer dans un schéma unitaire, des approches très diverses:

- ❖ une approche de terrain avec des observations micro et macrostructurales,
- ❖ un traitement statistique des données de forage
- ❖ une approche analytique pour quantifier les différents paramètres pétrographiques, chimiques et physiques contrôlant les écoulements fluides,
- ❖ une approche informatique pour élaborer les simulations des écoulements fluides.

Ces différentes approches ont permis d'obtenir des résultats qui concernent:

### **1) la quantification des écoulements fossiles**

Le granite de Soultz montre des évidences de circulations de fluides actuelles et fossiles qui ont induit un colmatage de la quasi - totalité des fractures. Une étude statistique de la répartition des différentes phases minérales de colmatage des fractures a permis d'identifier trois associations minérales (hématite, quartz - illite, calcite - chlorite) spécifiques de systèmes de fractures distincts.

La quantification des écoulements fluides a pu être réalisée. Bien que les valeurs obtenues soient probablement surestimées, des différences spatiales (pour un même épisode) et temporelles (pour les trois épisodes) ont été mises en évidence.

*Cette approche montre qu'il est possible de reconstituer et quantifier de façon détaillée les paléoécoulements fluides.*

### **2) les propriétés de transport des fractures actuelles**

La caractérisation des rugosités des surfaces de fractures a été réalisée par des techniques de profilométrie mécanique (échelle macroscopique) et d'analyse d'images (microfissures). Elle a permis de démontrer leur spécificité en fonction de la nature des roches encaissantes (grès ou granite) et du degré d'altération des épontes. Ces propriétés de surfaces n'induisent pas forcément de perturbation des écoulements fluides lors de la fermeture sous contrainte normale des fractures.

*Le développement des phénomènes de chenalisation n'est pas généralisable à l'ensemble des fractures mais apparaît comme très dépendant de la rugosité initiale de leurs surfaces qu'il faut donc précisément caractériser.*

### **3) la prédiction de l'évolution spatio-temporelle d'une perméabilité de fissures actuelle**

La modélisation de l'évolution d'une perméabilité de fissures actuelle suite à des interactions fluide-roche a été réalisée dans le granite du Brézouard. Elle a démontré qu'une population de microfissures peut développer d'importantes perméabilités et de ce fait générer d'intenses et rapides altérations de la roche encaissante. Par conséquent, toute simulation ne peut être valablement réalisée que si elle prend en compte ces lois de comportement en fonction du temps.

*La prédiction des écoulements fluides en milieu fracturé/fissuré dépend fortement de la connaissance que l'on peut avoir des interactions fluide - roche dans ce milieu.*

### **4) la quantification des paléocontraintes**

Deux approches couplées (Jolly et Sanderson, 1997 et Hoek et Brown, 1980), basées sur la répartition géométrique des pôles des filons et sur des considérations empiriques des critères de rupture, ont permis de quantifier les tenseurs de paléocontraintes caractéristiques de la formation des veines de quartz à Soultz. Cette étude nécessite la détermination préalable par microthermométrie des pressions fluides présentes dans le granite, et caractéristiques des séquences d'ouverture - percolation - colmatage des fractures.

*La construction d'un cercle de Mohr absolu caractéristique des phases d'ouverture - colmatage des fractures est possible à  $\pm 5\text{MPa}$  près. Il permet la quantification des tenseurs de paléocontraintes caractéristiques de la formation des systèmes filoniens.*

L'objet géologique "fracture", de par son histoire, ses caractéristiques génétiques, ses propriétés géométriques et surfaciques, représente une source d'informations très précieuses pour interpréter les spécificités hydrauliques, tectoniques et géochimiques d'un massif rocheux.

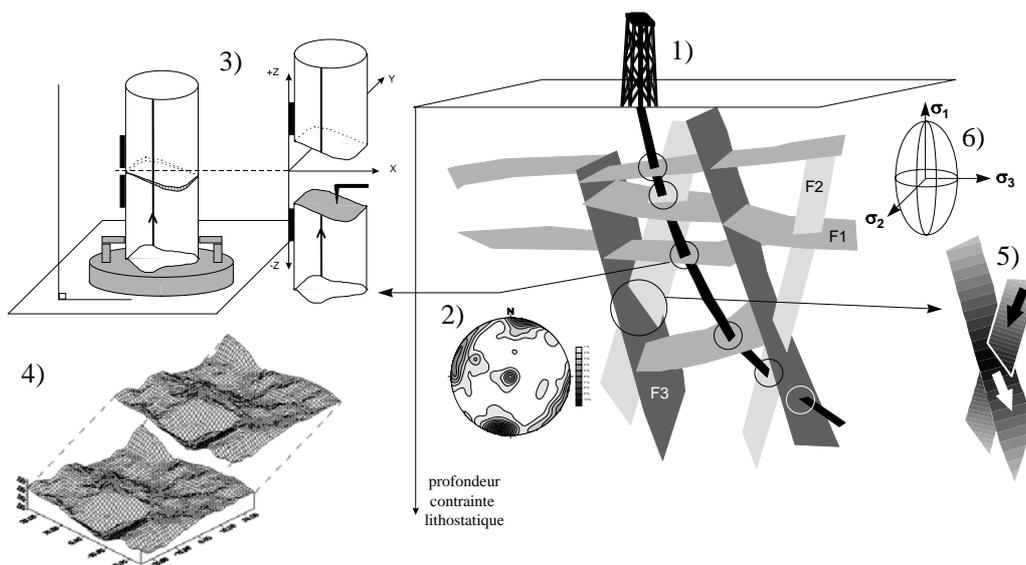
Les différentes approches développées dans ce travail ont permis de quantifier des perméabilités fissurales ou des tenseurs de paléocontraintes. Elles ont cependant nécessité la prise en compte de niveaux de complexité croissante. A terme, il est nécessaire de modéliser ces phénomènes au sein de réseaux de fractures 3D plus ou moins interconnectées. Cependant, il est pour l'instant, difficile d'intégrer dans les calculs tous ces paramètres. Comment inclure, par exemple, les rugosités de surface, si particulières à chaque échantillon, dans une caractérisation hydraulique globale des 3000 fractures présentes à Soultz?

La caractérisation des propriétés de transport des fractures, directement dépendantes de leur mode et taux d'altération, doit donc être élargie et généralisée à d'autres fractures. L'identification de caractéristiques communes permettra à terme, le développement d'un modèle de perméabilité de fissures qui prendra en compte, dans un espace 3D, les particularités morphologiques et géométriques de familles de fractures équivalentes, leurs densités et connectivité.

Il est cependant indispensable dans cet objectif de conserver une démarche scientifique basée sur:

- 1) l'observation;
- 2) l'analyse fine des données et leur traitement statistique;
- 3) la quantification des phénomènes;
- 4) leur modélisation.

Ce travail est pluridisciplinaire, le géologue en est la charnière.



*Schéma récapitulatif des différentes données et approches utilisées dans le cadre de cette étude. A partir des données de forage (1), le réseau de fractures tridimensionnel peut être déterminé (2). Un échantillonnage (3) des fractures correspondant aux différentes familles identifiées permet la détermination des rugosités et de la carte des épaisseurs des fractures (4). Un modèle d'écoulement dans les plans de fractures rugueux est réalisé (5). Ce modèle est couplé à une approche mécanique (6) qui modélise les conditions de pressions in situ (champ de contraintes).*



## ***Références bibliographiques***

---

---



- Ababou R. (1991) - Approaches to large scale unsaturated flow in heterogeneous stratified and fractured geologic media. Section 4.2: Hydraulic properties of saturated fractured media. U.S. Nuclear Regulatory Commission.
- Anderson E. M. (1951) - The Dynamics of Faulting. Oliver & Boyd, Edingburgh.
- Angelier J. (1979) - Determination of the mean principal stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56 , T17-26.
- Angelier J. (1984) - Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, 89 , 5835-5848.
- Angelier J. (1989) - From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *Journal of Structural Geology*, 11 (1/2), 37-50.
- Arch J. et Maltman A. (1990) - Anisotropic Permeability and Tortuosity in Deformed Wet Sediments. *Journal of Geophysical Research*, 95 (B6), 9035-9045.
- Armijo R. et Cisternas A. (1978) - Un problème inverse en tectonique cassante. *C. R. Acad. Sci. Paris*, D287 , 595-598.
- Ayt Ougougdal M. (1994) - Contrôles magmatiques, structuraux et hydrothermaux de la formation des épiisyénites de la Marche occidentale. Thèse d'Université, Institut National Polytechnique de Lorraine, 245 p.
- Baer G., Beyth M., et Reches Z. (1994) - Dikes emplaced into fractured basement, Timma Igneous Complex, Israel. *Journal of Geophysical Research*, 99 (B12), 24,039-24,050.
- Balberg I., Berkowitz B., et Drachler G. E. (1991) - Application of percolation model to flow in fractured hard rocks. *Journal of Geophysical Research*, 96 (B6), 10015-10021.
- Barton N. R. et Choubey V. (1977) - The shear strength of rock and rock joints in theory and practice. *Rock Mech.*, 10 , 1-54.
- Barton N. (1982) - Modelling rock joint behavior from in situ block tests: implications for nuclear waste repository design, pp. 96.
- Barton C. C. et Hsieh P. A. (1989) - Physical and Hydrologic-Flow Properties of Fractures. 28 th International Geological Congress Field Trip Guidebook T385, 36.
- Bergerat F. (1985) - Déformation cassante et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Paris VI, 137 p.
- Bertrand C., Fritz B., et Sureau J.-F. (1993) - Etude expérimentale et modélisation cinétique de l'altération hydrothermale d'un grès de Fontainebleau. *C. R. Acad. Sci.*, t. 317, Série II , 1193-1198.
- Bertrand C., Fritz B., Remond G., et Sureau J. F. (1993) - Application de la microrugosimétrie de surface à l'étude de l'altération des roches: cas de l'altération hydrothermale d'un grès. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 317 (Série II), 1457-1460.
- Billiaux D. et Feuga B. (1982) - Calcul des perméabilités dans un milieu fissuré à partir de l'état de contraintes, pp. 26. BRGM - programme MECHYD.
- Billiaux D. (1990) - Hydrogéologie des milieux fracturés. Géométrie, connectivité et comportement hydraulique. *Doc. Bur. Rech. geol. min.*, 186 , 277.
- Blanc R., Mitescu C. D., et Thevenot G. (1980) - Percolation anisotrope: conductivité d'un réseau carré de liens aléatoires. *J. Physique*, 41 , 387-391.
- Boffa J. M., Allain C., et Hulin J. (1998) - Experimental analysis of fracture rugosity in granular and compact rocks. *EPJ. Applied physics*, 2 (3), 281-289.
- Bott M. H. P. (1959) - The mechanics of oblique faulting. *Geol. Mag.*, 96 , 109-117.
- Bouchaud E., Lapasset G., et Planès J. (1990) - Fractal dimension of fractured surfaces: a universal value? *Europhys. Lett.*, 13 , 73-79.

- Bouchaud J. P., Bouchaud E., Lapasset G., et Planes J. (1993) - Models of fractal cracks. *Phys. Rev. Lett.*, 71 (14), 2240 - 2243.
- Bour O. et Davy P. (1997) - Connectivity of random fault networks following a power law-fault length distribution. *Water Resources Research*, 33 (7), 1567.
- Bourget M. (1990) - Perméabilité de fractures. Modélisation et applications. DEA, E.O.P.G.S., 30 p.
- Brantley S. L. (1992) - Healing of microcracks in quartz: implications for fluid flow. *Geology*, 18 , 136-139.
- Broadbent S. E. et Hammersley J. M. (1957) - Crystals and mazes. *Proc. Camb. Phil. Soc.*, 63 , 629-641.
- Brown S. R. et Scholz C. H. (1985) - Broad bandwidth study of the topography of natural rock surfaces. *Journal of Geophysical Research*, 90 , 12,575-12,582.
- Brown S. R. et Scholz C. H. (1985) - Closure of Random Elastic Surfaces in Contact. *Journal of Geophysical Research*, 90 (B7), 5531-5545.
- Brown S. R. et Scholz C. H. (1986) - The closure of rock joints. *Journal of Geophysical Research*, 91 , 4939-4948.
- Brown S. R. (1995) - Simple Mathematical Model of Rough Fracture. *Journal of Geophysical Research*, 100, n°B4 , 5941-5952.
- Cacas M. C. (1989) - Développement d'un modèle tridimensionnel stochastique discret pour la simulation de l'écoulement et des transferts de masse et de chaleur en milieu fracturé. Thèse d'Université, Ecole Nat. Sup. des Mines de Paris, 281 p.
- Canals M., Ayt Ougougdal M., Lespinasse M., et Cathelineau M. (1993) - Percolation Theory for transport properties in fractured rocks. Approach and application. *Terra Nova*, 5 , 453.
- Canals M. et Ayt Ougougdal M. (1997) - Percolation on anisotropic media, the Bethe lattice revisited. Application to fracture networks. *Nonlinear Processes in Geophysics (European Geophysical Society)*, 4 , 11-18.
- Carey E. et Brunier B. (1974) - Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *C. R. Acad. Sci. Paris*, D179 , 891-894.
- Champenois M. (1989) - Apport de l'analyse interactive d'images à l'étude de l'évolution structurale de zones déformées: application à une zone de cisaillement pan-africaine de l'Adrar des Iforas (Mali) et aux orthogneiss du massif du grand Paradis (Alpes, Italie). Thèse d'Université, Institut National Polytechnique de Lorraine, 210 p.
- Chilès J. P. (1988) - Fractal and Geostatistical Methods for Modeling of Fracture Network. *Mathematical Geology*, 20, n°6 , 631-654.
- Collinson J. D. et Thompson D. B. (1982) - Sedimentary structures. George Allen and Unwin Publ., London.
- Coulomb C. A. (1773) - Sur une application des règles de Maximis et Minimis à quelques problèmes de statistiques relatifs à l'Architecture. *Acad. Roy. des Sciences, Mémoires de Math. et de Physique par divers savants*, 7 , 343-82.
- Darcy H. (1856) - Les Fontaines publiques de la ville de Dijon. *Annales de la ville Dijon*, Dijon.
- Davis J. C. (1973) - Statistics and Data Analysis in Geology. Wiley, New York.
- De Gennes P. G. (1976) - The physics of liquid crystals. Oxford University Press, Oxford.
- Dehoff R. et Rhines F. N. (1972) - Microscopie quantitative. Ed. Masson et Cie, .
- Delaney P. T., Pollard D. D., Zoney J. J., et Mc Kee E. H. (1986) - Field relations between dikes and joints: Emplacements processes and paleostress analysis. *Journal of Geophysical Research*, 91, 4920-4938.
- Detournay E. (1979) - The interaction of deformation and hydraulic conductivity in rock fracture: an experimental and analytical study. Improved Stress determination procedure by hydraulic fracturing. Final Report, University of Minnesota, Vol. 2 p.

