HAL
open science

Modélisation expérimentale de la fracturation d'un milieu sédimentaire

Cédric Jorand

To cite this version:

Cédric Jorand. Modélisation expérimentale de la fracturation d'un milieu sédimentaire. Sciences de la Terre. Université Nice Sophia Antipolis, 2007. Français. NNT : . tel-00153613

HAL Id: tel-00153613

https://theses.hal.science/tel-00153613v1

Submitted on 11 Jun 2007

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.

UNIVERSITÉ DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS - UFR SCIENCES
École doctorale Sciences Fondamentales et Appliquées

THÈSE

pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences de l'Université de Nice-Sophia Antipolis

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

présentée et soutenue par

Cédric JORAND

Modélisation expérimentale de la fracturation d'un milieu sédimentaire

Thèse préparée dans le laboratoire Géosciences Azur (UMR 6526) à Sophia Antipolis
dirigée par **Alexandre CHEMENDA**
financée par le consortium Geofracnet et l'Agence Nationale pour la Recherche et la Technologie

soutenue le 14 mai 2007, devant le jury composé de :

Jean-Pierre PETIT	Professeur	Rapporteur
Yves LEROY	Directeur de Recherche	Rapporteur
Atef ONAISI	Docteur (Total)	Examinateur
Najwa YASSIR	Docteur (Shell)	Examinateur
Jacques ANGELIER	Professeur	Examinateur
Stephane BOUISSOU	Maître de conférence	Examinateur
Alexandre CHEMENDA	Professeur	Directeur de thèse

UNIVERSITÉ DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS - UFR SCIENCES
École doctorale Sciences Fondamentales et Appliquées

THÈSE

pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences de l'Université de Nice-Sophia Antipolis

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

présentée et soutenue par

Cédric JORAND

Modélisation expérimentale de la fracturation d'un milieu sédimentaire

Thèse préparée dans le laboratoire Géosciences Azur (UMR 6526) à Sophia Antipolis
dirigée par **Alexandre CHEMENDA**
financée par le consortium Geofracnet et l'Agence Nationale pour la Recherche et la Technologie

soutenue le 14 mai 2007, devant le jury composé de :

Jean-Pierre PETIT	Professeur	Rapporteur
Yves LEROY	Directeur de Recherche	Rapporteur
Atef ONAISI	Docteur (Total)	Examinateur
Najwa YASSIR	Docteur (Shell)	Examinateur
Jacques ANGELIER	Professeur	Examinateur
Stephane BOUISSOU	Maître de conférence	Examinateur
Alexandre CHEMENDA	Professeur	Directeur de thèse

Résumé

La modélisation de la déformation, de la rupture et de la fracturation des milieux rocheux représente un enjeu majeur dans de nombreux domaines scientifiques et pratiques, notamment pour l'exploitation des réservoirs fracturés. Cependant, cette modélisation se heurte à la mauvaise connaissance des lois constitutives, ce qui rend particulièrement importantes les approches expérimentales et en particulier la modélisation physique, qui est au coeur de ce travail.

Nous avons développé une technique originale d''une telle modélisation, basée sur un nouveau matériau, Crack[1], à l'échelle physique par rapport à une roche réservoir typique : le calcaire. Un programme étendu d'expérimentation avec les modèles de Crack[1] a été réalisé avec un dispositif de chargement poly-tridimensionnel. Ce dispositif combine à la fois la simplicité et l'efficacité des solutions réalisées pour la réduction et l'élimination complète de la friction aux bords des modèles. Les résultats principaux peuvent être résumés de la façon suivante :

1. Des réseaux de diaclases ont été reproduits pour la première fois dans des conditions de chargement homogènes.

2. Les diaclases se forment, dans nos expériences, sous une compression triaxiale. Elles ne sont donc pas des fractures en Mode I.

3. Les figures fractographiques visibles sur les surfaces des diaclases naturelles et celles obtenues dans les modèles sont très similaires, ce qui suggère que la similarité physique est assurée pas seulement à macro-échelle, mais aussi à micro-échelle.

4. L'espacement S entre les diaclases ne dépend pas de l'épaisseur du modèle, contrairement au concept de « saturation » largement adopté dans la littérature et les modèles de réservoirs. Il a été démontré que S est contrôlé par l'état des contraintes imposé et la déformation accumulée du modèle.

5. Nous avons pu également reproduire dans des modèles les couloirs fracturés dont la formation est contrôlée par la rigidité des contacts aux limites de l'unité mécanique affectée par la fracturation.

6. L'augmentation de la pression moyenne appliquée au modèle résulte en un changement du style de la fracturation, qui évolue de manière continue des diaclases vers des fractures «obliques » conjuguées.

7. L'analyse des conditions de cette transition à partir de la théorie de la bifurcation de la déformation montre qu'elle est associée à la réduction du facteur de dilatance β de Crack1 avec l'augmentation de la pression p (ce type de dépendance β (p) est également connu pour les roches réelles).

Les résultats obtenus confirment donc que les lois constitutives contrôlent directement la fracturation. Des études expérimentales plus larges doivent désormais être menées pour contraindre ces lois dans toute leur complexité et avec une précision nécessaire.

Remerciements

Je voudrais tout d'abord remercier l'ensemble des membres du jury, Jean-Pierre Petit, Yves Leroy, Atef Onaisi, Najwa Yassir, Jacques Angelier, Stéphane Bouissou et Loic Bazalgette pour avoir accepté de juger ce travail.

Au terme de ce travail je tiens à remercier A. Chemenda pour avoir diriger cette thèse et su canaliser mes efforts de recherche sur les aspects les plus prometteurs de cette recherche.

Mes remerciements vont aussi à tous les membres de Geo-FracNet, passés et actuels : Pr Jean-Pierre Petit, Loic, Pascal, Guislain, Cécile.

Merci aux sponsors de cette thèse Cifre, Total-Fina-Elf et Shell, pour avoir soutenu et discuté ce travail, année aprés année. Merci donc à Sylvie Delisle, à Jean-Loup Montenat, à Claude Gout et à Laure Moen-Maurel de Total, à Christophe Mercadier, à Keith Rawnsley et à Pascal Richard, de Shell.

Merci aussi à GEO-TER international, pour avoir permis le bon déroulement de cette étude.

Ma gratitude est grande également envers A. Audoly, mécanicien, et G. Buffet, ingénieur de recherche, qui m'ont beaucoup aidé dans le développement du dispositif polyaxial.

Merci à Monique, de l'Ecole des Mines de Paris, pour m'avoir laissé utiliser le MEB environnemental, consciente de tous les risques que notre matériau comporte pour un tel instrument.

Un grand merci à Sihung N'Guyen pour continuer ce travail.

Enfin, et surtout, je tiens à remercier Marie-Aude pour m'avoir supporté et soutenu durant les périodes difficiles... et Dieu sait que....

Cadre de ce travail

Ce travail de thèse a été effectué dans le cadre d'une bourse CIFRE au sein du consortium Geo-FracNet. Son co-financement a été assuré par le CNRS et par la société Geo-Ter SARL sur la base de contrats de recherche-développement passés avec les compagnies pétrolières.

Le consortium Geo-FracNet : thèmes et méthodes

Geo-FracNet est un consortium de recherche sur la fracturation créé en 2000 et co-fondé par le Pr. Jean-Pierre Petit (Laboratoire Dynamique de la Lithosphère, Université Montpellier II) et le Pr. Alexandre Chemenda (Géosciences Azur, Université de Nice Sophia-Antipolis). Le but de ce consortium est d'aider à l'optimisation de la production des ressources géologiques (et en particulier des hydrocarbures) grâce à une meilleure compréhension de la fracturation des roches.

Différentes thématiques ont ainsi été développées au cours des cinq premières années d'existence du consortium, dans le cadre d'un projet intégré (le Geo-FracNet Integrated Research Package, ou GIRP) sponsorisé par les compagnies Shell, Total-Fina-Elf, Eni Agip et Enterprise Oil, et géré par la société Geo-Ter SARL. Ces thématiques de recherche étaient les suivantes :

1. La Fracture Zone DataBase (ou FZDB) qui visait à l'élaboration d'une base de données concernant la structure interne de zones de concentration de la fracturation (couloirs fracturés, zones de failles, etc.).
2. L'étude des couloirs fracturés qui constituent des structures essentielles influençant le comportement hydrodynamique des réservoirs fracturés.
3. L'étude des relations entre plissement et fracturation des roches sédimentaires, qui a fait l'objet d'une thése soutenue par Loic Bazalgette en 2004 (Université Montpellier II).
4. Le développement analytique des lois constitutives qui contrôlent le comportement mécanique des roches et leur intégration dans un modéle numérique dynamique 3D.
5. Ce précédent travail est couplé avec le développement de modélisations physiques analogiques, « à l'échelle », faisant intervenir des matériaux dimensionnés originaux développés et testés à l'université de Nice Sophia-Antipolis, qui fait l'objet de ce travail.

Positionnement de cette thèse dans le consortium

Ce travail de thèse a fait partie intégrante du GIRP (voir plus haut) dans la thématique intitulée « Analogue modelling». En l'absence d'une connaissance précise des lois constitutives, cette modélisation expérimentale visait à mieux contraindre les modalités de mise en place des différents types de réseaux de fractures subsismiques qui existent dans les milieux sédimentaires. Cette étude s'inscrivait comme un maillon intermédiaire, entre les observations de terrain et les developpements analytiques et numériques visant à leur interprétation mécanique.

Liste des symboles

α Angle de friction interne déduit de la pente du seuil de rupture linéaire de Coulomb.

β Coefficient de dilatance.

δd Allongement total permis au modéle de section horizontale carrée dans une des directions horizontale, s'exprime en millimètre (mm).

δL Allongement total permis au modéle de section horizontale rectangulaire parallélement à la grande dimension horizontale (L), s'exprime en millimètre (mm).

δl Allongement total permis au modéle de section horizontale rectangulaire parallélement à la courte dimension horizontale (l), s'exprime en millimètre (mm).

δ_{ij} Delta de Kronecker. δ_{ij} est égal à 1 lorsque i = j, à 0 lorsque i $\neq$ j.

μ Coefficient de friction. Sans unité.

ν Coefficient de Poisson, sans unité.

ϕ Angle de friction interne, s'exprime en degré ($^\circ$).

Π Matrice de raideur.

ρ Densité, s'exprime en Kg.m^2.

σ Pression moyenne. $\sigma = \frac{1}{3}\sigma_{ij}$. Sous un chargement homogène, $\sigma = \frac{\sigma_1+\sigma_2+\sigma_3}{3}$

σ_1 Contrainte principale majeure, s'exprime en Pa. Les valeurs compressives sont positives.

σ_2 Contrainte principale intermédiaire, s'exprime en Pa. Les valeurs compressives sont positives.

σ_3 Contrainte principale mineure, s'exprime en Pa. Les valeurs compressives sont positives.

σ_c Résistance en compression uniaxiale, s'exprime en Pascals ou MégaPascals (10^6 Pa).

σ_H Contrainte horizontale maximale.

σ_h Contrainte horizontale minimale.

σ_H^{ini} Valeur de la plus forte contrainte horizontale au début de l'expérience.

σ_h^{ini} Valeur de la plus faible contrainte horizontale au début de l'expérience.

σ_t Résistance en traction uniaxiale.

σ_v Contrainte verticale.

σ_v^{ini} Valeur de la contrainte verticale au début de l'expérience.

σ_{tec} Contrainte tectonique s'ajoutant à la contraint lithostatique (Pa).

σ_{vfab} Valeur de la contrainte verticale maximale atteinte au cours de la fabrictaion de l'échantillon avec les bords fixes.

σ_{xx} Contrainte parallèle à la direction de l'axe X, généralement perpendiculaire au fractures.

τ Contrainte différentielle. $\tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}$

τ_s Seuil de plasticité.

θ Angle entre la rupture ou la bande de cisaillement et la direction de $\sigma_1$mesurée au sein des échantillons ou sur un affleurement, s'exprime en degré (°).

θ_{cr} Angle entre la rupture ou la bande de cisaillement et la direction de σ_1 prévue par la théorie de la bifurcation de la déformation, s'exprime en degré (°).

ε_1 Déformation dans la direction parallèle à σ_1.

ε_v Déformation volumique.

ε_{ij} Déformation de l'échantillon dans la direction ij. Sans unité.

ε_{lat} Déformation d'un échantillon cylindrique dans la direction perpendiculaire à σ_1.

^{m} Exposant indiquant un paramètre mécanique appartenant au modèle.

^{o} Exposant indiquant un paramètre mécanique appartenant à l'objet naturel modélisé.

C Cohésion, s'exprime en Pa.

D rapport de l'épaisseur de la couche sur l'espacement des fractures qui s'y trouve. D = H/S.

F Force, s'exprime en Newton (N).

F_N Force normale à la surface.

F_T Force tangentielle à la surface.

K_{Ic} Facteur d'intensité des contraintes, s'exprime en Pa.$m^{\frac{1}{2}}$.

N Facteur représentant l'état des contraintes. $N = \frac{s_2}{T}$.

n Nombre de fractures dans le modèle.

P Pression, s'exprime en Pascal (Pa).

s_{ij} Contrainte déviatorique. $s_{ij} = \sigma_{ij} - \sigma$

z Profondeur dans la nature, s'exprime en mètre (m).

H_{cr} Valeur du module plastique d'adoucissement au moment de la localisation de la deformation selon la théorie de la bifurcation de la déformation.

H Module plastique d'adoucissement.

E Module d'Young, s'exprime en Pascals (Pa)

G Module élastique de cisaillement (Pa).

g accelération de la gravité. g = 9,8009085 m.s^{-2}

H Représente l'épaisseur de la strate ou du modèle en mètre.

L Plus grande dimension horizontale de l'échantillon de forme parallélépipèdique.

l Plus petite dimension horizontale de l'échantillon de forme parallélépipèdique.

RQD Rock Quality Designation : le RQD est défini comme la longueur cumulée de morceau de carottes dépassant les 10 cm divisée par la longueur totale de la carotte. Le RQD doit être mesuré le plut tôt possible apurés le prélèvement.

S Représente l'espacement entre les fractures parallèles, le long d'une coupe perpendiculaire aux fractures, en mètre dans la nature. Par souci de clarté, exprimée en millimètres dans le modèle.

T Intensité de la contrainte cisaillante. $\mathrm{T} = \sqrt{\frac{1}{2}s_{ij}s_{ij}} = \sqrt{\frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma)^2 + (\sigma_2 - \sigma)^2 + (\sigma_3 - \sigma)^2}$

Table des matières

I Introduction **1**
I.1 Les enjeux de la compréhension de la fracturation 2
I.1.1 Les réservoirs fracturés 2
I.1.2 Les méthodes d'investigation des fractures au sein du réservoir 6
I.1.3 De la structure "statique" du réservoir à sa modélisation hydro-dynamique 7
I.2 Notre approche de la modélisation expérimentale 8

Partie A Les fractures et réseaux de fractures au sein des roches sédimentaires : données de terrain et d'expériences de laboratoire **9**

I Caractérisation des fractures naturelles et de leur environnement **11**
I.1 Les types de fractures "fragiles" 12
I.2 Les diaclases au sein des roches sédimentaires 12
I.2.1 Définition d'une diaclase 13
I.2.2 Les diaclases "tectoniques" 13
I.2.3 L'étude des figures fractographiques 15
I.2.4 Les réseaux de diaclases 20
I.2.5 Les conditions d'apparition des diaclases 25
I.2.6 Les couloirs fracturés 27
I.2.7 Les diaclases de décompression 32
I.3 Les fractures cisaillantes 33
I.3.1 Les fractures hybrides 33
I.3.2 Les bandes de déformation cisaillantes 35
I.4 Conclusion 39

II Apport de la mécanique des roches et des modélisations analogiques précédentes **41**
II.1 Les différents types d'essais en mécanique des roches 42
II.1.1 Objectifs des essais mécaniques sur roches 42
II.1.2 Les dispositifs d'essais en compression 44
II.2 Le comportement mécanique et la rupture des roches lors des essais 47
II.2.1 Les résultats des essais en traction pure et de fendage 47
II.2.2 Les résultats des essais en compression 49
II.3 Étude antérieures de la fracturation sur des analogues de roche 58
II.3.1 La rupture en Mode I 58
II.3.2 La formation de bandes de déformation cisaillante 63
II.4 Conclusion 64

Partie B La modélisation analogique de la fracturation 67

I Notre approche de la modélisation physique 69
I.1 Les critères de similarité physique . . . 70
I.1.1 Critères de similarité pour le comportement élastique . . . 70
I.1.2 Critères de similarité pour le comportement non-élastique . . . 71
I.2 Le nouveau matériau analogue développé pour cette étude : CRACK[1] . . . 73
I.2.1 Fabrication d'un échantillon de CRACK[1] . . . 74
I.2.2 Les propriétés mécaniques de CRACK[1] . . . 74
I.2.3 Rapport d'échelle géométrique et dynamique entre l'objet naturel et le modèle . . . 81
I.3 Technique de la modélisation . . . 82
I.3.1 Les dispositifs expérimentaux . . . 82
I.3.2 Les chemins de chargement appliqués au modèle . . . 87
I.3.3 Techniques d'observations et d'étude de l'échantillon fracturé à la fin d'une expérience . . . 88
I.4 La réduction de la friction entre le dispositif et l'échantillon . . . 89
I.4.1 Tests numériques . . . 89
I.4.2 Les méthodes de réduction de la friction . . . 91

II Résultats des expériences 99
II.1 Les diaclases . . . 100
II.1.1 Fracturation sous une compression uniaxiale . . . 100
II.1.2 Génération d'un réseau de diaclases parallèles en déchargement dans un dispositif simple . . . 109
II.1.3 Les paramètres contrôlant l'espacement entre les diaclases . . . 110
II.1.4 Formation d'un réseau de diaclases dense en compression triaxiale au sein du dispositif polyaxial équipée de capteur de force horizontaux . 118
II.2 Les couloirs fracturés . . . 119
II.2.1 Sous quelles conditions les couloirs fracturés peuvent-ils se former ? . 119
II.3 Changement du type de fracturation avec l'augmentation de la pression . . . 125
II.3.1 Conditions expérimentales . . . 125
II.3.2 Évolution de l'angle du plan de rupture θ en fonction de σ_1 ; fractures hybrides et cisaillantes . . . 126
II.3.3 Influence de la géométrie et de la structure du modèle sur θ . . . 131
II.3.4 Les paramètres qui contrôlent l'espacement S des fractures cisaillantes 135
II.4 Le changement des figures fractographiques avec θ . . . 139
II.4.1 Les figures fractographiques des diaclase ($\theta = 0$) . . . 139
II.4.2 Les figures fractographiques des fractures hybrides ($0 < \theta < 20^\circ$) . . . 144
II.4.3 Les reliefs des surfaces de fracture cisaillantes : $20 < \theta < 27^\circ$ . . . 146
II.5 Enveloppe de rupture expérimentale . . . 146
II.6 Analyse des résultats expérimentaux . . . 149
II.6.1 Les bandes de localisation de la déformation . . . 149
II.6.2 Application aux résultats des expériences . . . 150
II.7 Interprétation et application des résultats aux conditions naturelles . . . 154
II.7.1 Formation des réseaux de diaclases . . . 154
II.7.2 Formation des couloirs fracturés . . . 158
II.7.3 Les fractures cisaillantes . . . 160

Conclusion générale **167**

Bibliographie **169**

Chapitre I

Introduction

Les fractures, quel que soit leur type, sont omniprésentes au sein des roches sédimentaires. Au delà de l'aspect purement fondamental, la compréhension des mécanismes de formation de ces fractures a aussi des implications économiques fortes. Le but de ce chapitre est de présenter le rôle des fractures dans l'exploitation d'un réservoir pétrolier fracturé et les implications de la compréhension des mécanismes de formation pour le domaine pétrolier.

Sommaire

I.1 Les enjeux de la compréhension de la fracturation **2**

I.1.1 Les réservoirs fracturés 2

I.1.2 Les méthodes d'investigation des fractures au sein du réservoir . 6

I.1.3 De la structure "statique" du réservoir à sa modélisation hydrodynamique 7

I.2 Notre approche de la modélisation expérimentale **8**

I.1 Les enjeux de la compréhension de la fracturation

I.1.1 Les réservoirs fracturés

I.1.1.1 Définitions et caractéristiques hydro-dynamiques

Un *réservoir* est constitué d'un ensemble de formations rocheuses possédant à la fois la *porosité* et la *perméabilité* nécessaires pour simultanément contenir, retenir et rendre disponible, l'huile, le gaz, ou les deux. La taille horizontale des réservoirs exploitables est de l'ordre de la dizaine de kilomètres alors que sa profondeur varie de plusieurs centaines de mètres à quelques kilomètres. Si des fractures existent au sein du réservoir et qu'*elles contrôlent de manière significative la circulation de l'huile*, *i.e.* la production de pétrole depuis la surface, le réservoir est appelé *réservoir fracturé* ou *fissuré* (*fractured reservoir*). Ce type de réservoir renfermerait entre 20 à 25% des réserves mondiales disponibles.

La *porosité* est le pourcentage du volume total de la roche constitué de vide. Elle est dite *effective* ou *efficace* lorsque les espaces exploitables sont suffisamment interconnectés pour permettre une circulation d'huile. Au sein des réservoirs fracturés, la porosité totale peut se décomposer en *une porosité matricielle* et *une porosité de fracture* (double porosité) (Fig. I.1.1). La porosité matricielle (ou porosité primaire) dépend principalement de la nature, de la granulomètrie de la roche, ainsi que de l'environnement de dépôt et des effets de la compaction, pendant et après le dépôt. De son côté, la porosité de fracture (ou porosité secondaire), constituée par des réseaux denses de fractures, dépend de l'ouverture et de la connectivité des fissures. Ce type de porosité est généralement dominant au sein formations carbonatées à proportion de grains modérée (de type mudstone à wackestone voire packstone selon la classification de Dunham (Dunham, 1962)) ou bien cimentées (dans le cas de formations de type grainstone). Les productions de fracture les plus spectaculaires ont été obtenues dans des séries calcaires et dolomitiques. La présence de réseaux de fractures denses ne suffit pas à accroître la porosité. Pour constituer un volume drainant, les fractures doivent être ouvertes (au moins 50 μm pour une perméabilité à l'eau). Les fractures peuvent être colmatées par des matières minérales déposées par la circulation des fluides ou au contraire, leur ouverture peut être élargie par la dissolution des parois.