- Dezayes C. (1995) - Caractérisation et interprétation d'un volume rocheux fracturé à partir de données de forages. Les forages géothermiques de Soultz-sous-Forêts et autres exemples d'échantillonnages unidirectionnels. Thèse d'Université, Université de Savoie, 246 p.
- Dubois M., Ayt Ougougdal M., Meere P., Royer J. J., Boiron M. C., et Cathelineau M. (1996) - Temperature of paleo- to modern self-sealing within a continental rift basin: The fluid inclusion data (Soultz-sous-Forêts, Rhine Graben, France). *Eur. J. Mineral.*, 8, 1065-1080.
- Dullien F. A. C. (1979) - Porous Media, Fluid Transport and Pore Structure. Academic Press, New York.
- El Gh'mari A. (1995) - Etude Minéralogique, pétrophysique et géochimique de la dynamique d'altération d'un granite soumis aux dépôts atmosphériques acides (Bassin versant du Strengbach, Vosges, France): Mécanismes, Bilans et Modélisations. Thèse d'Université, Université Louis Pasteur de Strasbourg, 202 p.
- Etchecopar A., Vasseur G., et Daignières M. (1981) - An inverse problem in microtectonic for determination of stress tensor from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3 (1), 51-65.
- Feder J. (1988) - Fractals. Plenum Press, New York.
- Fluck P., Edel J. B., Gagny C., Montigny R., Pique A., Schneider J. L., et Whitechurch H. (1987) - Le socle vosgien, segment de la chaîne Varisque d'Europe. Etat des connaissances. Propositions d'axes de recherches, pp. 97. BRGM.
- Fritz B. (1975) - Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Application à la géochimie des altérations et des eaux continentales. *Mém. Sci. Géol.*, 152.
- Fritz B. (1981) - Etude thermodynamique et modélisation des réactions hydrothermales et diagénétiques. *Mém. Sci. Géol.*, 65, 197.
- Fritz B., Cassan J.-P., Clauer N., et Tardy Y. (1984) - Interstitial fluid circulations and diagenetic mineral transformations in sedimentary basins: a geochemical modelling approach. In *Thermal Phenomena in Sedimentary Basins* (ed. D. E.D.), pp. 293-300. Technip.
- Gao H. (1993) - *J. Mech. Phys. Solids*, 41, 457.
- Gao H. et Rice J. (1989) - *J. Appl. Mech.*, 56, 828.
- Genter A. (1989) - Géothermie Roches Chaudes Sèches: le granite de Soultz-sous-Forêts. (Bas-Rhin, France). Thèse d'Université, Université d'Orléans, 201 p.
- Genter A. et Traineau H. (1992) - Borehole EPS1, Alsace, France: preliminary geological results from granite core analysis for Hot Dry Rock research. *Scientific Drilling*, 3, 205-214.
- Genter A., Traineau H., Dezayes C., Elsass P., Ledesert B., Meunier A., et Villemain T. (1995) - Fracture analysis and reservoir characterization of the granitic basement in the HDR Soultz project (France). *Geotherm. Sci. & Tech.*, 4 (3), 189-214.
- Genter A. et Traineau H. (1996) - Analysis of macroscopic fractures in granite in the HDR geothermal well EPS-1, Soultz-sous-Forêts, France. *Journal of volcanology and geothermal research*, 72, 121-141.
- Gentier S. (1986) - Morphologie et comportement hydromécanique d'une fracture naturelle dans un granite sous contrainte normale. Etude expérimentale et théorique. Thèse d'Université, Université d'Orléans, 637 p.
- Gérard A., Menjoz A., et Schwoerer P. (1984) - L'anomalie thermique de Soultz-sous-Forêts. *Géothermie Actualités*, 3, 35-42.
- Gérard F., Clément A., Fritz B., et Crovisier J.-L. (1996) - Introduction des phénomènes de transport dans le modèle thermo-cinétique KINDIS: le modèle KIRMAT. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 322, série II a, 377-384.

- Glover P. W. J., Matsuki K., Hikima R., et Hayashi K. (1998) - Fluid flow in synthetic rough fractures and application to the Hachimantai geothermal hot dry rock test site. *Journal of Geophysical Research*, 103 (B5), 9621-9635.
- Griffith A. A. (1921) - The phenomena of rupture and flow in solids. *Phil. Trans. Royal Soc., London, Series A*, 221 , 163-198.
- Griffith A. A. (1924) - Theory of rupture. *Proc. Intl. Congress Appl. Mech., Delft* , 55-63.
- Grolier J., Fernandez A., Hucher M., et Riss J. (1991) - Les propriétés physiques des roches. *Théories et modèles*. Masson, Paris.
- Grunberger D. (1991) - Analyse fractale de réseaux de fractures simulés. DEA modèles théoriques de la physique, USTL, Montpellier, 18 p.
- Guéguen Y. et Dienes J. (1989) - Transport Properties of Rocks from Statistics and Percolation. *Mathematical Geology*, 21 (1), 1-13.
- Guéguen Y. et Palciauskas V. (1992) - Introduction à la physique des roches. Hermann, éditeurs des Sciences et des Arts, Paris.
- Guéguen Y., Gavrilenko P., et Le Ravalec M. (1996) - Characteristic scales for rock permeability. *Surveys in Geophysics*, 17 (3), 245.
- Hoek E. et Brown E. T. (1980) - *Underground excavations in Rock*. The Institution of Mining and Metallurgy, London.
- Huang J. et Turcotte D. L. (1989) - Fractal mapping of digitized images: application to the topography of Arizona and comparisons with synthetic images. *Journal of Geophysical Research*, 94 , 7491-7495.
- Huang S. L., Oelfke S. M., et Speck R. C. (1992) - Applicability of fractal characterization and modelling to rock joint profiles. *Int. J. Rock Mech. Sci. & Geomech. Abstr.*, 29 , 89-98.
- Hudson J. A. et Lapointe P. R. (1980) - Printed Circuits for Studying Rock Mass Permeability. *Int. J. Rock Mech. Sci. & Geomech. Abstr.*, Technical Note, 17 , 297-301.
- Huitt J. L. (1995) - Fluid flow in simulated fractures. *Amer. Inst. Chem. Eng. Jour.*, 2 , 259-264.
- Jacquot E. (1995) - Propriétés de transport et interactions fluide-roche: simulation des interactions eau-roche, transfert de matière et conséquences sur les écoulements fluides, pp. 77. UHP-Nancy 1.
- Jaeger J. C. et Cook N. G. W. (1976) - *Fundamentals of Rock Mechanics*. Chapman & Hall, London.
- Jolly R. J. H. et Sanderson D. J. (1997) - A Mohr circle construction for the opening of a pre-existing fracture. *Journal of Structural Geology*, 19 (6), 887-892.
- Kam M. (1986) - Simulation physico-chimique de l'évolution hydrothermale des milieux poreux ou fissurés. Thèse d'Université, Université Louis Pasteur-Strasbourg, p.
- Klee G. et Rummel F. (1993) - Hydrofrac Stress Data for the European HDR Research Project Test Site Soultz-Sous-Forêts. *Int. J. Rock Mech. Sci. & Geomech. Abstr.*, 30 (7), 973-976.
- Kölher H. (1989) - Geochronology on the granite core material from GPK1, Soultz-sous-Forêts, pp. 4. Ruhr Universität Bochum.
- Kwaśniewski M. A. et Wang J. A. (1993) - Application of laser profilometry and fractal analysis to measurement and characterization of morphological features of rock fracture surfaces. *Géotechnique et Environnement, Colloque Franco-Polonais*, 163-176.
- Lamb H. (1957) - *Hydrodynamics*. Cambridge Univ. Press (6th Edition).
- Lapique F., Champenois M., et Cheilletz A. (1988) - Un analyseur vidéographique interactif: description et application. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 18 , 1387-1393.
- Larroque J. M. et Laurent P. (1988) - Evolution of the stress field pattern in the south of the Rhine Graben from Eocene to the present. *Tectonophysics*, 148 , 41-58.
- Le Carlier de Veslud C., Royer J. J., et L. F. (1994) - Convective heat transfer around the Soultz-sous-Forêts geothermal site: implication to oil potential. *First Break*, 12 (11), 553-560.

- Le Ravalec M. (1991) - Perméabilité de fractures et théorie de la percolation: modélisation. DEA, Ecole et Observatoire de Physique du Globe de Strasbourg, 17 p.
- Lecomte A. (1986) - Modélisation fractale et écoulements dans les fractures. Mise au point d'outils destinés à la représentation des surfaces fracturales et à la simulation des écoulements en régime laminaire. Application à des fractures réalisées dans des bétons. Thèse d'Université, Université Nancy 1, 321 p.
- Ledésert B. (1993) - Fracturation et paléocirculations hydrothermales. Application au granite de Soultz-sous-Forêts. Thèse d'Université, Université de Poitiers, 219 p.
- Ledésert B., Dubois J., Genter A., et Meunier A. (1993) - Fractal analysis of fractures applied to Soultz-sous-Forêts hot dry rock geothermal program. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 57, 1-17.
- Ledésert B., Berger, Meunier A., Genter A. et Bouchet (soumis) – Diagenetic-type reactions related to hydrothermal alteration in the Soult-sous-Forêts granite, France. *European Journal of Mineralogy*.
- Lespinasse M. et Pêcher A. (1986) - Microfracturing and regional stress field: a study of the preferred orientations of fluid-inclusion planes in a granite from the Massif Central, France. *Journal of Structural Geology*, 8 (2), 169-180.
- Lespinasse M. et Cathelineau M. (1990) - Fluid percolations in a fault zone: a study of fluid inclusion planes in the St Sylvestre granite, northwest Massif Central, France. *Tectonophysics*, 184, 173-187.
- Lespinasse M. (1991) - Les traînées d'inclusions fluides: marqueur microstructural des paléocontraintes et des migrations fluides. Thèse d'Université, Université Nancy I, 251 p.
- Lichtner P. C. (1988) - The quasi-stationary state approximation to coupled mass transport and fluid-rock interaction in a porous medium. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 52, 143-165.
- Lin J. (1994) - Etude du comportement hydromécanique d'une fracture rocheuse sous contrainte normale. Thèse d'Université, Institut National Polytechnique de Lorraine, 179 p.
- Lomize G. M. (1951) - Ecoulement dans les roches fissurées. Gosenergoizdat. (en Russe).
- Long J. C. S. (1983) - Investigation of Equivalent Porous Medium Permeability in Networks of Discontinuous Fractures. PhD thesis, University of California, Berkeley.
- Long J. C. S. et Whiterspoon P. A. (1985) - The Relationship of the Degree of Interconnection to Permeability in Fracture Networks. *Journal of Geophysical Research*, 90 (B4), 3087-3098.
- Long J. C. S., Gilmour P., et Whiterspoon P. A. (1985) - A model for steady fluid flow in random tridimensional networks of disk-shaped fractures. *Water Resources Research*, 21 (8), 105-115.
- Long J. C. S., Hestir K., Karasaki A., Peterson J., Kemen J., et Landsfeld M. (1989) - Fluid Flow in Fractured Rock: Theory and Application. *Transport Processes in Porous Media. Proceedings of the NATO Advanced Study Institute on Transport Processes in Porous Media*, 203-240.
- Long J. C. S., Hestir K., Karasaki K., Davey A., Peterson J., Kemen J., et Landsfeld M. (1991) - Fluid flow in fractured rock: theory and application. In *Transport Processes in Porous Media* (ed. J. Bear and M. Y. Corapcioglu), pp. 203-241. Kluwer Academic Publishers.
- Louis C. (1967) - Etude des écoulements d'eau dans les roches fissurées et de leurs influences sur la stabilité des massifs rocheux. Thèse d'Université, Karlsruhe, 128 p.
- Louis C. (1969) - A Study of the Groundwater Flow in Jointed Rock and its influence on the Stability of the Rock Masses. Imperial College, London.
- Madé B., Clément A., et Fritz B. (1990) - Modélisation cinétique et thermodynamique de l'altération: le modèle géochimique KINDIS. *C. R. Acad. Sci.*, t 310, Série II, 31-36.
- Madé B. (1991) - Modélisation thermodynamique et cinétique des réactions géochimiques dans les interactions eau-roche. Thèse d'Université, Université Louis Pasteur de Strasbourg, 308 p.