Ainsi par l'espace ouvert qu'elles sont susceptibles de fournir, les fractures permettent le stockage de l'huile, mais elles influencent aussi les chemins de migration des fluides vers la surface. La perméabilité de fracture, et donc l'écoulement d'un fluide, est majoritairement influencée par la densité, la nature (fracture ouverte ou non, faille avec brèche interne, corridor fracturé, etc.), l'organisation ainsi que par la connectivité des réseaux de fractures (une ou plusieurs familles directionnelles) (FIG. I.1.2).

L'identification des types de fractures, représentant des drains, peut être effectuée au travers de l'exemple ci-dessous du champ de pétrole d'*Agha Jari*. Ce champ, situé dans la ceinture de plis du Zagros en Iran, est l'un des plus fameux réservoirs carbonatés fracturés. Il appartient à une province qui renferme quelques 15 Milliards de tonnes d'huile et 9 champs, structuralement comparables (Fig. I.1.3), parmi les 50 plus importants du monde.

Du point de vue structural, il s'agit d'un anticlinal symétrique, déversé vers le Sud-ouest, affectant des calcaires Oligo-Miocène (formation Asmari) de 300 mètres d'épaisseur. Il est recouvert en discordance par un chevauchement de séries imperméables évaporitiques datées

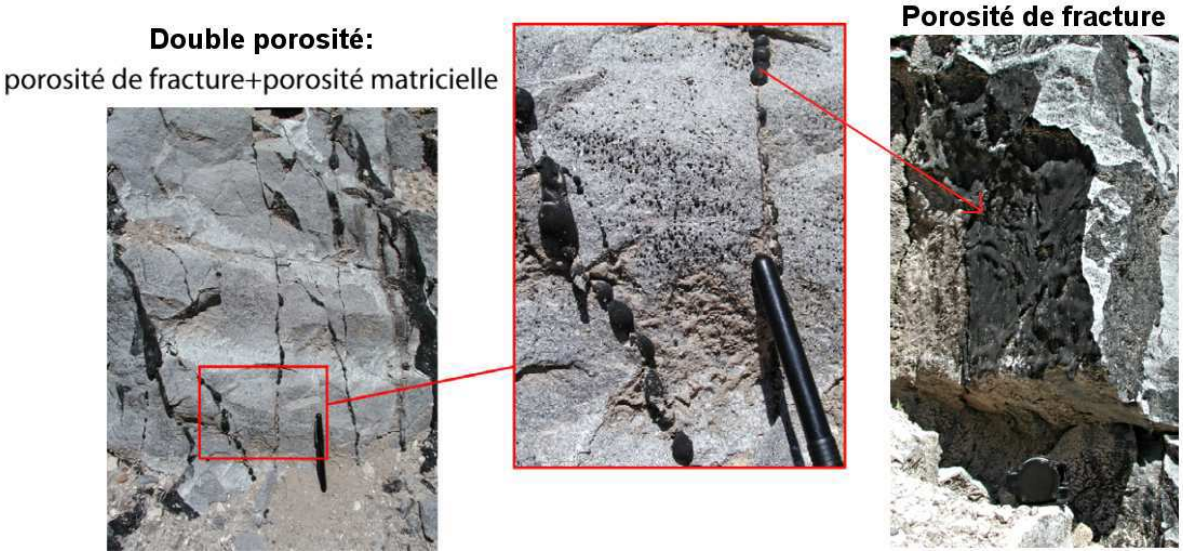

FIGURE I.1.1 – *Exemple de porosité de fracture et de double porosité dans les biocalcarénites poreuses du Campanien (formation réservoir) de la Montagna della Majella (Abruzzes, Italie). (Photos de L.Bazalgette et C.Jorand)*

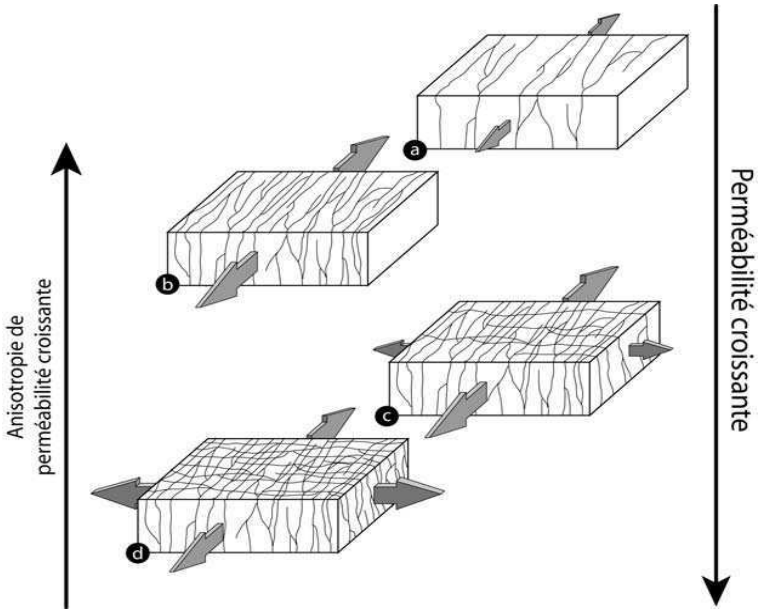

FIGURE I.1.2 – *Diagrammes conceptuels montrant l'effet de la densification des fractures de fond (diaclases supposées ouvertes) et de l'apparition de réseaux secondaires sur la perméabilité d'une portion de réservoir fracturé. Les flèches grises donnent les axes préférentiels des écoulements au sein de l'élément de réservoir (plus la flèche est large, plus l'écoulement est facilité dans sa direction. (a) Faible perméabilité fortement anisotrope due à une famille de fractue unique et peu dense. (b) Forte perméabilité fortement anisotrope due à une famille unique dense. (c) Forte perméabilité dont l'anisotropie est atténuée par la présence d'une seconde famille de fractures sécantes peu dense. (d) Forte perméabilité isotrope due à la présence de deux familles orthogonales denses et sécantes entre elles.(Bazalgette, 2004).*

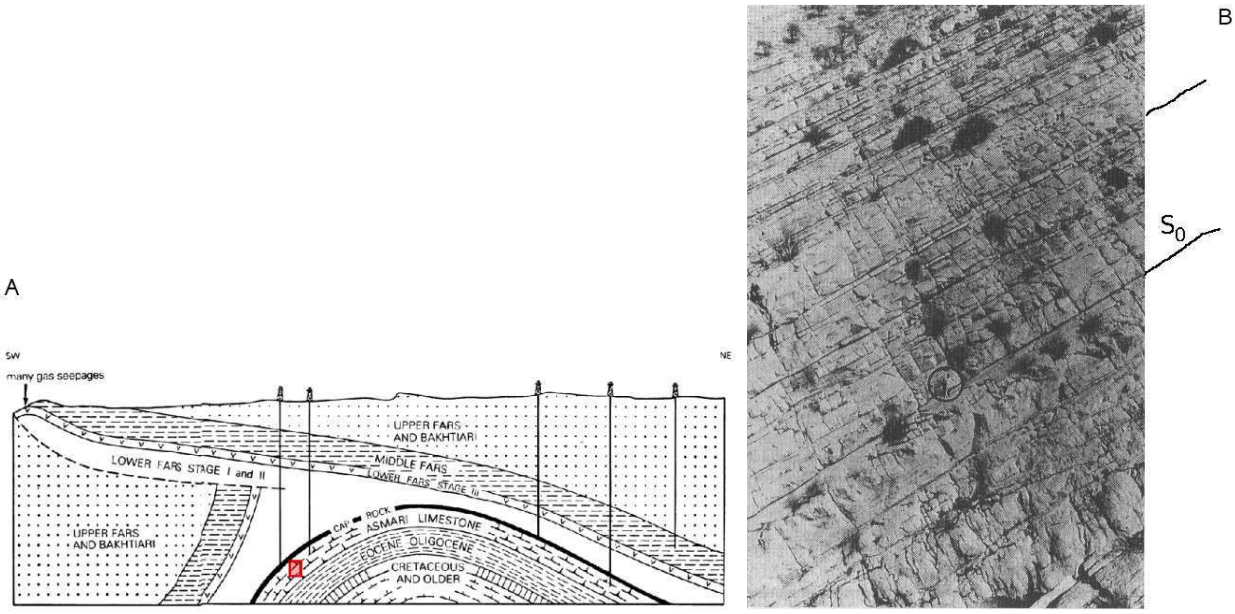

FIGURE I.1.3 – *a) Coupe géologique schématique du champ de pétrole Agha Jari (Zagros Mountains, Iran).(De British Petroleum Co. Ltd, XXe International Geol. Congress, Mexico City, 1956). b) Falaise recoupant le flanc Sud-ouest de l'anticlinal d'Asmari : Banc sommital de la formation des calcaires d'Asmari, montrant la stratification et les différentes échelles de fracturation. On peut voir que la connectivité verticale est assurée par des fractures qui traversent plusieurs bancs. L'échelle est donnée par le cercle qui entoure une personne se tenant debout sur le sommet d'un banc (McQuillan, 1973a).*

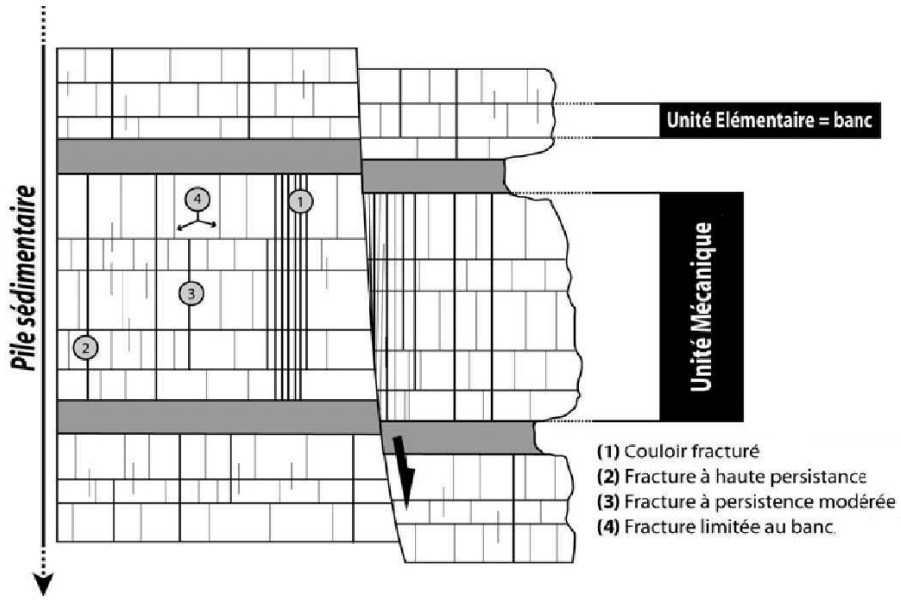

FIGURE I.1.4 – *Principaux types de diaclases rencontrées à l'affleurement définis en fonction de leur persistance verticale. Modifié d'après (Bazalgette, 2004)*

du Miocène supérieur (Fars inférieur) de 1000 à 2000 mètres de puissance (Fig. I.1.3)a. La roche réservoir, un calcaire à Nummulites, localement dolomitisé, souvent de faciès micritique, présente une *faible porosité de matrice de 5 à 10 %* et une perméabilité matricielle de 1 mD. Les hydrocarbures de ce système proviennent essentiellement des roches mères du Crétacé inférieur. La migration vers la surface rapide et aisée des fluides est rendue possible, grâce à une connection latérale et verticale des fissures *(fracturation de fond)* dans la roche réservoir (Fig. I.1.3)b. Ce réservoir a donc *une forte perméabilité de fracture.* Les fractures ne contrôlent pas ici le stockage de l'huile, mais *elles contrôlent sa migration* et le taux de production car elles forment les drains qui approvisionnent les puits (North, 1985). Les fractures ouvertes sont rares ; la majorité ont une ouverture allant de 0.5 à 5 mm. La perméabilité de fissure dans les calcaires d'Asmari permettent une production phénoménale de 4000 m^3 par puits et par jour (Tiratsoo, 1984).