- Magnan J. P. (1982) - Les méthodes statistiques et probabilistes en mécanique des sols. Presse de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Paris.
- Mäløy K. J., Hansen A., Hinrichsen E. L., et Roux S. (1992) - Experimental measurements of the roughness of brittle cracks. *Phys. Rev. Lett.*, 68 , 213-215.
- Mandelbrot B. B. (1967) - How long is the coast of Britain? statistical and self-similarity and fractional dimension. *Science*, 155 , 636-638.
- Mandelbrot B. B. et Van Ness. (1968) - Fractional brownian motions, fractional noises and applications. *S.I.A.M.*, 10 , 422-437.
- Mandelbrot B. B. (1975) - Les objets fractals. Flammarion, Paris.
- Mandelbrot B. B. (1982) - The fractal geometry of nature. W. H. Freeman and Co, San Francisco.
- Marle C. (1967) - Ecoulements monophasiques en milieu poreux. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, XXII, n° 10 , 1471-1509.
- Massonat G. et Manisse E. (1994) - Modélisation des réservoirs fracturés et recherche de paramètres équivalents: Etude de l'anisotropie verticale de perméabilité. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 18, n° 1 , 171-209.
- Mc Clintock F. A. et Walsh J. B. (1962) - Friction on Griffith cracks under pressure. *Proc. 4th National Congress Appl. Mech.* , 1015-1021.
- Mercier J. et Vergely P. (1992) - Tectonique. Dunod, Paris.
- Moench A. F. (1984) - Double porosity models for a fissured groundwater low system. *Water Resources Research*, 20 , 831-846.
- Nikuradse J. (1930) - Turbulente Strömung in nicht kreisförmigen Röhren. *Ing. Arch.*, I , 306-332.
- Oda M. (1986) - An equivalent continuum model for coupled stress and fluid flow analysis in jointed rock masses. *Water Resources Research*, 22 (13), 1845-1856.
- Orbach R. (1986) - Dynamics of Fractal Networks. *Science*, 231 , 814-819.
- Orey S. (1970) - Gaussian sample functions and Hausdorff dimension of level crossings. *Wahrscheinlichkeitstheorie Verw. Gebiete*, 15 , 249-256.
- Pantaloni J. (1988) - Ecoulement en milieu poreux. Séminaire "Les procédés de séparation", 32.
- Parsons R. W. (1966) - Permeability of Idealized Fractured Rock. *Soc. Petrol. Eng. Jour.* , 126-136.
- Pêcher A., Lespinasse M., et Leroy J. L. (1985) - Relations between fluid inclusion trails and regional stress field: a tool for fluid chronology. An example of intragranitic uranium ore deposit (Northwest Massif Central, France). *Lithos*, 18 , 229-237.
- Plouraboué F. (1996) - Propriétés géométriques et propriétés de transport des fractures à parois rugueuses. Thèse d'Université, Université Paris VII, 183 p.
- Priest S. D. et Samaniego J. A. (1983) - A model for the analysis of discontinuity characteristics in two dimensions. *Proceedings of 5th ISRM Congress*, F199-F207.
- Priest S. D. (1993) - Discontinuity Analysis for Rock Engineering. Chapman & Hall, London.
- Rummel F. et Baumgärtner J. (1991) - Hydraulic fracturation measurements in the GPK1 borehole, Soultz-sous-Forêts. In *Geothermal Energy in Europe. The Soultz Hot Dry Rock Project*, Vol. 3 (ed. J. C. Bresee), pp. 119-148. Gordon and Breach Science.
- Sabbadini S. (1994) - Analyses géostatistique et fractale de l'évolution de la morphologie de discontinuités au cours du cisaillement. Thèse d'Université, Institut National Polytechnique de Lorraine, 189 p.
- Sardini P., Ledésert B., et Touchard G. (1997) - Quantification of microscopic porous networks by image analysis and measurements of permeability in the Soultz-sous-Forêts granite (Alsace, France). In *Fluid Flow and Transport in Rocks. Mechanisms and effects* (ed. B. Jamtveit and B. W. D. Yardley), pp. 171-189. Chapman & Hall.

- Sausse J. (1995) - Propriétés de transport et interactions fluide-roche: Modélisation et quantification des écoulements fluides. Implications sur les modifications de perméabilités fissurales, pp. 64. UHP-Nancy.
- Sausse J., Genter A., Leroy J. L., et Lespinasse M. (1998a) - Description et quantification des altérations filoniennes: paléoécoulements fluides dans le granite de Soultz-sous-Forêts (Bas Rhin, France). Bull. Soc. géol. France, 169 (5).
- Sausse J., Lespinasse M., Leroy J., et Genter A. (1998b) - Quantification and simulation of fissural permeability at different scales. Proceedings of the third international conference on mechanics of jointed and faulted rock. MJFR3, 601-606.
- Scheidegger A. E. (1974) - The physics of flow through porous media. Univ. of Toronto Press, Toronto.
- Schmittbuhl J., Gentier S., et Roux S. (1993) - Field Measurements of the roughness of Fault Surfaces. Geophysical Research Letters, 20 (8), 639-641.
- Schmittbuhl J., Schmitt F., et Scholz C. (1995a) - Scaling invariance of crack surfaces. Journal of Geophysical Research, 100 (B4), 5953-5973.
- Schmittbuhl J., Vilotte J. P., et Roux S. (1995b) - Reliability of self-affine measurements. Physical Review E, 51 (1), 131-147.
- Schneebeli G. (1966) - Hydraulique souterraine. Eyrolles, Paris.
- Schneider C. (1984) - Les granitoïdes de la partie nord-est des Vosges Moldanubiennes. Evolution magmatique et structurale. Thèse d'Université, Université de Strasbourg, 192 p.
- Sharp J. C. et Maini Y. N. T. (1972) - Fundamental considerations on the hydraulic characteristics of joints in rock. Proceedings Symposium on Percolation through Fissured Rock, 1-15.
- Sibson R. H. (1990) - Faulting and fluid flow. In MAC Short Course on 'Crustal Fluids', Handbook, Vol. 18 (ed. B. E. Nesbitt), pp. 93-132.
- Snow D. T. (1965) - A parallel Plate model of fractured Permeable Media. PhD Thesis, University of California, 330 p.
- Snow D. T. (1968a) - Fracture deformation and change of permeability and storage upon changes of fluid pressure. Colorado School of Mines Quart., 63.
- Snow D. T. (1968b) - Rock fractures spacings, openings and porosities. Amer. Soc. Civil Engin. Jour., Soil Mech. and Foundation Division, 94 (SM1).
- Snow D. T. (1969) - Anisotropic permeability of fractured media. Water Resources Research, 5 (6), 1273-1289.
- Stauffer D. (1985) - Introduction to the Percolation Theory. Taylor and Francis, Londres.
- Tsang Y. W. et Witherspoon P. A. (1981) - Hydromechanical Behavior of a Deformable Rock Fracture Subject to Normal Stress. Journal of Geophysical Research, 86 (10), 9287-9298.
- Tsé R. et Cruden D. (1979) - Estimating joint roughness coefficient. Int. J. Rock Mech. Sci. & Geomech. Abstr., 16, 303-307.
- Turban L. (1979) - Anisotropic percolation on the Bethe lattice. J. Phys. C: Solid State Phys., 12, 1479-1490.
- Turner F. J. et Weiss L. E. (1963) - Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. McGraw-Hill Book Company, Inc., .
- Villemin T. et Bergerat F. (1987) - L'évolution structurale du fossé rhénan au cours du Cénozoïque: un bilan de la déformation et des effets thermiques de l'extension. Bull. Soc. géol. France, 2, 245-255.
- Vuillod E. (1995) - Modélisation Thermo-Hydro-Mécanique de massifs rocheux fracturés. Thèse d'Université, Institut National Polytechnique de Lorraine, 216 p.
- Walsh J. B. et Brace W. F. (1984) - The Effect of Pressure on Porosity and the Transport Properties of Rock. Journal of Geophysical Research, 89 (B11), 9425-9431.

- Warren J. E. et Root P. J. (1963) - The behaviour of naturally fractured reservoirs. Trans - Aime, 228 , 243-255.
- Yoshioka N. (1994) - Elastic behavior of contacting surfaces under normal loads: A computer simulation using three-dimensional surface topographies. Journal of Geophysical Research, 99 (8), 15,549-15,560.
- Zhang Y. G. et Frantz J. D. (1987) - Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O using synthetic fluid inclusions. Geochim. Geol., 64 , 335-350.

# ***ANNEXES***

---



# ***Annexe 1***

## ***Darcy H. (1856)***

*Les Fontaines publiques de la ville de Dijon. Annales de la ville Dijon.*

---















## **Annexe 2**

***"Altération filonienne et pervasive: Quantification des perméabilités fissurales dans le granite de Sultz sous Forêts (Bas-Rhin, France)."***

***Sausse J., Genter A., Leroy J. L., Lespinasse M.***

***Bulletin de la Société Géologique de France (à paraître)***

---























# **Annexe 3**

***Quantification and simulation of fissural permeability at different scales.***

***Sausse J., Lespinasse M., Leroy J., et Genter A.***

***Proceedings of the third international conference on mechanics of jointed and faulted rock. MJFR3, 601-606 (1998).***

---



















# Annexe 4

## Méthodologie: Analyse d'images.

### 1.1. Analyse d'Images.

L'analyse du réseau microfissural en vue de sa description 3D a été réalisée grâce à un analyseur d'image (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Vandoeuvre). Cet outil relie un microscope polarisant et analysant, à lumière transmise, à une caméra vidéo. La caméra transpose l'image - microscope sur un écran de contrôle. Une table à digitaliser permet ensuite de pointer les différentes extrémités de microfissures pour repérer leur trace dans le plan de la lame mince (Lapique et al., 1988, Champenois, 1989)

Le repérage des deux extrémités d'une microfissure permet de déterminer sa direction par rapport à une droite de référence préalablement définie par l'utilisateur. Cette droite a été déterminée par le bord des lames minces orientées. Un repère d'échelle est choisi de la même façon en utilisant un micromètre placé sous l'objectif du microscope au grossissement approprié. La définition d'une droite permet d'obtenir la longueur réelle des discontinuités mesurées (Figure A3-1).

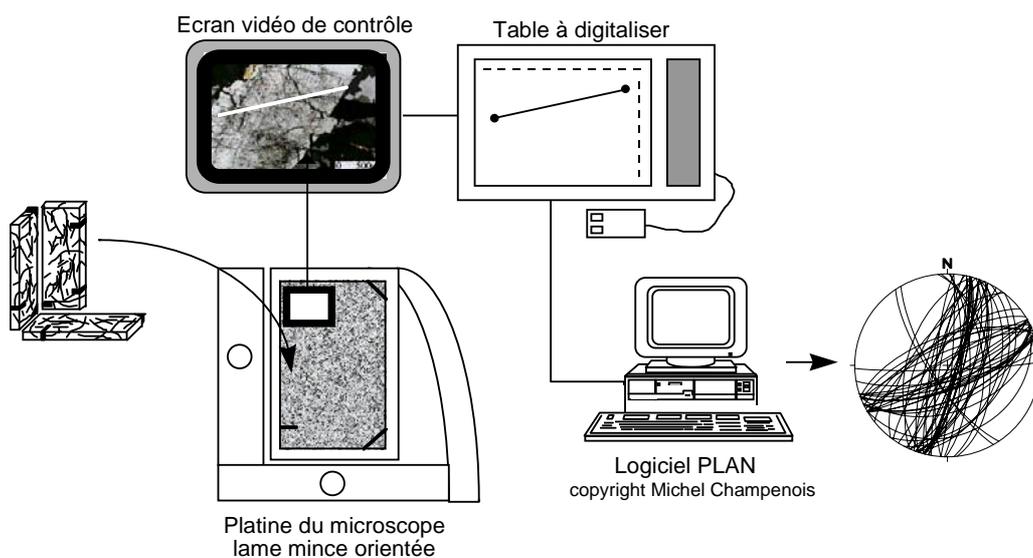


Figure A3-1: Principe de l'acquisition 3D des orientations de fissures à partir de l'étude de lames épaisses par analyse d'images.

Ces opérations définissent exactement le plan de la table à digitaliser et donc restituent très rapidement chaque donnée enregistrée. L'analyseur d'images est, de plus, muni d'une motorisation qui dirige l'évolution verticale de l'objectif du microscope, et aboutit à une destruction contrôlée de la mise au point de l'image. La visualisation des plans de microfissures dans toute l'épaisseur de la lame mince permet alors la détermination de leur pendage.

Cette étude par analyse d'images a donc permis de quantifier les longueurs des microdiscontinuités, d'estimer leur épaisseur, leur densité volumique et surtout leur orientation et pendage.

## **1.2. Orientation des microfissures.**

Les mesures par analyse d'images sont effectuées dans le plan des différentes lames minces (plan horizontal ou vertical). Il est donc nécessaire de réorienter (Figures A3-2 et A3-3) ces lames par rapport au repère géographique afin de pouvoir traiter les données d'orientation des fissures et éventuellement pouvoir les comparer entre elles ou aux directions des fractures macroscopiques.

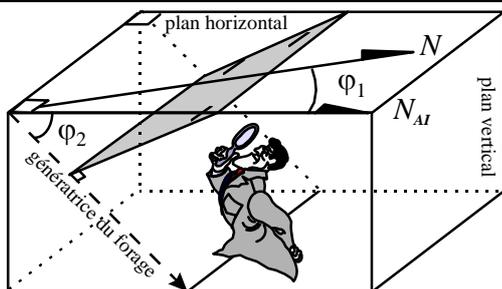
Les lames minces ont été réalisées dans les carottes de granite qui sont repérées par la ligne génératrice du sondage. La direction d'extension de la carotte correspond à l'axe du sondage qui n'est pas forcément vertical sur toute sa longueur.

L'étude analyse d'images des lames minces horizontales permet de définir après réorientation, les azimuths et pendages réels des différentes microdiscontinuités. Ces lames ne contiennent par contre pas, les traces d'éventuels plans horizontaux. La réalisation des lames minces verticales permet d'éviter ce problème. Les mesures réalisées dans le plan de ces lames sont différentes. La trace (longueur) digitalisée par analyse d'images correspond au pendage apparent d'une discontinuité. Une destruction de la mise au point permet donc de suivre la ligne de plus grande pente du plan donc sa direction mais uniquement si la mesure précédente concerne un pendage réel.

L'étude des lames verticales en terme d'analyse structurale, permet donc la détection de plans horizontaux qui auront toute leur importance dans la reconstruction 3D des réseaux microfissuraux. Ces données seront utilisées pour comparer les propriétés physiques du milieu (porosité et perméabilité fissurale, surface d'échange) dans deux plans perpendiculaires, horizontal et vertical.

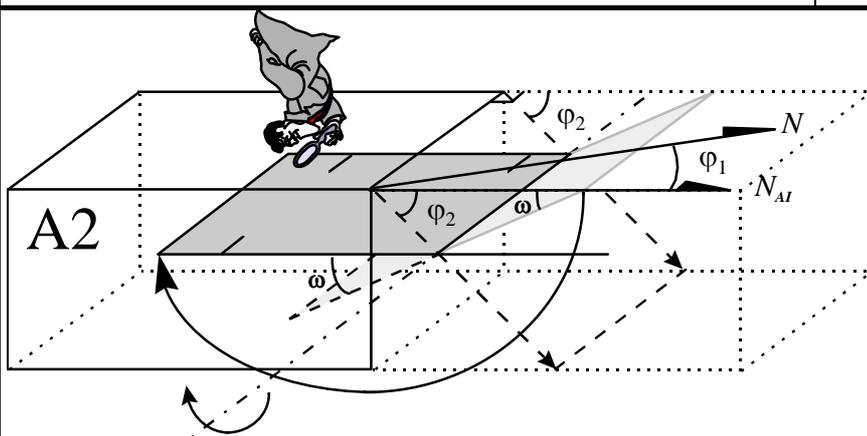
## A) LAMES HORIZONTALES

A1



A1) La lame étudiée (plan grisé) est réalisée perpendiculairement à l'axe du forage (génératrice des carottes). Ce plan référence est réellement horizontal si l'axe du forage est vertical à la profondeur de prélèvement des carottes. Ce n'est en général pas le cas. Cette lame est donc inclinée d'un angle  $90^\circ - \varphi_2$ ,  $\varphi_2$  qui correspond au pendage de l'axe du forage.

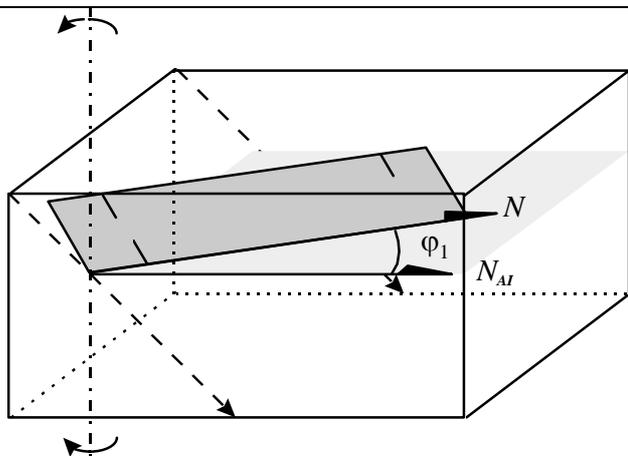
A2



A2) Une rotation du plan de lame (grisé) est réalisée par rapport à un axe horizontal parallèle à l'un de ses bords. Cet axe a une direction perpendiculaire à l'axe référence pour l'analyse d'images ( $N_{Ai}$ ) donc  $N90^\circ$ .

L'angle de rotation est  $w$ , égal à  $90^\circ - \varphi_2$ .

A3

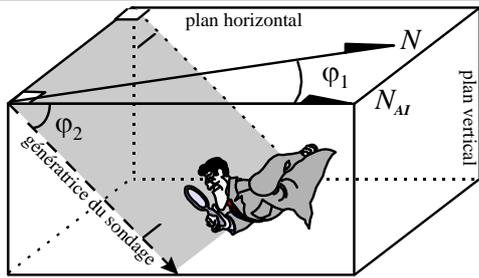


A3) Une rotation finale permet de positionner la lame dans le repère géographique ( $N$ ).

Cette rotation est effectuée par rapport à un axe vertical d'un angle  $\varphi_1$  correspondant à l'azimuth de la génératrice du forage.

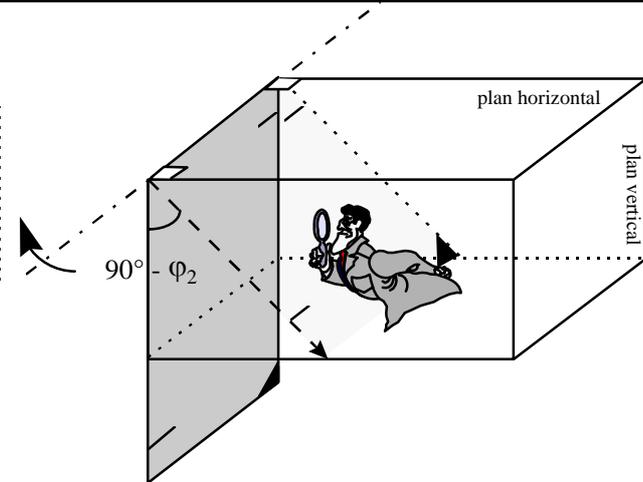
Figure A1-2: Différentes opérations de rotation permettant de réorienter les lames minces horizontales (A) ou verticales (B) dans le repère géographique: plan horizontal défini par le Nord Géographique. Les angles  $\varphi_1$  et  $\varphi_2$  sont respectivement l'angle entre le Nord réel et la direction de référence utilisée lors du repérage des plans par analyse d'images et l'angle d'inclinaison du forage (variable avec la profondeur).

## B) LAMES VERTICALES



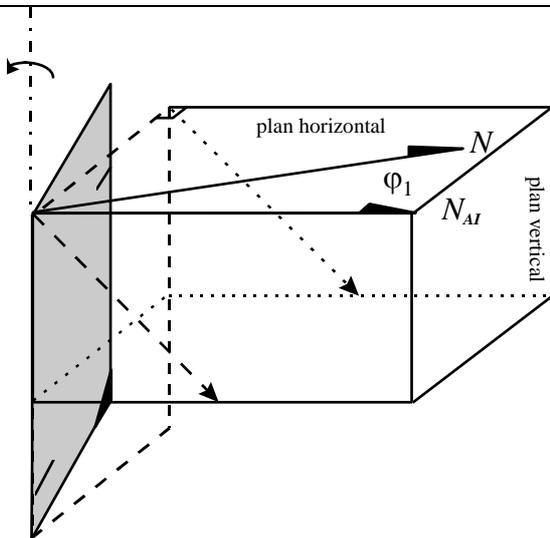
B1

B1) La lame étudiée (plan grisé) est réalisée parallèlement à l'axe du forage (génératrice des carottes). Cet axe référence est en général rarement vertical. Cette lame est donc pentée d'un angle  $\varphi_2$  par rapport à l'horizontale.  $\varphi_2$  correspond au pendage de l'axe du forage.



B2

B2) Une rotation du plan de lame (grisé) est réalisée par rapport à un axe horizontal parallèle à l'un de ses bords. Cet axe a une direction perpendiculaire à l'axe référence pour l'analyse d'images ( $N_{Ai}$ ) donc  $N_{90^\circ}$ . L'angle de rotation est  $w$ , égal à  $90^\circ - \varphi_2$ .



B3

B3) Une rotation finale permet de positionner la lame dans le repère géographique ( $N$ ). Cette rotation est effectuée par rapport à un axe vertical d'un angle  $\varphi_1$  correspondant à l'azimuth de la génératrice du forage.

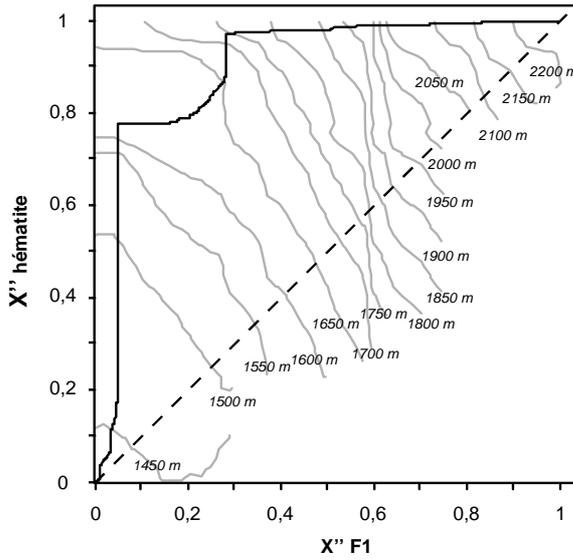
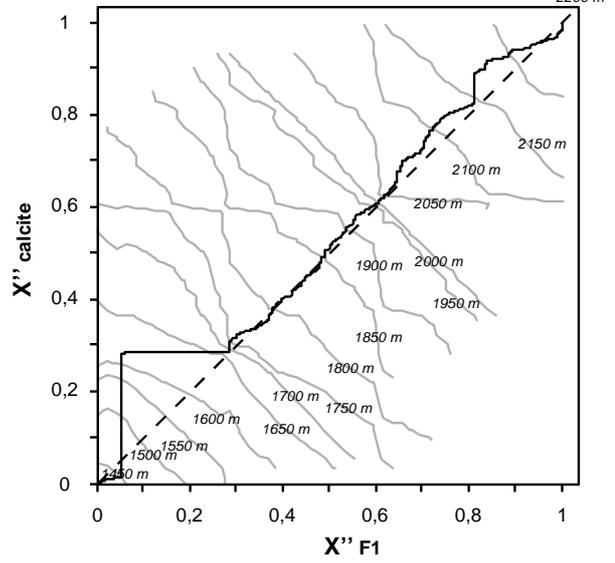
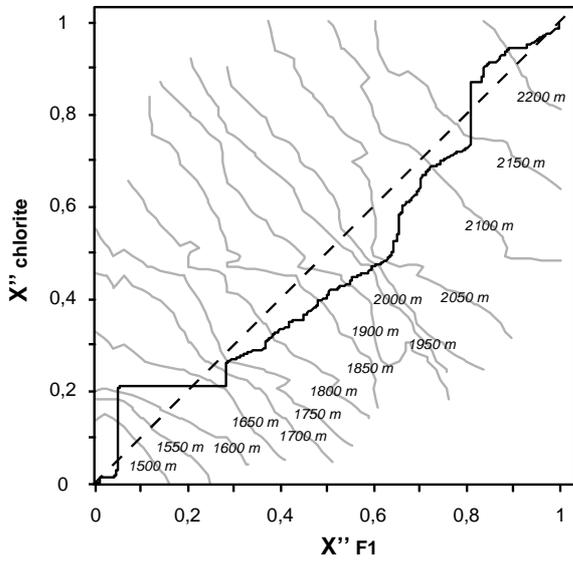
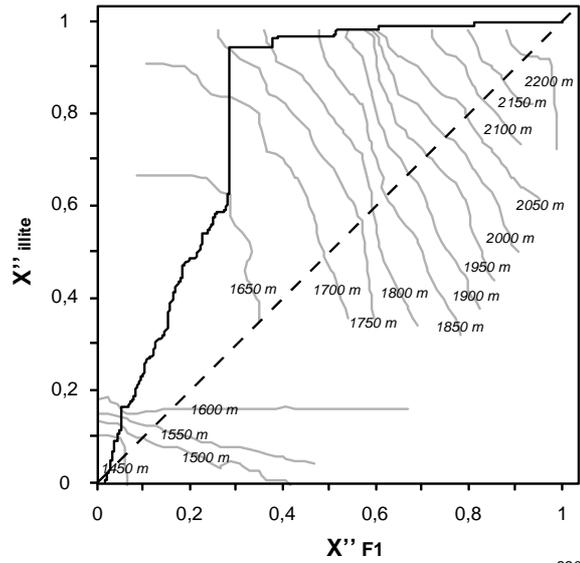
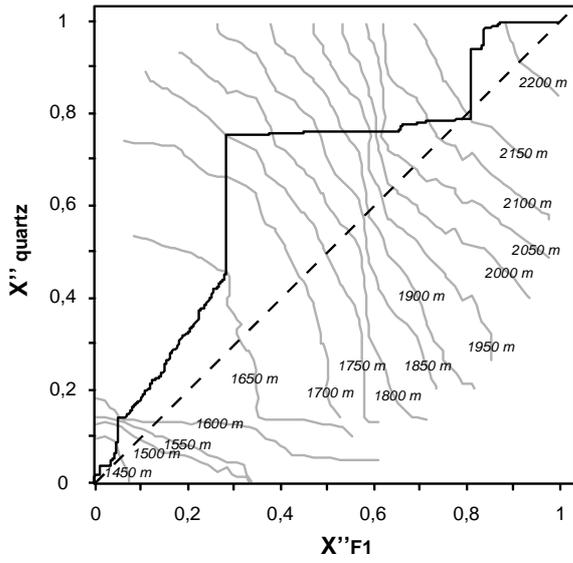
Figure A1-3: Différentes opérations de rotation permettant de réorienter les lames minces horizontales (A) ou verticales (B) dans le repère géographique: plan horizontal défini par le Nord Géographique. Les angles  $\varphi_1$  et  $\varphi_2$  sont respectivement l'angle entre le Nord réel et la direction de référence utilisée lors du repérage des plans par analyse d'images et l'angle d'inclinaison du forage (variable avec la profondeur).

# **Annexe 5**

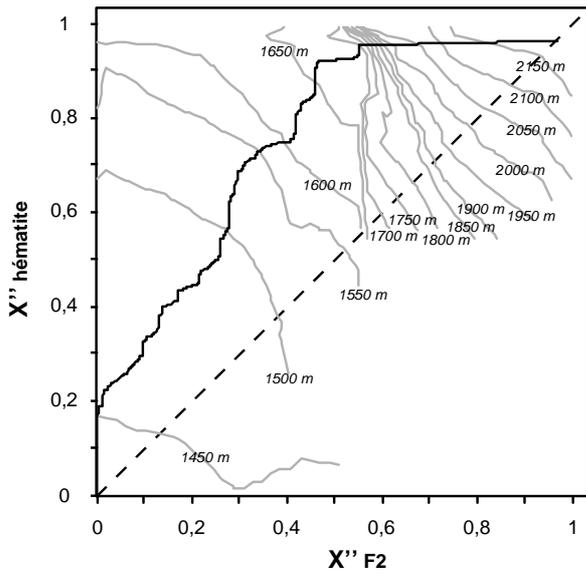
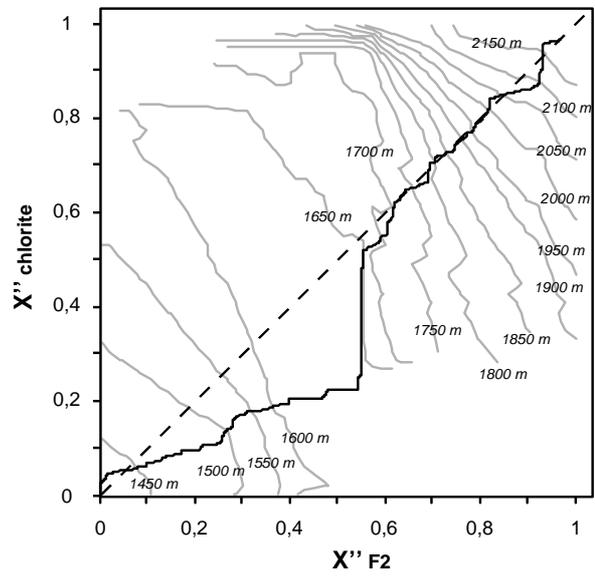
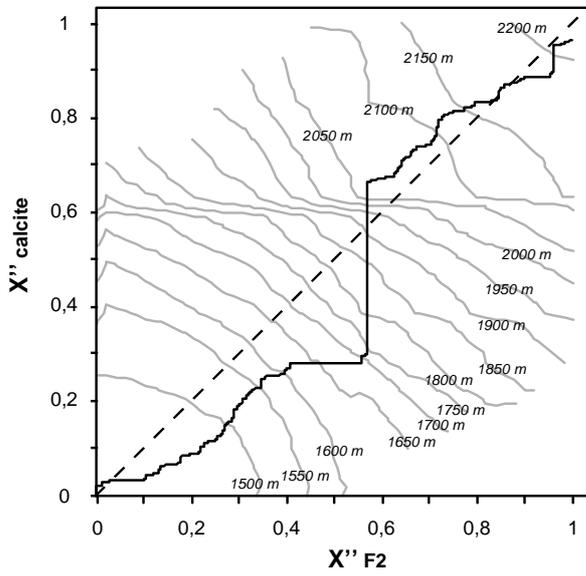
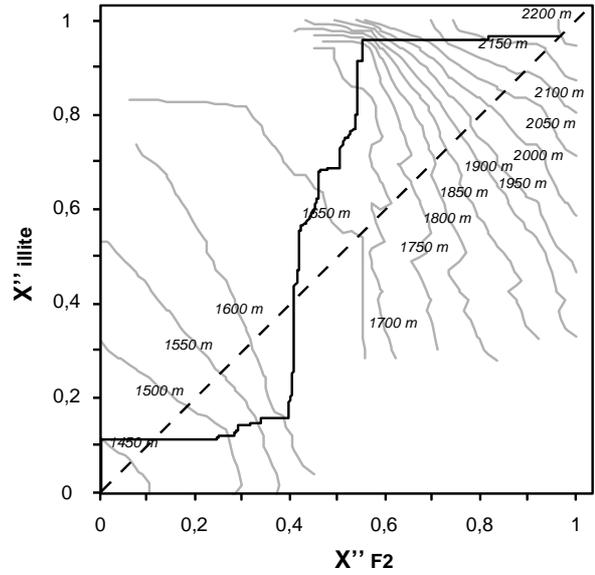
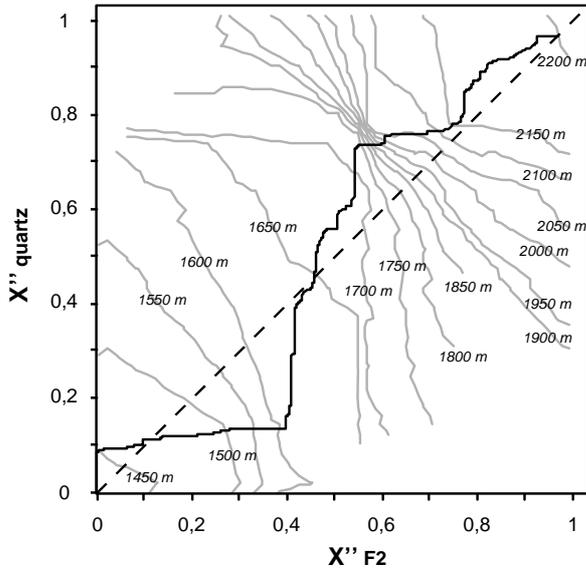
***Relations entre orientations des fractures et nature des remplissages.***