L'affleurement sur la figure I.1.3b est considéré comme un analogue de la roche réservoir profonde et sert communément de référence pour l'extrapolation dans le champ en question, du réseau de fractures souterrain.
L'orientation des fractures par rapport à la stratification (S_0) est peu variée sur cet affleurement. Les fractures sont quasi linéaires et perpendiculaires aux bancs. Deux populations de fractures peuvent être identifiée. La population la plus représentée est caractérisée par une extension verticale limitée à l'épaisseur d'un banc sédimentaire. L'extension verticale est alors de l'ordre du mètre. Plus rares sont les fractures de la deuxième population qui traversent plusieurs bancs et ont une échelle verticale plurimétrique. Les fractures qui sont limitées à l'épaisseur d'un banc montrent des espacements plus ou moins régulier. Ces deux populations appartiennent au même type de fissure : les diaclases. Elles constituent ici *la majorité de la fracturation de fond.* Ce sont ces fractures qui constituent lorsqu'elles sont ouvertes et connectées, les plus grand volumes disponibles. Localement, elles peuvent s'organiser en faisceaux denses que l'on appelle *des couloirs fracturés* (FIG.I.1.4). Puisque la présence des couloirs favorise la perméabilité, la stratégie d'implantation des puits va donc fortement dépendre de leur localisation et de leur orientation.

Outre les failles d'échelle plurimétrique à kilométrique, il existe aussi au sein des réservoirs fracturés des réseaux de *fractures cisaillantes obliques* à la stratification ou *bandes de déformation*, limitées le plus couramment à l'épaisseur d'un banc. Ces fractures peuvent être distribuées de manière homogène au sein d'une formation sous forme de bandes de cisaillement conjuguées ou alors localisées près des failles normales (Engelder, 1987). Elles affectent les mêmes types de lithologie que les diaclases. Leur influence sur la dynamique des fluides est difficile à estimer car certaines bandes de déformations fines semblent être caractérisées par une baisse locale de la porosité (bandes compactantes à perméabilité faible ou nulle) alors que d'autres sont au contraire marquée par une augmentation de la porosité qui fait de leur plan de glissement un drain efficace (bandes dilatantes).

On comprend donc que la connaissance de la répartition spatiale et du type des fractures (diaclases, corridors ou fractures cisaillantes) est capitale pour l'exploitation optimale d'un réservoir.

I.1.2 Les méthodes d'investigation des fractures au sein du réservoir

A partir de **carottes** prélevées à différents endroits du réservoir, il est possible de mesurer en laboratoire les paramètres hydro-mécaniques et pétrochimiques de la matrice rocheuse. Des informations utiles peuvent aussi être obtenues sur l'ouverture *in-situ* et le remplissage des fractures présentes dans l'échantillon. Cependant la difficulté de préserver les fractures dans leur orientation et leur état initiaux au sein du carottier, associée à la formation fréquente de fractures parasites liées au processus de forage (par ex. disking), limite l'utilisation des carottes pour la caractérisation de l'orientation, de l'ouverture et de la distribution des fractures. De plus, la présence d'indices d'une fracturation dense ou non dans une carotte de quelques centimètres de diamètre ne donne aucune information sur l'extension des fractures.

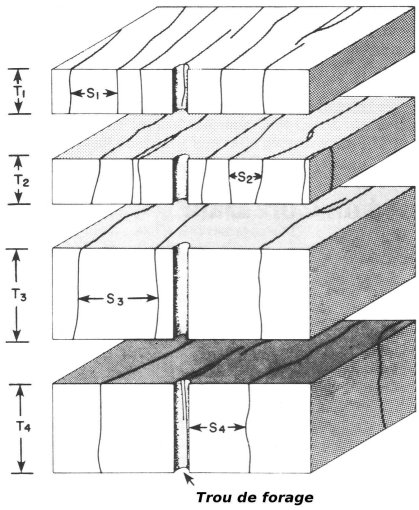

FIGURE I.1.5 – *Bloc diagramme schématique d'un forage traversant des couches fracturés d'épaisseurs et de distribution de fractures variables. La carotte ainsi obtenue intersecte ponctuellement des fractures dans les bancs supérieurs et inférieurs, mais les deux niveaux centraux ne sont pas fracturés.* $T_{1,2,3,4}$ *et* $S_{1,2,3,4}$ *représentent respectivement les épaisseurs des couches et l'espacement des fractures.(Narr and Lerche, 1984).*

Contrairement à l'analyse de carottes, **l'imagerie par diagraphie** des parois de forage permet une caractérisation *in-situ* de la formation rocheuse. Cette méthode, pénétrative et non destructrice, met en oeuvre une multitude de techniques (mesure de résistivité électrique, différence de potentiel électrique, radioactivité naturelle et induite, rayonnement gamma absorbé, vitesse du son *etc...*) qui étendent son rayon d'action jusqu'a plusieurs mètres à l'intérieur de la roche. Les données obtenues (logs) sont alors plus riches que les données de carottes au niveau des orientations *in-situ* des discontinuités (limites de bancs, pendages des couches, éventuellement fracture) et du contenu du puits (nature et structure des roches, types de fluides).
Les fractures rencontrées peuvent ainsi être orientées en 3D et analysées ensuite, par ex. sur une projection stéréographique, pour identifier des familles de fractures. La fréquence et la dispersion statistique de chacune des familles le long du forage peut servir par la suite à la simulation du réservoir. Cela fournit des informations pratiques telles que : le RQD (Rock Quality Designation) directionnel, (Priest and Hudson, 1976, 1981; Sen and Kazi, 1984; Sen, 1993), le module de déformation anisotrope, la conductivité hydrogéologique (Billaux et al., 1989; Ehlen, 1998) et la taille des blocs *in-situ* (Lu and Latham, 1999).

Néanmoins la limitation des deux techniques présentées ci-dessus résulte du fait que toutes les données extraites d'un puits reflètent uniquement l'état du réservoir au niveau de ce puits et ne peuvent être généralisées au réservoir dans son ensemble (FIG I.1.5).

Les affleurements de surface, dans le cas de formations réservoirs localement aériennes (Fig.I.1.3), permettent de décrire et de caractériser les distributions et relations entre des fractures et failles d'échelle très différente, allant du centimètre au kilomètre. Une combinaison des études de terrain avec l'interprétation de **photos aériennes et satellites** de la zone peut aboutir à une reconstitution en 3D de l'affleurement avec ses discontinuités. Cependant les formations visibles en surface dans leur état actuel ne reflètent pas forcément l'état et l'organisation des réseaux à plusieurs centaines de mètres en profondeur. En effet, des variations lithologiques latérales et verticales importantes peuvent exister (épaisseurs, propriétés mécaniques), les contraintes lithostatiques et l'histoire tectonique sont aussi différentes. L'analogie avec le réservoir est donc limitée et mal définie.

L'imagerie par sismique réflection (dynamite ou Vibroseis^{TM} à terre, canon à air en mer) est sûrement la méthode *indirecte* la plus utilisée. Cette technique a aussi fortement évolué ces dernières années. La sismique 3D (Fig. I.1.6) permet de définir les épaisseurs des couches et leur variation latérale, la lithologie, la porosité, les failles majeures etc....Cependant la résolution de cette technique ne dépasse généralement pas quelques mètres et la plupart des données a une résolution inférieure (de l'ordre de 20 mètres pour les données brutes d'acquisitions de surface). L'imagerie sismique ne peut donc pas être utilisée pour la caractérisation de la *fracturation de fond*, ni souvent des *couloirs fracturés* qui de ce fait, sont des **discontinuités (fractures) subsismiques.**

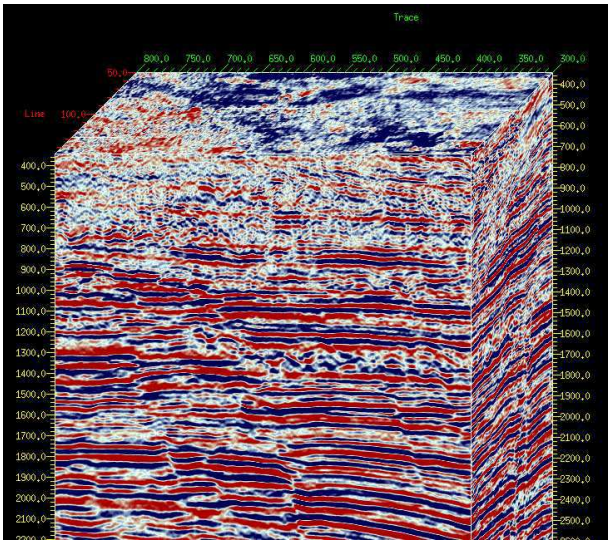

FIGURE I.1.6 – *Exemple de reconstruction sismique en 3 dimensions (Exxon).*

I.1.3 De la structure "statique" du réservoir à sa modélisation hydro-dynamique

Les données géologiques, géophysiques, d'ingénierie et économiques accumulées lors de la phase d'exploration sont compilées pour construire un modèle numérique statique du réservoir prenant en compte la géométrie et la distribution des objets qui contrôlent la dynamique des fluides. Une simulation des écoulements permettra de déterminer les positions optimales des puits de forage.

Les résultats d'une telle modélisation dépendent critiquement du modèle du réservoir et notamment des réseaux de fractures subsismiques et leur propriétés qui restent généralement inconnues.

Actuellement ce défaut de données est artificiellement comblé grâce à l'utilisation de lois statistiques, telles que des lois d'échelle fractale, qui permettent de calculer et de générer artificiellement dans le modèle numérique des distributions spatiales et des longueurs des fractures. Cependant, même appuyée par des données parcellaires de terrain, cette méthode reste fortement *empirique*, et par conséquent aboutit à un modèle peu fidèle à la réalité. C'est pour cette raison que les résultats des simulations de production obtenus ne sont généralement pas cohérents avec les productions réelles.