***Principales courbes  $X''Fn = X''m$  caractéristiques du granite de Soutz (forage EPS1)***

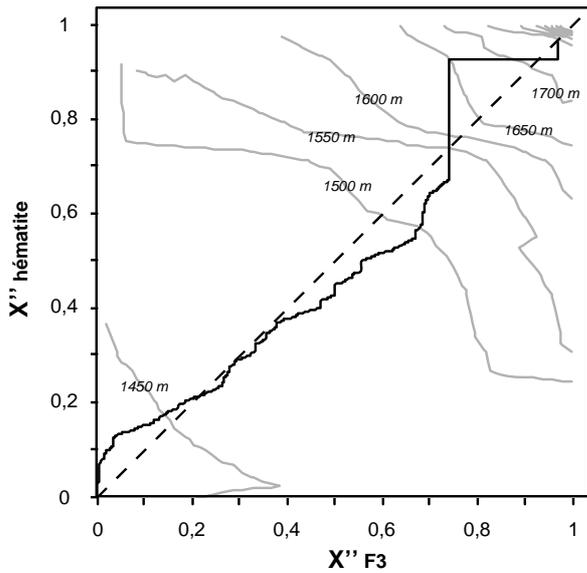
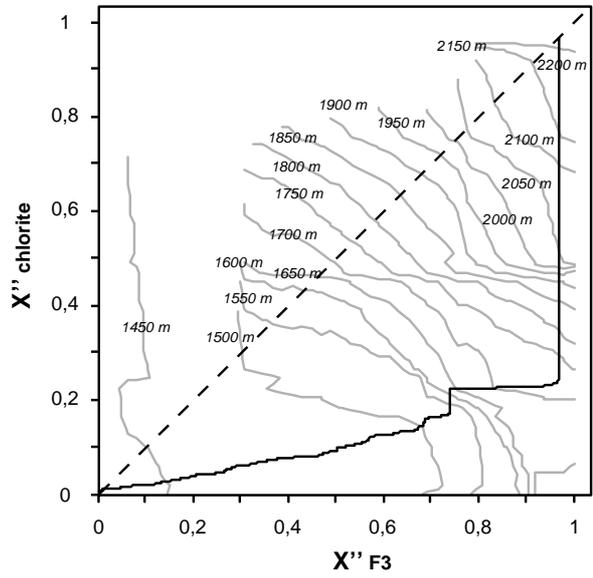
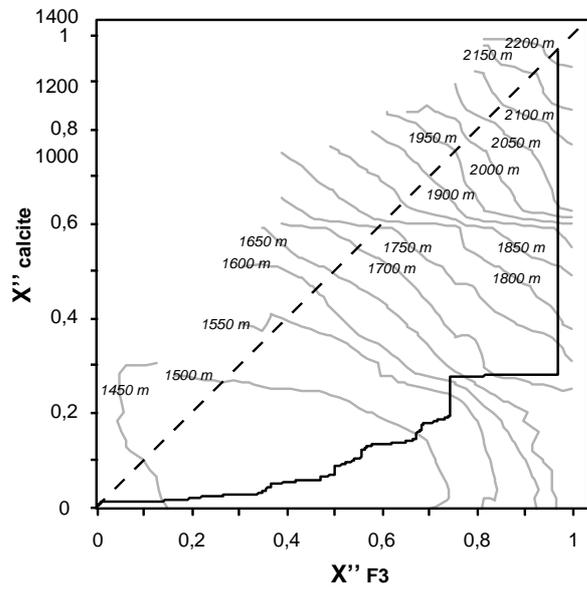
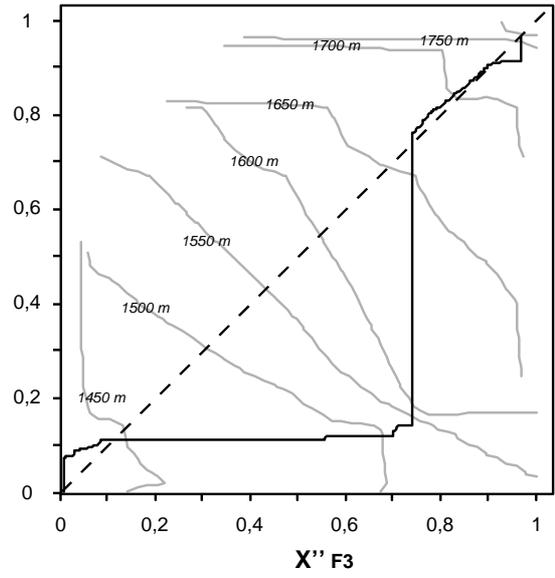
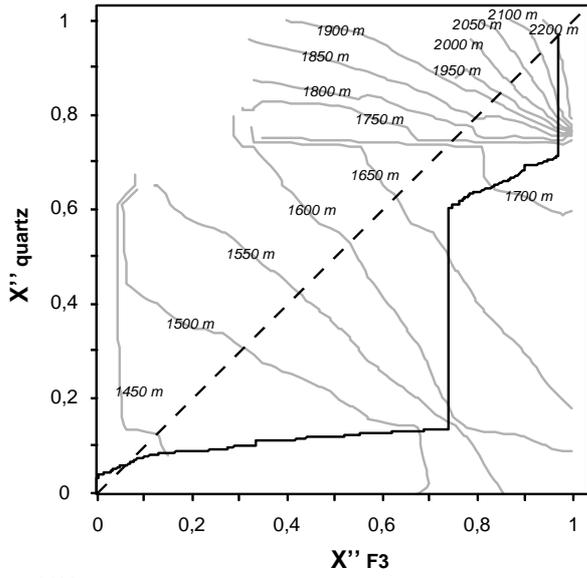
---



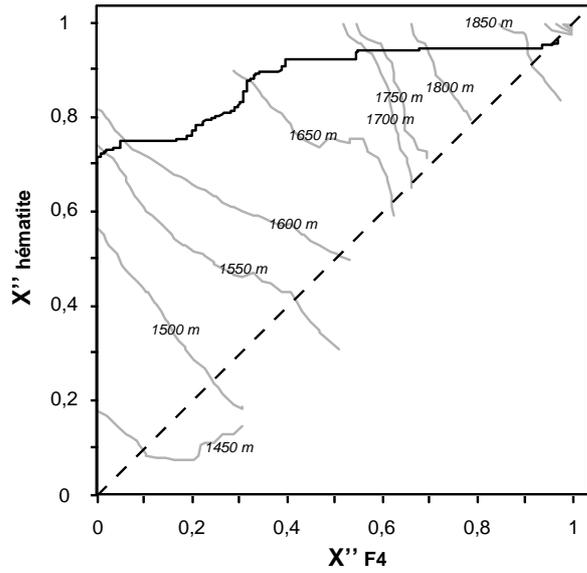
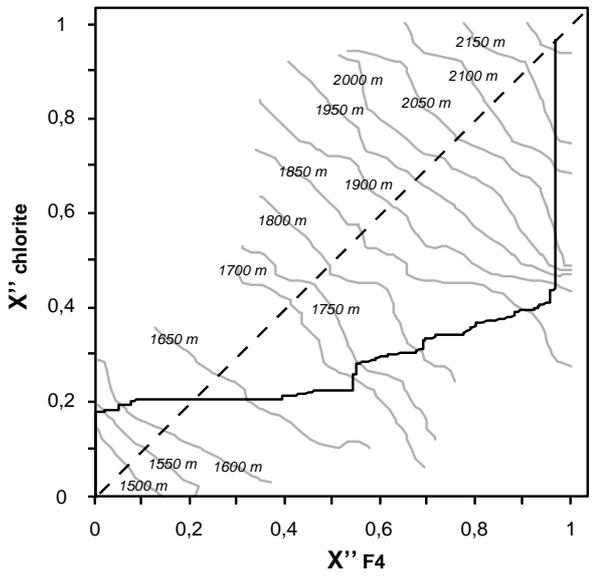
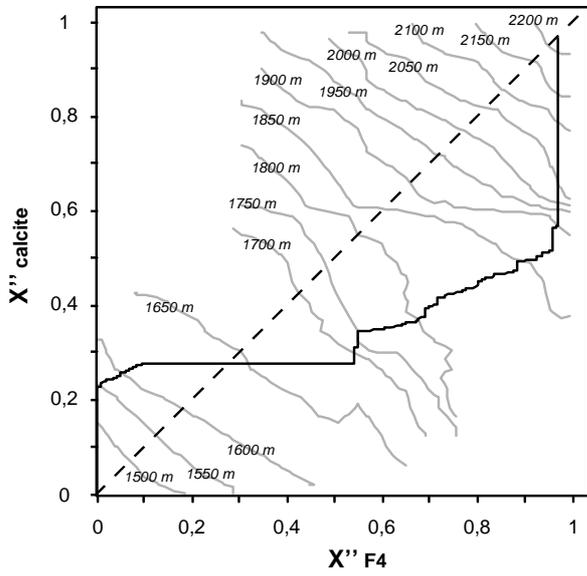
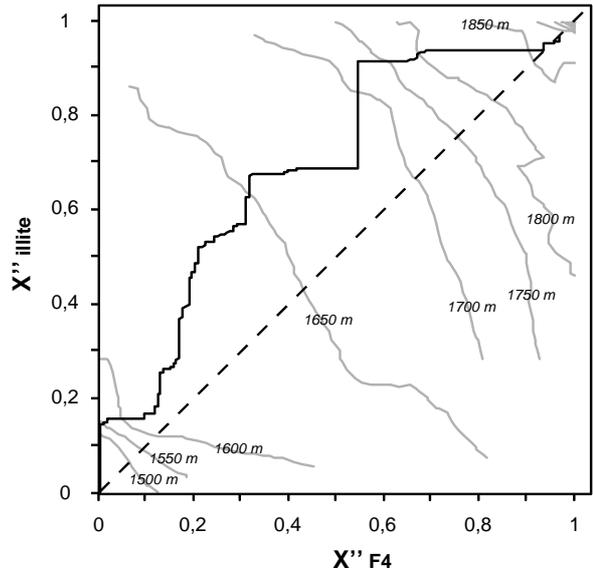
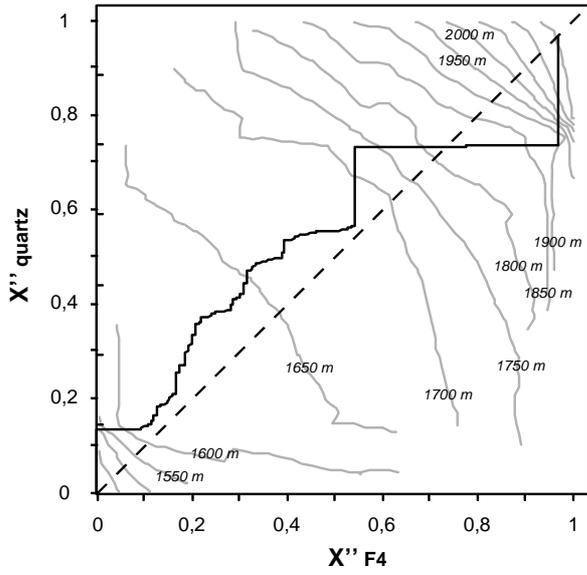
$$X''_{F1} = X''_m$$



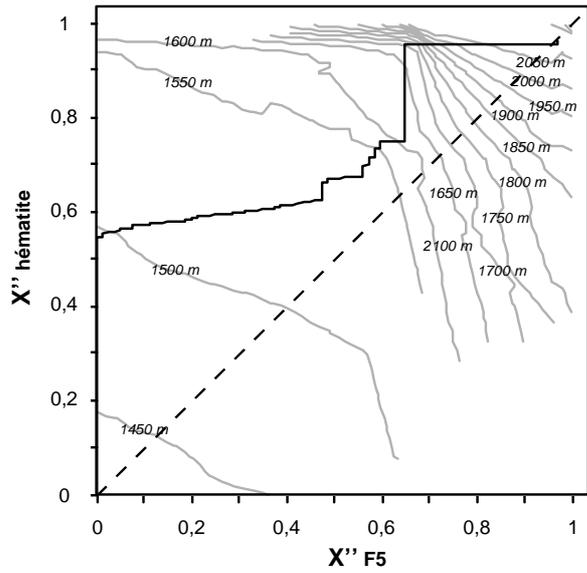
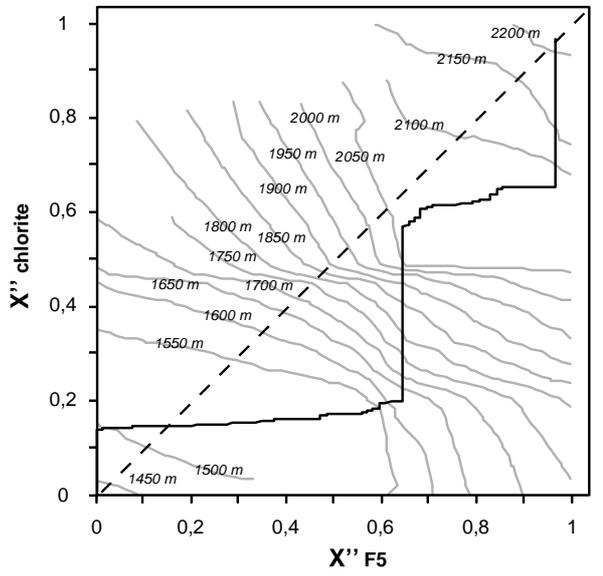
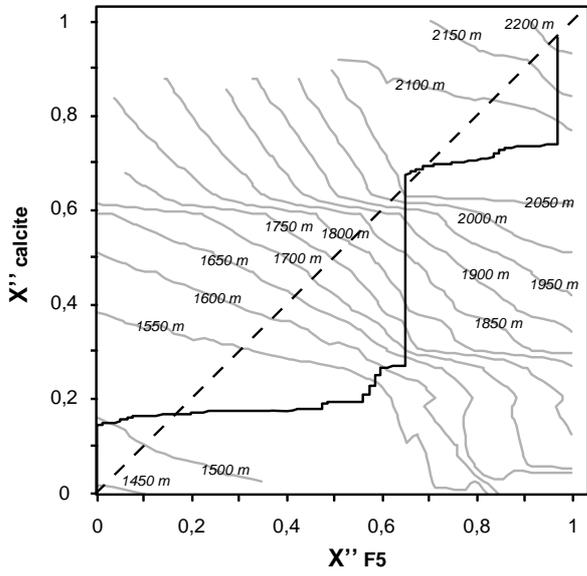
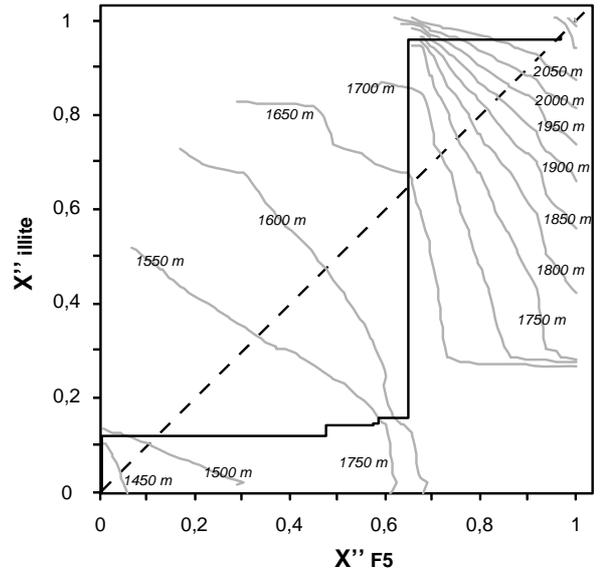
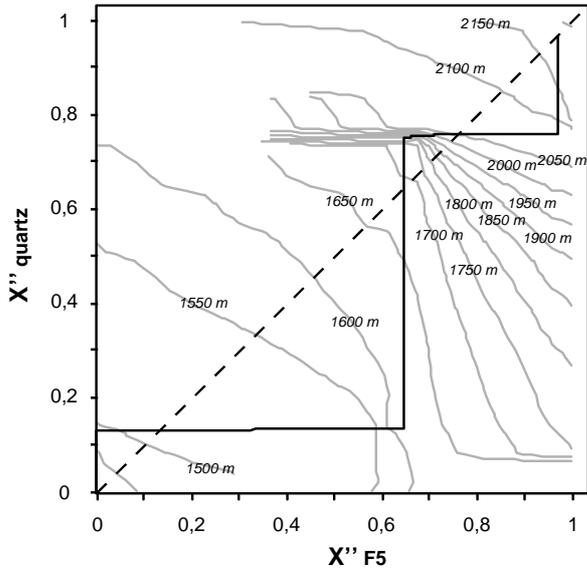
$$X''_{F2} = X''_m$$



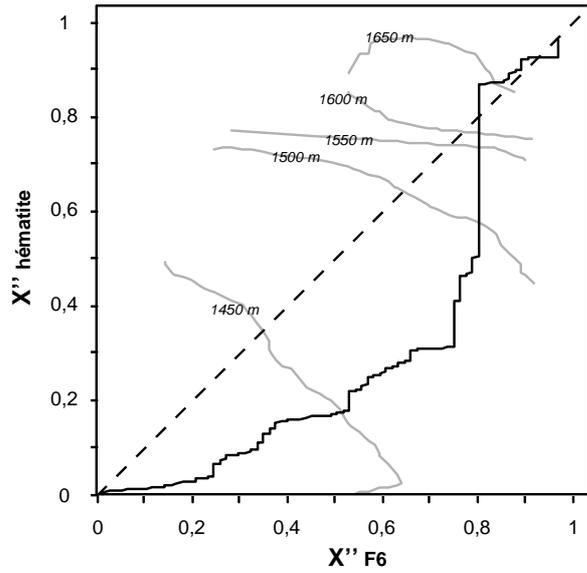
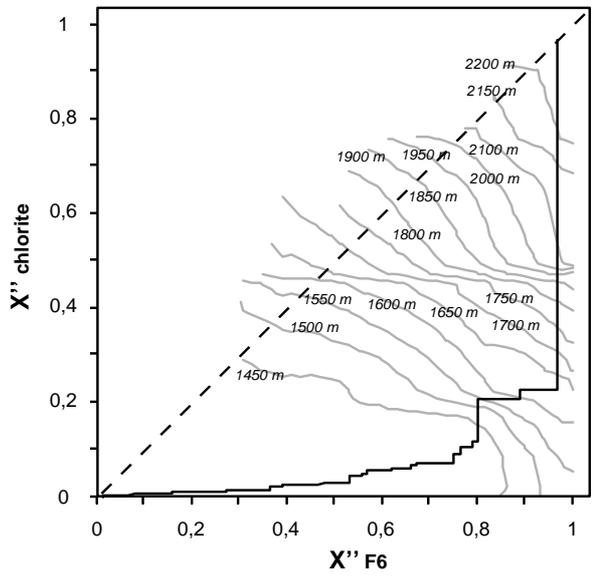
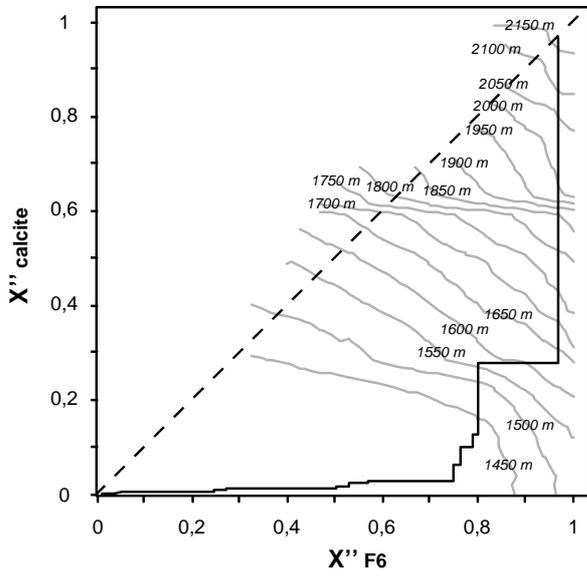
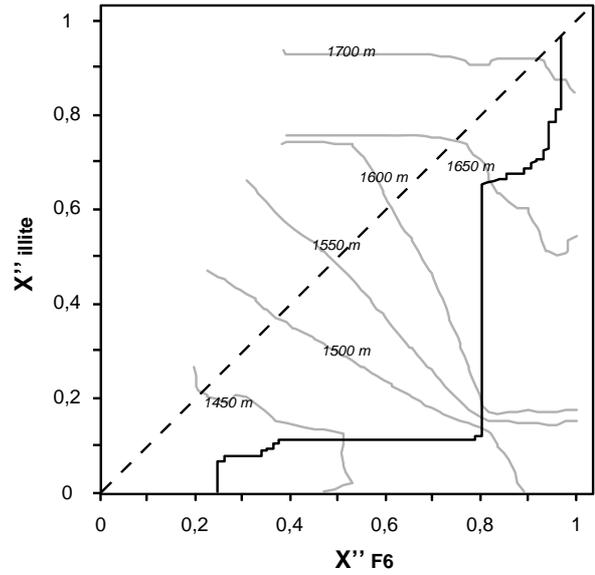
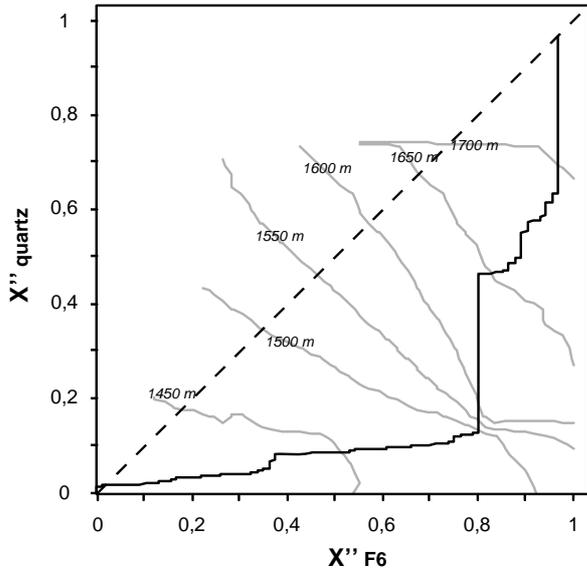
$$X''_{F3} = X''_m$$



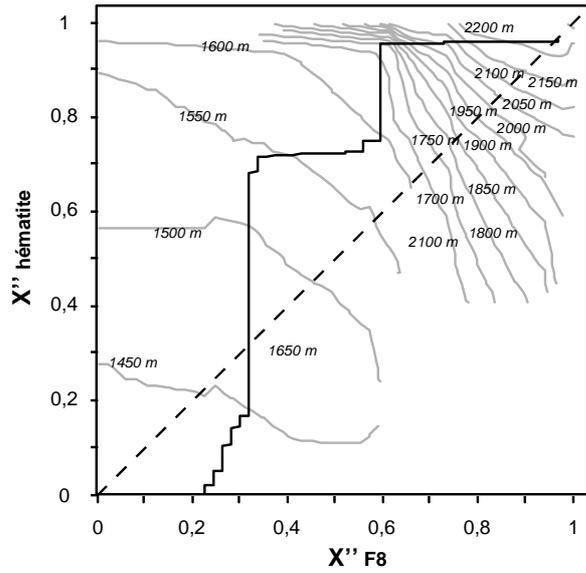
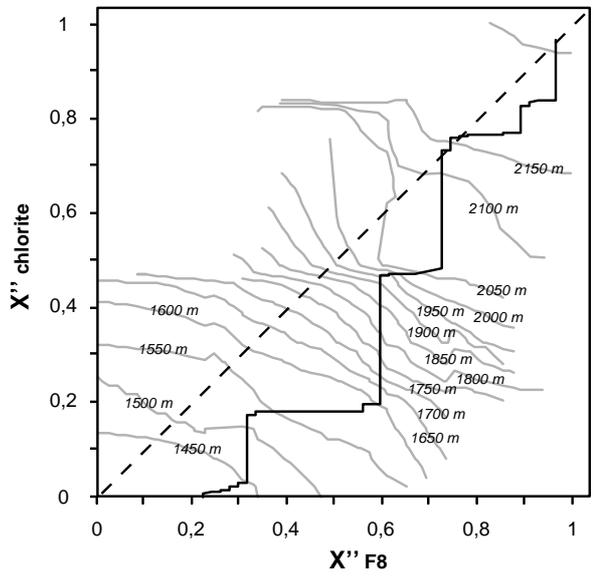
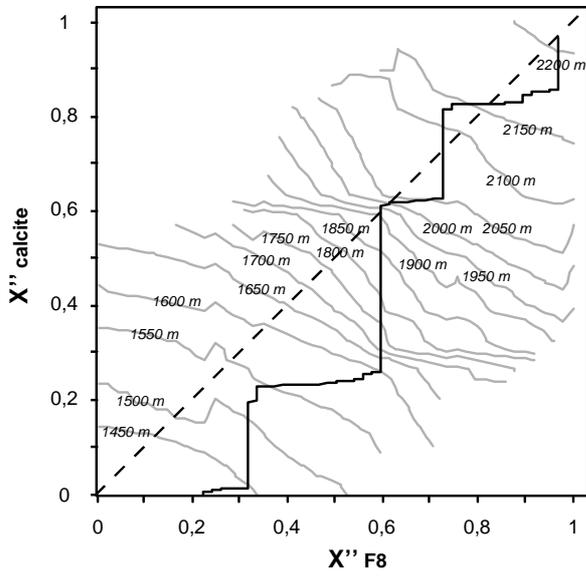
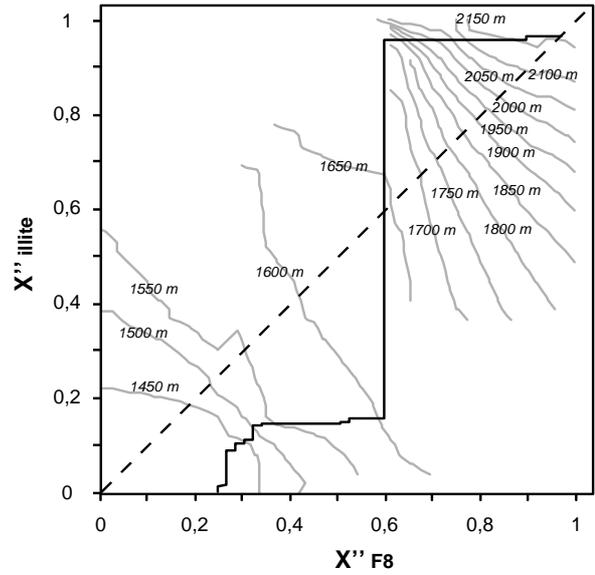
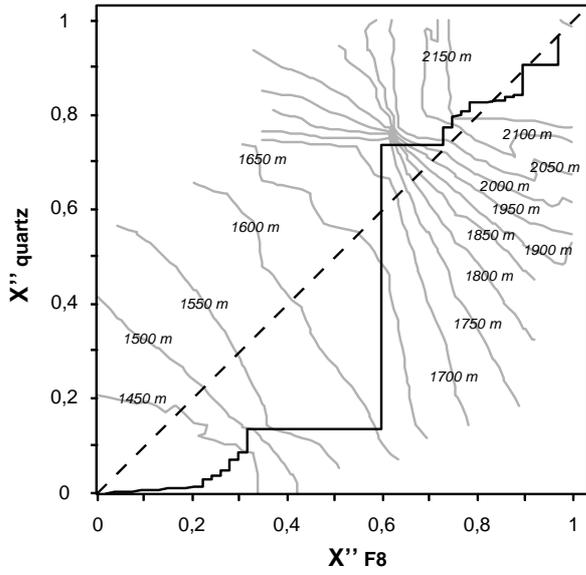
$$X''_{\text{F4}} = X''_{\text{m}}$$