Face aux limitations indiquées ci-dessus, il est nécessaire de faire appel à des techniques *déterministe* de la prédiction de l'organisation des fractures, basées sur la modélisation mécanique du processus de facturation.

La technique la plus efficace et largement utilisée est la modélisation numérique. Cette technique repose sur les lois de comportement du matériau. Or, ces lois de comportement et de fracturation des roches font toujours l'objet d'une recherche fondamentale poussée, d'où l'importance des techniques expérimentales de la modélisation physique qui est au coeur de ce travail.

I.2 Notre approche de la modélisation expérimentale

Dans un premier temps (Partie A, § II), à travers les essais en mécanique des roches, nous identifierons les propriétés mécaniques de l'objet naturel qui doivent être mises à l'échelle grâce aux critères de similarités, qui permettent d'assurer l'analogie entre les mécanismes de rupture naturels et analogues (Part B. § I.1).Ensuite, les propriétés mécaniques des matériaux analogues spécialement créés pour cette étude, ainsi que les protocoles de mesures associés seront présentés (§ I.2). Les conditions de chargement, reproduisant les conditions naturelles seront alors traitées avec les dispositifs développés pour les appliquer (§ I.3).
A travers plusieurs séries d'expériences nous verrons s'il est possible de générer en laboratoire des réseaux de diaclases (§ II.1), des couloirs fracturés (§ II.2) et des réseaux de fractures cisaillantes (§ II.3). Nous analyserons alors les conditions de leur formation et les paramètres qui contrôlent l'orientation et la distribution de chacun de ces objets au sein d'une couche. Les caractéristiques géométriques des reliefs visibles sur la surface des différentes fractures seront décrites afin de pouvoir les confronter aux observation de terrain (§ II.4). L'analyse de ces reliefs et de l'enveloppe de rupture expérimentale (§ II.5) nous guidera sur le choix de l'approche théorique qui nous semble la mieux adaptée pour rendre compte des mécanismes observés et des résultats obtenus (§ II.6).

Avant toute chose, il est nécessaire de caractériser plus en détails les objets naturels que nous souhaitons étudier, c'est à dire les diaclases, les couloirs fracturés et les fractures cisaillantes (Partie A, chap. 1) et d'effectuer une synthèse, non exhaustive, sur les études existantes et les modèles proposés pour expliquer leur formation (chap. 2).

Première partie

Les fractures et réseaux de fractures au sein des roches sédimentaires : données de terrain et d'expériences de laboratoire

Chapitre I

Caractérisation des fractures naturelles et de leur environnement

Ce chapitre a pour objectif de décrire les fractures naturelles dans leur environnement, telles qu'elles sont observées par les géologues de terrain. Nous identifierons ainsi les caractéristiques structurales et géométriques de l'objet naturel (la roche sédimentaire) qui doivent être prises en compte dans la modélisation. Enfin, nous identifierons les questions ouvertes auxquelles la modélisation analogique est en mesure d'apporter des réponses ou des éléments de réponse.

Sommaire

I.1 Les types de fractures "fragiles" **12**
I.2 Les diaclases au sein des roches sédimentaires **12**
I.2.1 Définition d'une diaclase 13
I.2.2 Les diaclases "tectoniques" 13
I.2.3 L'étude des figures fractographiques 15
I.2.4 Les réseaux de diaclases 20
I.2.5 Les conditions d'apparition des diaclases 25
I.2.6 Les couloirs fracturés 27
I.2.7 Les diaclases de décompression 32
I.3 Les fractures cisaillantes **33**
I.3.1 Les fractures hybrides 33
I.3.2 Les bandes de déformation cisaillantes 35
I.4 Conclusion **39**

I.1 Les types de fractures “fragiles”

On distingue 3 types de fractures en fonction du déplacement relatif de leur lèvres pendant la propagation de la rupture : les fractures en Mode I, II et III (Irwin, 1960; Lawn, 1993) (FIG I.1.1) :.

Le **mode I (mode dit ”en ouverture”)** : les surfaces de la fissure se déplacent dans des directions opposées et perpendiculairement au plan de fissure ;

Le **mode II (glissement de translation)** : les surfaces de la fissure se déplacent dans le même plan et dans une direction perpendiculaire au front de la fissure ;

Le **mode III (glissement de rotation ou anti-plan)** : les surfaces de la fissure se déplacent dans le même plan et dans une direction parallèle au front de la fissure.

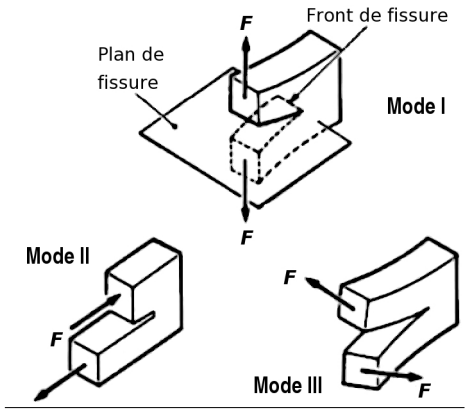

FIGURE I.1.1 – *Les trois modes de propagation d’une fissure.*

Il faut noter que le mode de propagation d’une fissure peut differer du mode de chargement appliqué. En effet, un chargement en mode II (glissement de translation) ne conduit pas à la propagation en mode II mais en mode I avec une fissure qui “tourne” pour s’orienter perpendiculairement à la direction où les contraintes extensives sont maximales.

Les observations des fractures sur le terrain ne sont *jamais* contemporaines à leur mise en place. Aussi la nomenclature des fractures diffère de celle présentée ci-dessus. La cinématique des blocs est *déduite* à partir de l’identification et de la reconstruction chronologique relative des phases de déformation successives menant à l’état de déformation finie actuel. Cela n’est possible que si des témoins micro- ou macro-structuraux tels qu’un remplissage calcitique, des stries sur les surfaces de rupture cisaillante ou un décalage de structures pré-existantes (bancs, héterogéneités,etc) sont présents.
Dans la suite de ce mémoire, les fractures ne montrant pas de mouvement cisaillant sont appelées *diaclases* (FIG.I.1.2) indépendamment des mécanismes de leur formation. Les fractures restantes répondent à la dénomination commune de fractures cisaillantes au sens large, quelle que soit l’orientation du plan de cisaillement et du vecteur glissement par rapport à la strate.

I.2 Les diaclases au sein des roches sédimentaires

Les diaclases représentent la majorité des fractures présentes dans les roches de la croûte supérieure, quelles que soient leur origine et leur degré de déformation (Pollard and Aydin, 1988). Dans les roches sédimentaires, elles n’apparaissent que très rarement de manière individuelle mais le plus souvent en réseau développé à l’échelle régionale ce qui affecte profondément la morphologie de la surface de la terre et contrôle la forme des côtes maritimes (Nilsen, 1973), des systèmes de drainages naturels (Daubrée, 1879), des lacs (Plafker, 1964) et des linéament continentaux (Nur, 1982).

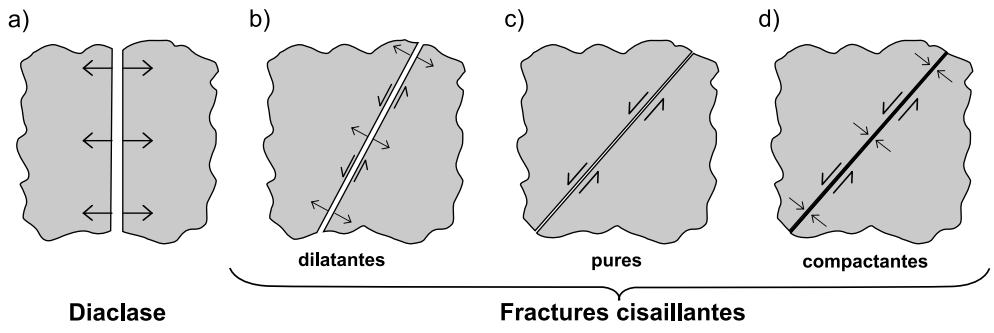

FIGURE I.1.2 – *Dénomination "géologique" des fractures en fonction de la cinématique. a) Diaclases, les marqueurs indiquent uniquement un mouvement en ouverture ; b) fractures cisaillantes dilatantes, les blocs sont animés en plus du mouvement en ouverture d'un mouvement cisaillant ; c) bandes de cisaillement, les blocs sont animés principalement d'un mouvement cisaillant.*

I.2.1 Définition d'une diaclase

Le terme diaclase a été proposé par Daubrée (1881).

> *"..La préposition "dia" qui veut dire à travers et marque la division, et "clase" veut dire fissure par brisement, et peut s'appliquer à deux surfaces qui même séparées resteraient dans le même plan..."*

Plus récemment Bles and Feuga (1981) définissent les diaclases comme des discontinuités dont les lèvres sont jointives et qui ne présentent **aucune trace** de mouvement relatif cisaillant.

On comprend alors pourquoi, dû à l'absence de mouvement cisaillant des blocs, parmi les trois modes de sollicitation représentés sur la figure I.1.1, on attribue aux diaclases un mode de propagation en ouverture ou **mode I**. Cependant il convient de noter que cette assimilation est purement géométrique car la définition de Bles and Feuga (1981) n'implique pas une ouverture à proprement parler, puisque les surfaces sont en contact.

Deux types de diaclases peuvent être distingués en fonction de leur modalité d'apparition. Le cas le plus courant correspond aux diaclases orientées perpendiculairement aux strates. Celles-ci sont réparties sur l'ensemble d'une province et sont liées à l'évolution du régime des contraintes et des déformations à l'échelle régionale. Nous les appellerons des diaclases "tectoniques", conscients que nous ne suivons pas ici la définition d' Engelder (1985). Le cas plus rare sont des diaclases dites de relaxation, ou aussi dites de décompression, qui sont d'orientation variables et présentes ponctuellement. Elles apparaissent suite à une réduction locale des contraintes, induite par l'érosion du relief sus-jacent.

I.2.2 Les diaclases "tectoniques"

Forme et dimension d'une diaclase

Une diaclase est une structure tri-dimensionnelle, composée de deux lèvres qui sont globalement complémentaires à l'échelle de la fracture. Les surfaces de ces lèvres sont couramment idéalisées comme étant lisses, continues et planaire. Cependant, toutes les diaclases

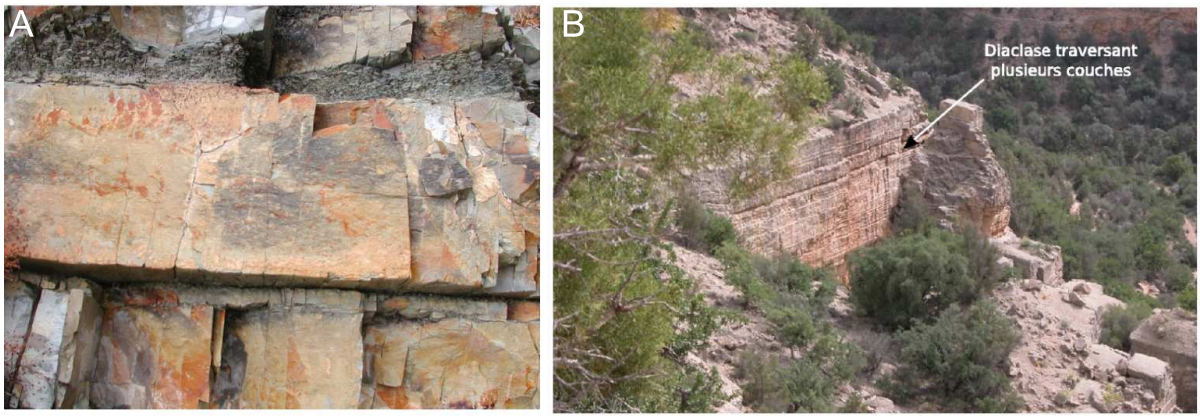

FIGURE I.2.3 – *Exemple de différentes persistance verticale de diaclases au sein de strates calcaires en fonction de la nature des contact interbancs A) Diaclases dans une strate calco-marneuse limitée par des couches de marnes. L'épaisseur de la couche centrale est de 40 cm (Eocène, col de Nice, Alpes Maritimes). B) Diaclase d'extension verticale plurimètrique traversant plusieurs couches calcaire d'épaisseur décimètriques.(Vallée Tarroudent, Maroc*

affichent de la rugosité à petite échelle, des discontinuités et des courbures ou des angles occasionnels (voir section I.2.3).

Généralement perpendiculaire au banc, l'extension verticale de la diaclase apparaît être dépendant de l'épaisseur et des propriétés mécaniques des couches limitrophes et de la nature du contact à l'interface. Ainsi il est habituellement observé que les diaclases présentes au sein d'une strate fragile (calcaire, grès par ex.) comprise entre deux couches marneuses d'épaisseur semblables sont confinées à l'épaisseur de cette strate (FIG. I.2.3A). La strate constitue alors l'unité mécanique. Au contraire un fort couplage entre strates de nature similaires semble être propice à une propagation verticale au delà de la taille d'une strate (FIG. I.2.3B).

La mesure de la longueur d'une diaclase n'est possible que si l'affleurement est bien dégagé en surface de banc. Elle peut varier de quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres. Cependant il est difficile à partir de l'analyse d'une trace en surface de banc de déterminer si celle-ci est composée d'une seule diaclase ou si elle est le résultat de la coalescence de plusieurs fissures alignées. Les observations de terrain rapportant la forme de la terminaison d'une diaclase sont rares, celles-ci se terminant généralement sur des discontinuités telles que les limites de bancs, les failles ou d'autres diaclases.

La forme la plus couramment observée d'une surface de diaclase est elliptique. Le rapport de forme de l'ellipse, défini comme le rapport Hauteur/Longueur a été peu étudié. L'étude menée par Petit et al. (1994) sur les diaclases présentes dans les pélites à bancs gréseux du bassin permien de Lodève, montre que dans les pélites à stratification peu marquées, H/L est de l'ordre d'environ 0,5, alors que dans les banc gréseux, compétents et isolés, celui-ci est compris entre 0,5 et 0,01. La valeur de H correspondant le plus souvent à l'épaisseur du banc considéré. Cette étude indique qu'en milieu sédimentaire stratifié les discontinuités sédimentaires (limites de bancs par ex.) constitue un facteur essentiel dans la propagation des diaclases. Selon les auteurs, ces discontinuités peuvent se comporter soit comme des

freins, soit comme des sources de propagation pour les diaclases.
La longueur des traces des diaclases observées en surface de banc est beaucoup plus importante que H (jusqu'à plusieurs ordres de grandeur). Si l'on considère les rapports de forme cités précédemment, *cela pourrait signifier que la trace visible est la somme de plusieurs "diaclases" alignées.*

Ouverture d'une diaclase
De nombreuses raisons empêchent de mener à bien l'étude de la distribution de l'ouverture le long d'une diaclase (Pollard and Aydin, 1988). Tout d'abord, l'état actuel de la fracture résulte d'une histoire polyphasée reflètée par une somme de déplacements, en ouverture, en fermeture et en cisaillement. Ensuite, la longueur d'une diaclase est rarement accessible dans sa globalité. Enfin, les fractures sont souvent colmatées tardivement par des remplissages de recristalisation. Des dissolutions des parois peuvent aussi perturber l'observation.

L'observation en plan des surfaces de diaclases non altérées montrent que celles-ci ne sont pas lisses, mais présentent des reliefs (FIG. I.2.4) qui peuvent renseigner sur les conditions de développement des fractures.(Auzias et al., 1993; Ameen, 1995; Bahat and Engelder, 1984).

I.2.3 L'étude des figures fractographiques

Le terme "*fractography*" a été proposé par Zapffe and Clogg (1944) qui le décrirent comme un nouvel outil pour étudier les fractures dans le métal avec pour objectif la restitution la dynamique du front de propagation de la fracture depuis son origine jusqu'à son arrêt final. La présence de structures géométriques sur la plupart des surfaces de rupture se propageant en Mode I au sein de différents types de matériaux fragiles, démontre une certaine universalité des mécanismes de propagation. Ainsi des corrélations, prudentes, ont été faite entre les interprétations des structures observées sur des matériaux artificiels (verre, silicone, gélatine, PMMA, etc..) (Auzias et al., 1993; Preston, 1929; Murgatroyd, 1942) et naturels (roches) (Bahat, 1991; Ameen, 1995).

Au sein des roches, les figures fractographiques ne sont cependant pas toujours présentes. Elles dépendent du type de roche, de la taille des grains, de la porosité. Les figures fractographiques sont particulièrement fréquentes dans les roches à grains fins, peu ou non poreuses, tels que des calcaires micritiques, des pélites ou des grès à grains fins. La figure I.2.4 présente l'éventail des structures généralement observées sur les surfaces des diaclases.

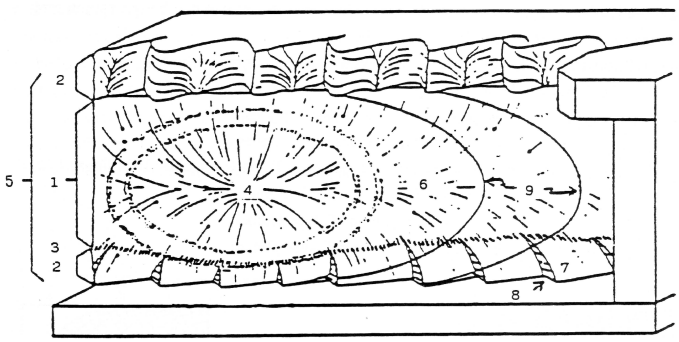

FIGURE I.2.4 – *Schéma d'une surface de diaclase dans une strate et des figures fractographiques. Les domaines du plan de diaclases sont : 1 -le miroir ; 2 -les franges, abruptes en haut de la figure, avec passage graduel des structures plumeuses aux hachures en bas ; 3 -zone de transition. Les principales structures sont : 4 - la zone d'initiation ; 5 - la structure plumeuse ; 6 -l'axe de la structure plumeuse ; 7 -les hachures ; 8 - les "cross-fractures" ; 9 -les structures conchoïdales. (Rives (1992), modifié d'après Kulander and Dean (1990)).*

Sur un plan de diaclase, on peut distinguer deux domaines : le miroir au centre (*mirror* ou *main joint surface*, (1) FIG. I.2.4) et les franges périphériques (*fringe zone* ou *border*, (2)) séparés éventuellement par une zone de transition (*mist zone* ou *shoulder* (3)).
Les différentes structures observables sur les plans de diaclases sont présentées ci-dessous.

La zone d'initiation de la fracture (*origin* (4)) est souvent associée à une cavité, un fossile ou une inclusion minérale, lorsque cette zone est située au coeur de la strate, ou à des défauts géométriques de l'interface entre deux strates lorsque celle ci est localisée prés d'un bord (tel qu'un chenal par ex.) (McConaughy and Engelder, 2001). Il est souvent observé un unique point d'initiation sur une surface continue, où le relief est maximal. l'amplitude du relief décroît en s'éloignant du point d'initiation. Il faut signaler que les conditions d'affleurement limitent l'observation directe de surface continue dépassant la dizaine de mètres dans la direction perpendiculaire à la couche.

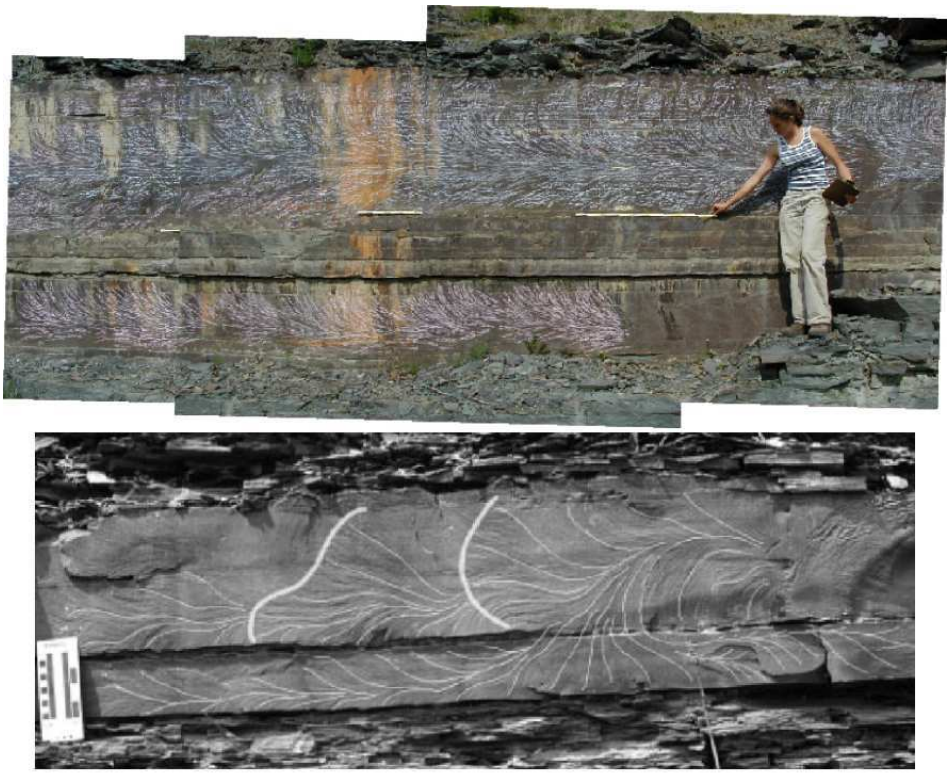

FIGURE I.2.5 – *Surfaces de diaclase avec des figures fractographiques. A) Diaclase de longueur horizontale plurimètrique. Les structures plumeuse en relief ont été mises en évidence grâce à de la craie. Série clastique de la formation Ithaca (dévonien, New York, USA) (Photo T. Engelder). B) Diaclase composite avec son interprétation en terme de propagation. Les traits fins retracent la géométrie des plumoses ; les traits épais, celle des lignes d'arrêts. Silstone (Ithaca, New York, USA) (McConaughy and Engelder, 2001)*

.