$$X''_{F5} = X''_m$$



$$X''_{\text{F6}} = X''_{\text{m}}$$



$$X''_{F8} = X''_m$$

# Annexe 6

## Paramètres empiriques utilisés dans les équations de Hoek et Brown (1980).

	ROCHE CARBONATEES à cristaux présentant des clivages bien développés					ROCHES ARGILEUSES lithifiées					ROCHES ARENACEES à gros cristaux dont les clivages sont peu développés				
	<i>m</i>	<i>s</i>	<i>i</i>	<i>j</i>	<i>k</i>	<i>m</i>	<i>s</i>	<i>i</i>	<i>j</i>	<i>k</i>	<i>m</i>	<i>s</i>	<i>i</i>	<i>j</i>	<i>k</i>
ROCHE INTACTE (essais mécaniques)	7	1	0,816	0,14	0,658	10	1	0,918	0,099	0,677	15	1	1,044	0,067	0,692
ROCHE DE TRES BONNE QUALITE	3,5	0,1	0,651	0,028	0,679	5	0,1	0,739	0,02	0,692	7,5	0,1	0,848	0,013	0,702
ROCHE DE BONNE QUALITE	0,7	0,004	0,369	0,006	0,669	1	0,004	0,427	0,004	0,683	1,5	0,004	0,501	0,003	0,695
ROCHE DE QUALITE INTERMEDIAIRE	0,14	0,0001	0,198	0,0007	0,662	0,2	0,0001	0,234	0,0005	0,675	0,3	0,0001	0,28	0,0003	0,688
ROCHE DE QUALITE FAIBLE	0,04	0,00001	0,115	0,0002	0,646	0,5	0,00001	0,129	0,0002	0,655	0,08	0,00001	0,162	0,0001	0,672
ROCHE DE QUALITE MEDIocre	0,007	0	0,042	0	0,534	0,01	0	0,05	0	0,539	0,015	0	0,061	0	0,546
	ROCHES CRISTALLINES IGNEES, polyminérales et à grains fins					ROCHES CRISTALLINES IGNEES ou METAMORPHIQUES, polyminérales et à gros grains									
	<i>m</i>	<i>s</i>	<i>i</i>	<i>j</i>	<i>k</i>	<i>m</i>	<i>s</i>	<i>i</i>	<i>j</i>	<i>k</i>					
ROCHE INTACTE (essais mécaniques)	17	1	1,086	0,059	0,696	25	1	1,22	0,04	0,705					
ROCHE DE TRES BONNE QUALITE	8,5	0,1	0,883	0,012	0,705	12,5	0,1	0,998	0,008	0,712					
ROCHE DE BONNE QUALITE	1,7	0,004	0,525	0,002	0,698	2,5	0,004	0,603	0,002	0,707					
ROCHE DE QUALITE INTERMEDIAIRE	0,34	0,0001	0,295	0,0003	0,691	0,5	0,0001	0,346	0,0002	0,7					
ROCHE DE QUALITE FAIBLE	0,09	0,00001	0,172	0,0001	0,676	0,13	0,00001	0,203	0,0001	0,686					
ROCHE DE QUALITE MEDIocre	0,017	0	0,065	0	0,548	0,025	0	0,078	0	0,556					



# ***Annexe 7***

***"Are fractal tools usefulness  
to quantify the fracture roughness on all scales?"***

***J. Sausse and M. Lespinasse***

***soumis à Physics and Chemistry of the Earth (special issue of the EGS98  
conference, Nice, april 1998)***

---



# Are fractal tools usefulness to quantify the fracture roughness on all scales?

J. Sausse and M. Lespinasse

UMR 7566 G2R-UHP Nancy 1, BP 239; Bd des Aiguillettes, 54506 Vandoeuvre les Nancy, France.

**Abstract.** Anisotropic roughness and fracture tortuosity, are observed on all scales (from cracks to megafaults) which implies reduced permeabilities and more complex fluid-rock exchange surfaces, compared to the parallel and smooth plates models.

Several macro and microfractures were sampled in the EPS1 drillhole (Soultz-sous-Forêts, Bas-Rhin, France). These samples present different types of rock alterations and fracture sealings. Macrofracture roughness was quantified by a mechanical numerization of profiles. Microcracks were studied on thin sections, using image analysis. Quantification of tortuosity, statistical, geostatistical and fractal parameters of roughness was performed. Results obtained on different scales are compared.

## 1. Introduction

Understanding the hydraulic and transport properties of fractured rocks is important in numerous geological problems (hydrothermalism, geothermy, waste storages...). Predicting the fluid flow in rocks through fractures requires to know the fracture characteristics influencing hydraulic and transport properties. Anisotropic roughness is often observed at all scales (from cracks to megafaults). Rough fractures are characterised by a channelling of fluids flow (Gentier, 1986), inducing their high heterogeneous hydraulic and transport properties. This anisotropy is controlled by the presence of contact points (in situ normal loads) and by the distribution of apertures (residual voids).

---

*Correspondence to:* Judith SAUSSE  
UMR G2R 7566  
BP 239, 54506 Vandoeuvre les Nancy, France  
sausse@lpush.u-nancy.fr

The fracture roughness and consequently its tortuosity imply reduced permeabilities and more complex fluid-rock exchange surfaces, compared to the parallel and smooth plates models.

This work proposes a descriptive study of fracture wall roughness, at different scales and for different degree of rock alteration. This approach leads to the understanding of the relationships between the rock alteration mechanisms and the fracture or microfracture plane roughness.

Data were acquired in the Soultz-sous-Forêts (Bas, Rhin, France) deep geothermal 'Hot Dry Rocks' test site.

## 2. Fracture sampling

Soultz-sous-Forêts, located in the Upper Rhine Graben, is one of the designated deep geothermal 'Hot Dry Rocks' test sites. Three boreholes have been drilled in the sandstones and granitic basement: GPK1, GPK2 which are an integral part of the geothermal fluid transport system and a reference hole EPS1 which has been fully cored over a depth interval of 810 m.

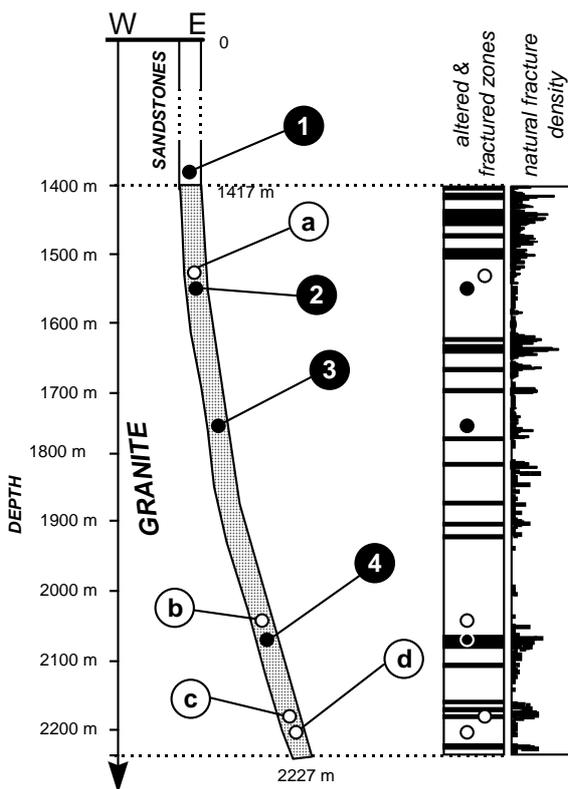
	matrix alteration	degree of sealing	sealing minerals
<b>fractures</b>			
1	-	low - homogeneous	barytine
2	+	low - partial	hematite
3	--	/	/
4	++	thick - heterogeneous	chlorite
<b>microcracks</b>			
a	+	totally sealed	phylites
b	+		and
c	++		carbonates
d	--		

**Table 1:** Sampling data. Macrofractured and microfractured samples are characterised by different degrees of rock alteration (healthy:- -> -> +> ++ strongly altered) and fracture sealing types.

The fracture roughness was analysed at different scales and depth levels:

*Opened natural macrofractures.* They were sampled at four levels of depths (Fig. 1), in the Soutz sandstone (1) and in the granite (2 to 4). The host rocks present different degrees of alteration and the fractures are more or less sealed with different mineralogical phases (barytine, chlorite, hematite, Table 1).

*Microcracks* are numerous in the primary quartz of the granite. These discontinuities are totally sealed by secondary minerals (principally phyllites and carbonates) and are sampled at different depths and for different degrees of matrix alteration (Fig. 1 and Table 1).



**Fig. 1:** Sampling data. Macrofractured and microfractured samples come from different depths of EPS1 drill hole and are characterised by different degrees of alteration. Black and white circles correspond respectively to the macro and microscopic fractures. Figures on the right side present the petrographic and structural log of the well EPS1 showing the location of altered (black zones) and fractured (density) zones observed on the core sections (After Genter et al., 1995).

### 3. Roughness surface analysis.

#### 3.1. Methodology.

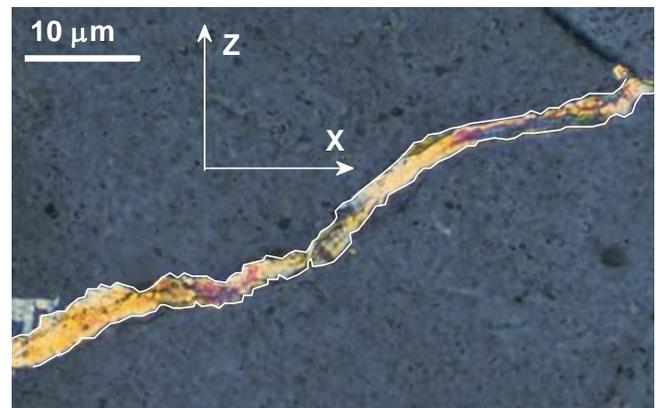
##### 3.1.1. Macrofractures: mechanical profilometry.

Fracture roughness is studied in 3D using a surface mechanical profilometry (surface profilometer TEMPO system, TRI-MESURES). The precise localisation of the

samples is realised in the (Oxy) horizontal reference plane. The profilometer is moved above the fracture and the asperity heights (Z axis) are systematically measured for each XY point. Finally, several series of discrete profiles are realised with a constant sampling interval of 1 mm. The X, Y and Z resolution is 3  $\mu\text{m}$ .

##### 3.1.2. Microfractures: Image Analysis

The mechanical profilometry is not possible because of the small size (< 1 mm) of cracks. Their analysis is therefore realised on oriented thin sections. Crack planes are represented by the intersection of the fracture and the section planes. Crack roughness is studied in 2D (two conjugate profiles) using image analysis (Fig. 2). Several thin sections are realised in perpendicular planes. An initial study is done with transmitted and polarised light microscopy. The crack sealings (phyllites, carbonates) present generally different polarisation colours in comparison with the host minerals (quartz, feldspath). The fissure walls and their roughness are therefore well marked (Fig. 2). A high resolution numerisation (600 DPI) is performed from a picture of each crack. Roughness profiles, corresponding to two conjugate series of "inferior" and "superior" points, are identified and drawn by image analysis (Fig. 2). The sampling interval is 1  $\mu\text{m}$ .



**Fig. 2:** Photography of one microcrack in the Soutz granite. The picture is realised with transmitted, polarised and analysed light microscopy. The difference between the polarisation colours of the sealing phases and the host mineral allows to clearly mark the fissure walls. Two profiles XZ can therefore be drawn by image analysis.

#### 3.2. Quantification.

Numerous approaches of roughness quantification are available in the literature. Statistical, geostatistical or fractal studies allow to quantify or qualify the roughness asperities behaviours within a fracture plane. These parameters are more or less useful according to their different interest in

the surface property characterisations (metallurgy, geology, etc.).

### 3.2.1. Statistical parameters.

Three coefficients are calculated in this study:

- *The Joint Roughness Coefficient (JRC)* was initially defined by Barton and Choubey (1977). Tsé and Cruden (1979) propose a linear correlation between the JRC (Eq. 1) and the Z<sub>2</sub> (Eq. 2) coefficients expressed as follows:

$$JRC = 32,20 + 32,47 \cdot \log_{10} Z_2 \quad (1)$$

$$\text{with } Z_2 = \sqrt{\frac{1}{M \cdot \Delta X} \sum_{i=1}^{N-1} (Z_{i+1} - Z_i)^2} \quad (2)$$

- *The Root Mean Square coefficient (RMS)*:

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Z_i^2} \quad (3)$$

- *The profile tortuosity (τ)*: This parameter quantifies the difference of length between an ideal profile (mean line of the profile) and the real one (followed by fluids).

$$\tau = \frac{L'}{L} = \frac{\sum_{i=1}^N dL'}{L} \quad (4)$$

with N: number of discrete points for each profile, M: number of discrete intervals for each profile, Z<sub>i</sub>: height of point i (X<sub>i</sub>, Z<sub>i</sub>) compared to the profile mean reference line (linear regression), L: length of the profile mean reference line, L': real length of the rough profile, ΔX: sampling interval.

### 3.2.2. Hurst coefficient and fractal dimension.

Numerous works have shown the self - affine features and the fractal characteristics of natural fault surfaces. Their surface asperities can be described by scaling factors such as the fractal dimension (D) and the Hurst coefficient (ζ) (Feder, 1988). Numerous approaches are proposed to calculate these parameters. In this study two methods are performed.