Les structures plumeuses (*plume* (Parket, 1942), *plumoses structures* (Hodgson, 1961b), *feather structures*, *hackles bars*, *striations*, *herringbones*, *chevrons*, (5)) (FIG. I.2.5 A) correspondent à de très fines ondulations du plan, particulièrement visibles en lumière rasante.

Ces structures sont radiales, organisées de manière périodique ou non, depuis le point d'initiation de la fracture (*C-type plumes*), soit disposées en éventail divergent depuis un axe (6) (*S-type plumes*) (Bahat and Engelder, 1984). L'axe est en général parallèle à la surface des bancs mais sa position sur la surface de la fracture peut varier. Si l'on trace une perpendiculaire à ces structures, on obtient une ligne qui est interprétée comme représentant le front de fissure à un instant T (Kulander and Dean, 1990) (FIG.I.2.5 B). L'orientation des plumoses serait donc un indice sur la forme et la direction de propagation de la rupture. La géométrie des plumes ne semblent pas être perturbée et reste continue lorsque le plan de fracture principal traverse des interfaces mécaniques horizontales à fort couplage (stratification, lamines) (FIG.I.2.5 B) (McConaughy and Engelder, 2001). A l'opposé elle n'est plus continue lorsque le couplage est faible.
DeGraff and Aydin (1987) ont étudié les plumoses présents sur les surfaces des fissures individualisant les colonnes basaltiques créées lors du refroidissement des coulées volcaniques. Ils signalent que la présence de plumoses a été couramment observée dans des plaques de

matériaux fragiles amorphes (verre tempéré, sélénium, PMMA) sollicités en extension pure ou en torsion (Preston, 1929; Murgatroyd, 1942). La position du point d'initiation correspond alors à la zone où se développe la contrainte extensive maximale lors de la sollicitation et la fracture se propage dans le plan où la contrainte extensive est la plus forte (Andersen and Dahle, 1966).

Les "ribs marks" (*conchoïdal ridges*, *arrest lines*, *augen marks*, *ondulations*, (9)) sont des rides courbes qui correspondent à de légères variations dans l'orientation de la surface de fracture. Ces structures sont concaves vers l'origine de la diaclase et sont perpendiculaires en tous points aux ondulations des structures plumeuses.

Les hachures (*twist hackles* (Kulander and Dean, 1990), *hackle marks*, *fringe joints*, *fringe cracks* (Younes and Engelder, 1999) *F-joint* (Hodgson, 1961a; Syme Gash and Brace, 1971; Ramsay and Huber, 1987), *river lines* (Pugh, 1967) *lances*, *dilatent en échelons cracks* (Pollard et al., 1982) (7) (FIG. I.2.6 A) sont des fractures disposées à la périphérie des plan de rupture où l'on passe, soit de manière continue, soit brusquement, depuis le plan principal à une série de plans décalés disposés en échelons. Lorsque la transition est continue il est commun d'observer des structures plumeuses sur les surfaces des hachures en prolongement direct de celles présentes sur la surface principale. Observées au microscope optique ou électronique on aperçoit aussi des hachures d'échelle sub-millimétrique sur le pourtour des surfaces de Hackles (FIG I.2.6 B).

Les valeurs des angles entre les plans moyens des hachures et la surface principale de la diaclase varient d'une fracture à l'autre entre 5° et 30° et peuvent avoir une orientation différente selon leur localisation sur un même plan de rupture (Simon et al., 2006). Ryan and Sammis (1978) et Bahat (1991) interprètent mécaniquement la formation de ces hachures comme la conséquence d'une obliquité locale des axes des contraintes principales, engendrant une propagation hors du plan principal (*out-of-plane propagation*) et combinant alors les modes I, II et III. Cette combinaison peut être accommodée soit avec une seule surface, soit obliger la diaclase à se diviser en segments (Younes and Engelder, 1999).

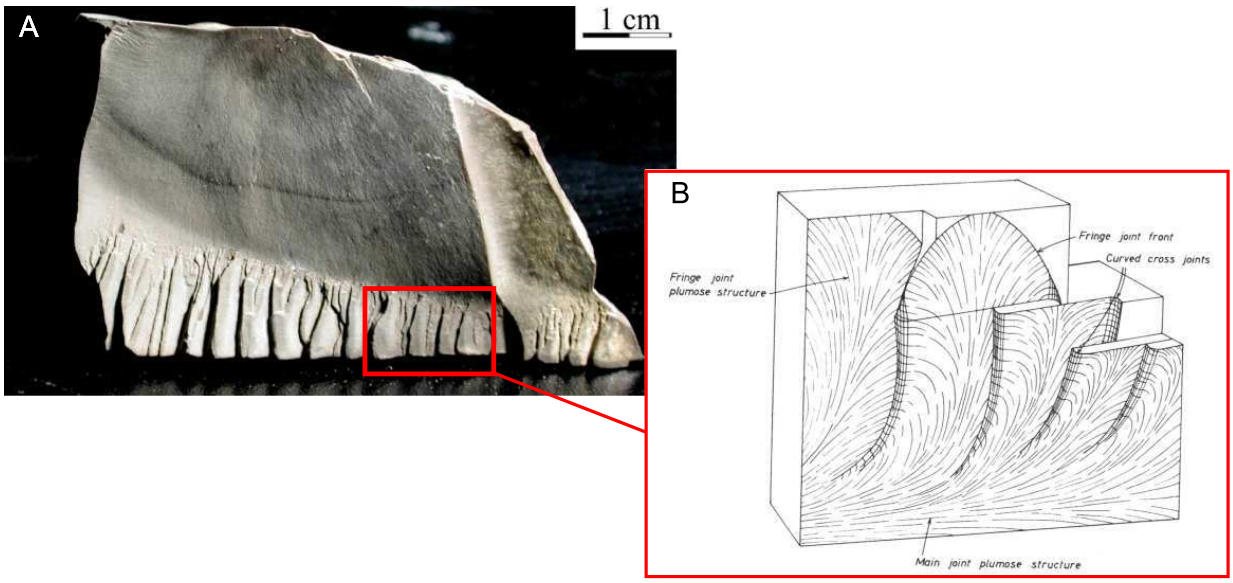

FIGURE I.2.6 – *a) Photo d'une surface de diaclase dans calcaire à grains fin (bassin de Lodève). Les structures en relief visibles sur cette surface sont les "ribs marks" et les hackles en limite de banc (Photo C.Jorand) ; b) Diagramme représentant les relations générales entre la géométrie du plan principal de la diaclase, les fractures en échelon (hackles) et les ruptures de liaisons.(Ramsay and Lisle, 2000)*

Les expériences menées sur des matériaux homogènes au comportement fragile, semblent montrer la nécessité d'appliquer simultanément une traction et une torsion pour obtenir des hackles (verre (Sommer, 1969; Kulander and Dean, 1995), mastic silicone (Pocovi et al., 1991), gélatine (Bazalgette, 2000)). Dans ces expériences les hachures se développent près des interfaces des modèles avec le dispositif séparant alors deux milieux de rigidité très différente et après une propagation plus ou moins planaire. Cependant, sur le terrain, ces structures ne sont pas toujours présentes. Aussi de nombreux auteurs proposent que l'orientation de ces structures soit liée aux variations des contraintes lointaines et les considèrent comme des indicateurs de l'évolution des paléo-contraintes régionales (Bahat, 1986, 1991; Bergerat et al., 1991; Younes and Engelder, 1999; Belayneh, 2004). Il s'agit des partisans de la tectono-fractographie (Bahat, 1991). Cette hypothèse est discutée par nombre d'auteurs qui attribuent la formation des fringes cracks à un changement purement local de la distribution des contraintes ou de la vitesse de propagation lié à la présence d'un interface mécanique marqué (diaclase, surface de banc)(Kulander and Dean, 1990; Pollard et al., 1982; Barquins and Petit, 1992; Rives, 1992; Lawn, 1993; Müller, 2001).

Les fractures orthogonales aux hachures (*cross-fractures* ou c-fractures, (8)) sont des fractures qui relient deux hachures successives.

I.2.3.1 Relation entre les figures fractographiques et la perméabilité d'une diaclase

La présence de reliefs (plumes, rib marks) sur la surface des diaclases a une implication forte sur la porosité et donc sur la circulation des fluides au sein de cette roche. Effectivement s'il existe un décalage relatif entre les deux lèvres de la diaclase, une mise en contact

des deux blocs ne peut aboutir à un emboîtement parfait et donc à la fermeture de la fracture. Ainsi les diaclases nouvellement formées, sans être nécessairement "ouvertes", seraient particulièrement propices à la circulation et au stockage des fluides.

La compréhension des processus qui contrôlent la mise en place d'une diaclase et les caractéristiques géométriques des structures fractographiques (microstructure de la diaclase) est donc importante pour l'estimation des propriétés hydro-dynamiques des fractures.

I.2.4 Les réseaux de diaclases

Dans une couche sédimentaire, on distingue les diaclases **"systématiques"**, qui sont organisées en famille de fractures parallèles et relativement régulièrement espacées, et les diaclases **"non-systématiques"** qui sont des fractures courbes, irrégulières qui s'arrêtent sur les précédentes avec un angle variable (FIG. I.2.7).

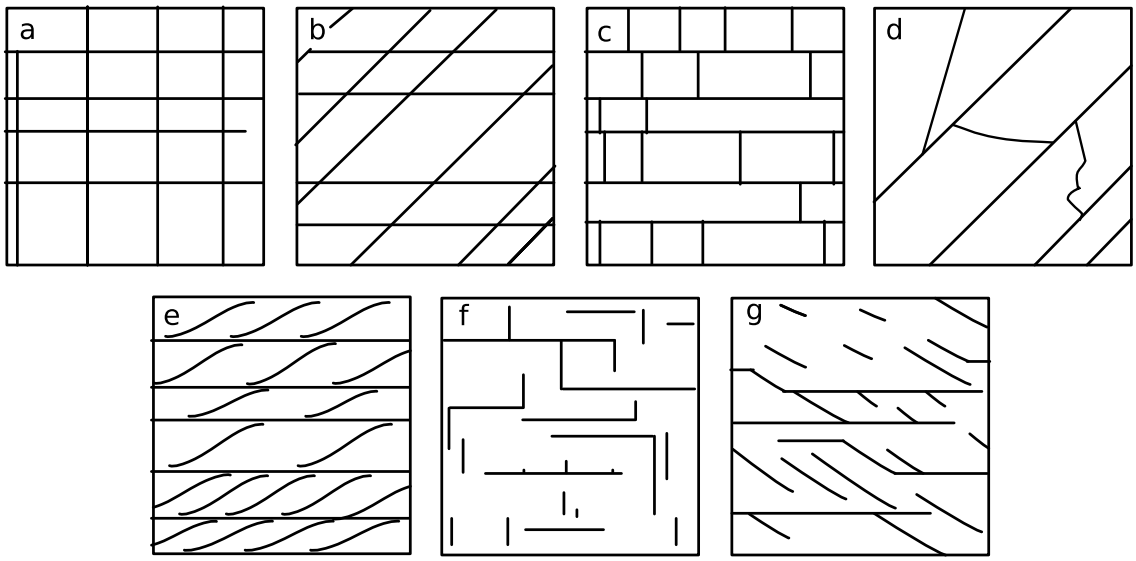

FIGURE I.2.7 – *Illustration schématique des relations géométriques et classifications des familles de diaclases observées en plan. a) Sytématiques continues et orthogonales ; b) systématiques continues et non orthogonales ; c) Orthogonales, une continue systématique précoce, l'autre discontinue (intersection en T) secondaire ; d) une famille systématique précoce ; e) une famille systématique continue précoce, l'autre non-orthogonale discontinue postérieure ; f) Deux familles orthogonales discontinues ; h) Deux familles discontinues non orthogonales*

Les diaclases systématiques sont caractérisées par leur linéarité et leur continuité sur de longues distances (FIG.I.2.8). Les surfaces de rupture montrent souvent des figures fractographiques. Elles recoupent généralement les limites de couches à angle droit. La plupart des familles de joints sont systématiques.