The Hurst coefficients are calculated with the "variable bandwidth" method (Feder, 1988). Each profile of length L is scanned with X bands with a variable width (h). The "windows" of constant width h but variable origin X, are characterised by different asperity heights Z<sub>i</sub> corresponding to different standard deviations (ω(h)) and differences between their maximum and minimum (δ(h)). The mean values of these quantities are calculated for each h interval. They are following a power law of h (Eq. 5).

$$\begin{aligned} \omega(h) &\propto h^\zeta \\ \delta(h) &\propto h^\zeta \end{aligned} \quad (5)$$

The plot of ω(h) or δ(h) versus h in a log-log diagram defines a linear regression with slopes ζδ or ζω equal to the Hurst coefficients.

The asperity heights Z<sub>i</sub> correspond to regionalised variables measured at a constant sampling interval DX. The semi - variogram or correlogram indicates their spatial dependence on the length L. It expresses the variability of the Z<sub>i</sub> semi - variances calculated for different windows with width h as a multiple of ΔX. The semi - variance g(h) is expressed in Eq. 6.

$$\gamma_h = \frac{\sum_{i=1}^{n-h} (Z_i - Z_{i+h})^2}{2n} \quad (6)$$

with Z<sub>i</sub> and Z<sub>i+h</sub>, two measures of asperity heights taken at location X<sub>i</sub> and X<sub>i+h</sub>, and n, the number of points in the profile.

The relation between γ(h) and h values is a power law (Orey, 1970 in Huang et al., 1992):

$$\gamma(h) \propto h^\beta \quad (7)$$

The log-log representation of the semi-variogram γ(h) = f(h) shows a linear regression which slope give the β value of Eq. 7. The fractal dimension D is then equal to:

$$D = 2 - \beta/2 \quad (8)$$

## 4. Results

### 4.1. Statistical study of fracture roughness

#### 4.1.1. Microfractures

Three positive linear correlations between the RMS and tortuosity values are observed on Fig. 3 showing that more the crack tortuosity is important, more the roughness coefficient increases. This observation confirms that a low tortuosity favours dissolution phenomena which smooth wall roughness.

*Strongly altered granite (sample c, Fig.1)*

These cracks (Fig. 3) are characterised by a low roughness with RMS values equal to  $3.97 \pm 1.70 \mu\text{m}$  (mean value ± standard deviation). Their tortuosity is variable and ranges from very low values (minimum 1.01) to higher ones (maximum 1.17). However most of the cracks are characterised by low tortuous walls ( $\tau = 1.06 \pm 0.04$ ). This sample is characterised by very large cracks with a mean aperture of  $37 \mu\text{m}$ . Moreover at these depths fluid flows in fractures are very important in EPS1, (high macrofracture density, strong rock alteration). Large and little tortuous cracks are highly percolated implying intense fluid-rock interactions. Their roughness is little developed and could result from some important dissolution stages after sealing.

*Healthy granite (sample d, Fig.1)*

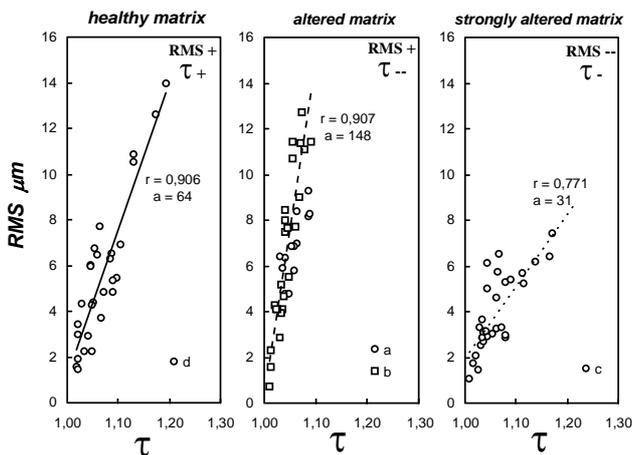
These microcracks are characterised by a large interval of RMS coefficients (from 1.5 to  $14 \mu\text{m}$ ) and variable tortuosities (from 1.02 to 1.19) (Fig. 3). The plot of RMS versus τ defines as previously, a relatively good correlation. Cracks are less large (crack mean aperture is  $16 \mu\text{m}$ ). This zone of depth (- 2223 m) is not altered and characterised by a low matrix porosity (0.36%) and macrofracture density.

Leached species could come therefore from different depths (for example from the - 2154 - 2175 m zone for which Ledésert (1993), describes high alteration phenomena). The important roughness ( $5.60 \pm 3.21 \mu\text{m}$ ) indicates no or weak dissolutions of fissure walls before sealing. Their low tortuosity ( $1.08 \pm 0.05 \mu\text{m}$ ) is however more important than the precedent cracks. Decreasing fluid circulations and therefore the possibility of important precipitations are possible. Fissure walls develop important exchange surfaces for the fluid-rock interaction. However no significant fluid event is described at these depths. Microcracks (d) constitute the main fluid vectors. Saturated fluids react with the fissure walls and provoke a rapid precipitation of secondary phases that does not affect the initial fissure roughness.

*Weak altered granites (samples a and b, Fig.1)*

These last samples are characterised by the same positive trend between their roughness and tortuosity (Fig. 3). The slope of the linear correlation is higher than the two precedent. These cracks develop a very low tortuosity (1.01 to 1.09) but an important roughness (RMS = 0.71 to 12.76  $\mu\text{m}$ ). The matrix porosity is important (up to 1.26%). These depths (2081 m or 1558 m) are characterised by a dual permeability and therefore alteration: the matrix alteration and the fissure sealings. These two media are reached by fluids. Fissures are thin (10  $\mu\text{m}$ ) and therefore less percolated (compared to the precedent samples) despite their low tortuosity. The fluid-rock interactions are less mark on fissure walls presenting a high roughness like the healthy granite (d).

The importance of the fissure wall roughness seems therefore directly related to their rate of percolation and therefore to the intensity of dissolution phenomena.

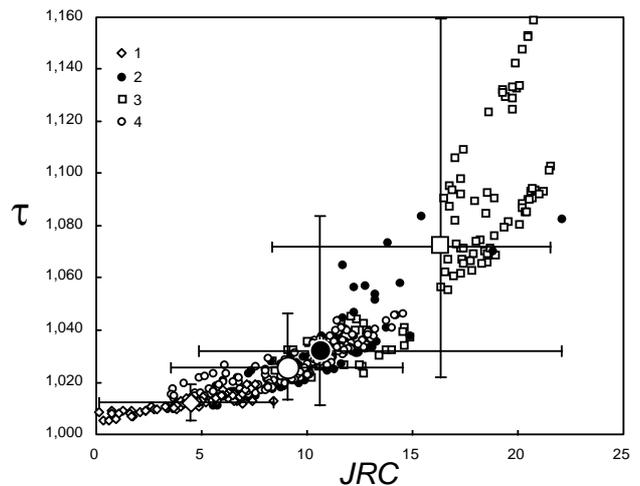


**Fig. 3:** Plot of RMS versus tortuosity values for the different microcracks. The plots show three trends characteristic for a-b, c, and d corresponding to the three types of rock alteration (see Table 1 and text for more details).

**4.1.2. Macrofractures**

Fig. 4, showing a tortuosity versus JRC diagram, allows to distinguish the granite and the sandstone samples and their degree of sealings and alterations. The sandstone sample (1) is characterised by low JRC ( $4.51 \pm 2.15$ ) and  $\tau$  ( $1.01 \pm 0.003$ ) values. The mechanical opening of this fracture respect the quartz grain distribution, producing a smooth, plane and low tortuous fracture surface. Moreover, this sample is cover by a thin and homogeneous barytine deposit contributing to this initial low roughness smoothing. This fracture defines the basis of a polynomial (second order) regression between the roughness variables (Fig. 4). As seen before, roughness and tortuosity are positively correlated.

A gradation in roughness and tortuosity values is shown on Fig. 4. Indeed, the strongly altered sample (4) develops low roughness (JRC =  $9.06 \pm 2.72$ ) compared to (2) (JRC =  $10.59 \pm 2.89$ ) and (3) (JRC =  $16.36 \pm 3.76$ ). This last sample is a fresh fracture in a healthy granite. The different corresponding points in Fig. 4 are less correlated than the other samples implying high but variable roughness and tortuosity. The different alteration phenomena (dissolutions or sealings) involve therefore a smoothing and a homogenisation of the fracture wall asperities.



**Fig. 4:** Plot of tortuosity versus JRC values for the different macrofractures. The plots show a positive global correlation with a gradation corresponding to the different degrees of alteration. Points are mentioned with their JRC and  $\tau$  mean values (big circle). The error bars correspond to the minimum and maximum of each variable.

**4.2. Spatial approach of roughness**

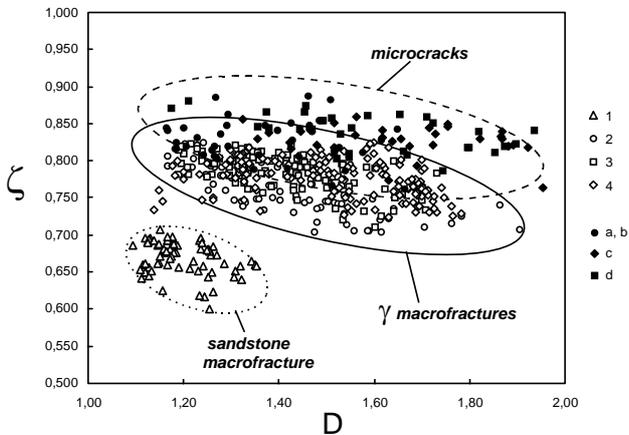
Calculations of the Hurst coefficients and fractal dimensions have been performed for the different fractures and fissures. Fig. 5 shows that the roughness coefficient  $\zeta$  is relatively constant whatever the degree of rock alteration, with a mean value equal to 0.77 for the granite macrofractures and 0.83 for microcracks. A slight

difference is observed for the different scale of analysis and for the sandstone sample (1).

This last fracture is characterised by lower  $\zeta$ . Its roughness is less developed as previously (Fig. 5). This analysis was performed with the same sampling interval and the same technique of profilometry as granite fractures. The Hurst coefficient could be therefore sensible to the nature of rock. Microcracks develop a slight important roughness compared to macrofractures. This can be due to the accurate sampling interval ( $1\ \mu\text{m}$ ) compared to the macroscopic one ( $1\ \text{mm}$ ) revealing some details on the fissure profiles.

Nevertheless, all the Hurst coefficients values are restricted to a thin interval. For example, Mäløy et al. (1992); Schmittbuhl et al. (1993); Bouchaud et al. (1990); Schmittbuhl et al. (1995) or Sabbadini (1994), show some equivalent values for this coefficient, whatever the material and the fracture mechanisms. This universal property of fracture surfaces will therefore be not adapted to describe the surface roughness behaviour facing alteration.

The fractal dimensions (Fig. 5) show a large distribution of values for all the different samples, between  $D = 1.09$  (one profile of the sandstone sample 1) and  $D = 1.95$  (for one crack of the healthy granite d). Moreover, no difference between samples can be realistically demonstrated with this diagram. As seen for the Hurst coefficient, the fractal dimension cannot give any information regarding the alteration phenomena intensity and its mechanisms.



**Fig. 5:** Plot of the fractal dimensions  $D$  versus the Hurst coefficients ( $\zeta$ ) for the different macrofractures and microfissures. A slight difference between the Hurst coefficients  $\zeta$  can be observed for the sandstone and granite or micro and macrofractured samples. Nevertheless, these coefficients are relatively constant and closed to 0.8. The fractal dimension is more variable and no real distinction between the different samples can be detected.

## 5. Conclusion

The description and quantification of micro or macrofracture plane roughness were performed with different roughness coefficients. The statistical approach of roughness shows that microfracture are the witnesses and

the main vectors of fluids within the rock matrix. Their initial geometry (extension, aperture, tortuosity) is described by the RMS and tortuosity coefficients. The crack morphology imposes a particular fluid percolation and therefore the importance of fissure wall dissolutions which control the roughness development. Macrofractures are characterised by different JRC or tortuosity coefficients which allow, in the same way, to distinguish their nature and degree of alteration. On the contrary, these differences can't be identified with a fractal or geostatistical approach. The fractal dimension and the Hurst coefficient are therefore bad markers of the fissure geometry compared to the alteration phenomena. This study shows that the fracture surface properties influence and are influenced by the alteration phenomena. An elementary description of the fracture or fissure morphology, owing to the roughness or tortuosity statistical study, is therefore suitable to complete and perform the hydraulic models.

*Acknowledgements:* This work has been carried under financial support of the Groupement de Recherche GDR CNRS n° 914 " Géomécanique des Roches "

## References

- Barton N. R. and Choubey V., The shear strength of rock and rock joints in theory and practice, *Rock Mech.*, *10*, 1-54, 1977.
- Bouchaud E., Lapasset G., and Planès J., Fractal dimension of fractured surfaces: a universal value?, *Europhys. Lett.*, *13*, 73-79, 1990.
- Feder J., *Fractals*. Plenum Press, New York, 1988.
- Genter A., Traineau H., Dezayes C., Elsass P., Ledesert B., Meunier A., and Villemain T., Fracture analysis and reservoir characterization of the granitic basement in the HDR Soultz project (France), *Geotherm. Sci. & Tech.*, *4* (3), 189-214, 1995.
- Gentier S., Morphologie et comportement hydromécanique d'une fracture naturelle dans un granite sous contrainte normale. Etude expérimentale et théorique, Thèse, Université d'Orléans, 637 p, 1986.
- Huang S. L., Oelfke S. M., and Speck R. C., Applicability of fractal characterization and modelling to rock joint profiles. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, *29*, 89-98, 1992.
- Ledesert B., Fracturation et paléocirculations hydrothermales. Application au granite de Soultz-sous-Forêts, Thesis, Université de Poitiers, 219 p, 1993.
- Mäløy K. J., Hansen A., Hinrichsen E. L., and Roux S., Experimental measurements of the roughness of brittle cracks, *Phys. Rev. Lett.*, *68*, 213-215, 1992.
- Orey S., Gaussian sample functions and Hausdorff dimension of level crossings, *Wahrscheinlichkeitstheorie Verw. Gebiete*, *15*, 249-256, 1970.
- Sabbadini S., Analyses géostatistique et fractale de l'évolution de la morphologie de discontinuités au cours du cisaillement, Thèse, I.N.P.L., p, 1994.
- Schmittbuhl J., Gentier S., and Roux S., Field Measurements of the roughness of Fault Surfaces, *Geophysical Research Letters*, *20* (8), 639-641, 1993.
- Schmittbuhl J., Schmitt F., and Scholz C, Scaling invariance of crack surfaces, *Journal of Geophysical Research*, *100* (B4), 5953-5973, 1995.
- Tsé R. and Cruden D., Estimating joint roughness coefficient, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, *16*, 303-307, 1979.