Les études régionales de la fracturation dans les roches sédimentaires calcaires (Eyal et al., 2001; Forestier and Verez, 1978) montrent, indépendamment du contexte structural, qu'au sein d'une même strate il peut coexister jusqu'à 6 familles de diaclases, dont 4 systématiques caractérisées chacune par leur orientation moyenne et leur espacement propre.

FIGURE I.2.8 – *Un exemple de réseau de diaclases systématiques d'extension kilométrique. Fiery Furnace, Arches park, Utah. Photo aérienne de Maher (1968)*

Les angles relatifs entre chacune des familles observées en surface de banc, ainsi que la chronologie d'apparition, varient d'un site à un autre et dépend notamment de la tectonique régionale et de l'héritage tectonique prévalant avant la formation du réseau. Malgré cela, des tendances apparaissent lorsque qu'il n'existe que deux réseaux de fractures systématiques. Les angles les plus courants semblent être proche de 90° d'une part (FIG. I.2.7 a et c) et de 60° d'autre part (FIG. I.2.7 b et g). On parle alors de réseaux orthogonaux et conjugués, respectivement. Les réseaux orthogonaux sont présents principalement au sein des strates tabulaires ou monoclinales, alors que les réseaux "conjugués" semblent apparaître lorsqu'il intervient un plissement des couches, se surimposant quelquefois à des réseaux orthogonaux préexistants (Ouanaïmi, 2003).

I.2.4.1 Distribution des diaclases au sein d'une pile sédimentaire

Même si les couches d'une pile sédimentaires sont globalement soumises à la même sollicitation (contrainte ou déplacement), la distribution des diaclases varie d'une couche à une autre et d'une pile à une autre.

Parmi les paramètres indépendants du chargement susceptibles de contrôler la distribution des diaclases les plus couramment cités sont : *les propriétés de couplage* (résistance au cisaillement) *des discontinuités sédimentaires* (Anderson, 1981; Dollar and Steif, 1989; Renshaw and Pollard, 1995; Cooke and Underwood, 2001), *les contrastes des propriétés mécaniques entre les couches limitrophes* (Erdogan, 1972; Biot et al., 1983; Thiercelin et al., 1987; Helgeson and Aydin, 1991), *la distribution, la nature et les dimensions des hétérogénéités préexistantes au sein et aux limites des couches* (Ruf et al., 1998; Weinberger, 2001; McConaughy and Engelder, 2001; Eyssautier-Chuine et al., 2002), *la présence d'une pression de fluide* (Engelder, 1985), *l'épaisseur de la couche cassante* (Bogdanov, 1947).

Ce dernier paramètre, l'épaisseur, est le plus souvent cité pour justifier la grande variabilité des espacements des diaclases.

De nombreuses mesures d'espacement de diaclases dans des grès au sein de piles à lithologie mécaniquement contrastées (alternance grès-marnes) montrent que la relation entre le rapport D = H/S (intensité de fracturation) et H, où H représente l'épaisseur de la couche et S l'espacement entre les fractures, est quasi-linéaire pour des épaisseurs de couches compétentes isolées inférieures à 1,5 mètre. Ce rapport varie entre 0,60 et 1,27 (Aydan and Kawamoto, 1990; Price, 1966; Narr and Suppe, 1991; Angelier et al., 1989; Gross, 1993; Ji and Saruwatari, 1998). D'après ces auteurs, la faible dispersion des valeurs de D autour de D = 1 est le signe d'une *saturation de la couche en diaclases* lorsque les espacements atteignent une valeur proche de l'épaisseur de la couche. Cependant, ces mêmes auteurs reconnaissent qu'au-delà d'une certaine épaisseur, les données ne permettent plus de tracer de droite de régression et donc que la relation linéaire n'est plus valable. Si l'on considère une compilation des valeurs de D publiées (FIG. I.2.9) on s'aperçoit que des valeurs de D $\gg 1$, et donc un espacement S plus faible que l'épaisseur, sont courantes (FIG. I.2.3 A).

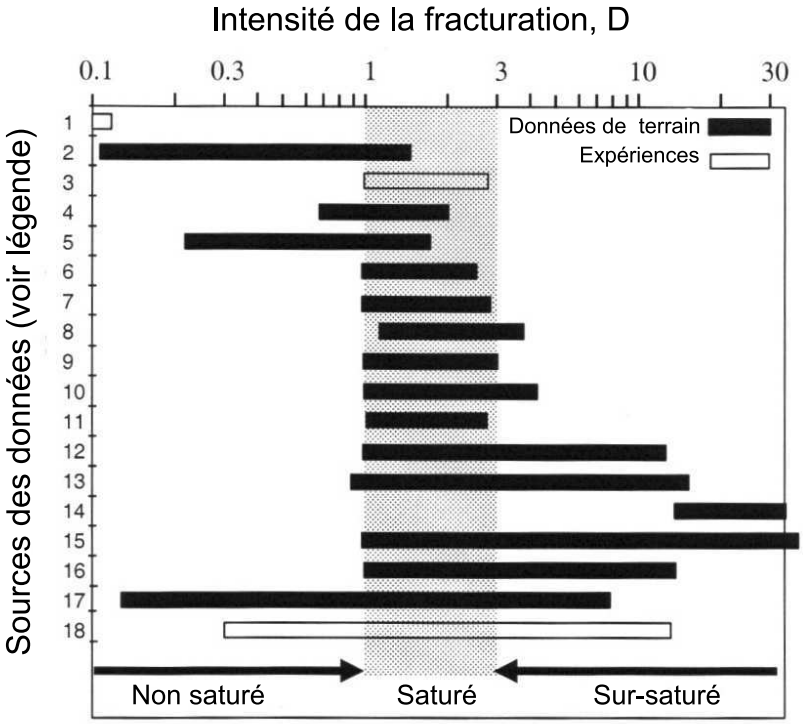

FIGURE I.2.9 – *Mesure de l'intensité de la fracturation D sur le terrain et au cours d'expériences physiques et numériques. 1.Wu (1995) ; 2.Narr and Suppe (1991) ; 3.Garett and Baily (1977) ; 4.Ji and Saruwatari (1998) ; 5.Engelder et al. (1997) ; 6.Gross et al. (1995) ; 7.Wu (1995) ; 8.Narr and Suppe (1991) ; 9.Gross (1993) ; 10.Huang and Angelier (1989) ; 11.Price (1966) ; 12.McQuillan (1973b) ; 13.Becker and Gross (1988) ; 14.Reches (1998) ; 15.Reches (1972) ; 16.Ladeira and Price (1981) ; 17-18.Sagy et al. (2001). Modifié d'après Sagy and Reches (2006).*

L'étude des espacements des diaclases au sein de strates d'épaisseur inférieure à 4 mètres et à texture contrastées dans la formation d'Asmari (FIG. I.1.3) menée par Wennberg et al. (2006) montre qu'il n'y a pas de correlation directe entre l'épaisseur et l'espacement des diaclases mais que celui-ci semble plutôt contrôlé par la texture de la roche. Lorenz et al. (2006) concluent de leur analyse de la distribution de fracture dans bancs gréseux conglomératiques que l'intensité de la fracturation (D > 2) n'est contrôlée ni par les variations latérales d'épaisseur des dépôts ni par la distribution des galets (inclusions rigides dans la matrice gréseuse : hétérogénéités).
Ladeira and Price (1981) montrent que dans des flyshs du Carbonifère, l'espacement des fractures dans les grès, limitées par des couches incompétentes marneuses d'épaisseur supérieures à 5 cm, est sensiblement plus important, à épaisseur compétente identiques, que dans le cas des couches incompétentes d'épaisseur inférieure à 5 cm. Il faut noter aussi que dans cette étude de nombreuses strates d'épaisseur faible (< 10 cm) présentent une valeur de D supérieure à 10.
La validité du *concept de saturation* est particulièrement mise en défaut lorsque l'on considère les objets couramment observés, mais qui sont étonnement peu étudiés, comme le sont les couloirs fracturés. Au coeur de ces structures, la valeur de D peut atteindre 100.

Les modèles analytiques et numériques développés pour étudier la relation entre S et H sont basés sur des modèles élastiques, en 2D, multicouches composés d'alternance de couches compétentes fracturées et de couches incompétentes intactes. Dans la grande majorité des cas, l'ensemble est soumis *à une traction parallèle aux couches appliquée au limite du modèle.*
Cox (1952) propose une analyse des contraintes au sein d'une fibre entourée d'une matrice élastique, soumise à une élongation longitudinale. Ce modèle est centré sur le transfert des contraintes extensives de la matrice vers la fibre centrale par l'intermédiaire de la contrainte cisaillante à l'interface (*shear-lag model*)(Fig. I.2.10a). Hobbs (1967) applique ce modèle à un tricouche élastique (Fig. I.2.10b) où les couches, d'épaisseur identiques, sont soudées entre elles et soumises à une traction uniforme ε_{xx} parallèlement aux couches. La solution analytique de la distribution de σ_{xx} montre que l'endroit le plus favorable pour l'apparition de nouvelles fractures est situé au milieu des segments découpés par les fractures préexistantes car les contraintes cisaillantes sont alors maximales à l'interface. En considérant que des fracture peuvent apparaître lorsque σ_{xx} dépassent la résistance en traction σ_t, la dépendance entre S et H est linéaire. Cependant, le modèle initial de Hobbs ne satisfait pas les conditions fondamentale d'équilibre et par conséquent aboutit à une distribution des contraintes impossible à l'intérieur de la couche fragile (Bai and Pollard, 2000b).

Ji and Saruwatari (1998) corrigent le modèle initial de Hobbs et proposent une solution analytique prenant en compte des épaisseurs différentes entre la couche fragile et les couches élastiques. S est alors proportionnel à $\sqrt{H}$ et le nombre de fractures augmente indéfiniment avec ε_{xx}. La distribution de S suit alors une loi bimodale, rarement constatée dans la nature. En effet, la compilation des distributions publiées dans la littérature indique que les 3 types de lois de distributions des espacements les plus courantes sont les distributions log-normales (Sen and Kazi, 1984; Rouleau and Gale, 1985; Narr and Suppe, 1991; Rives et al., 1992; Becker and Gross, 1988; Ruf et al., 1998), exponentielle négative (Villaescusa and Brown, 1990; Rives, 1992) ou plus rarement normale (Huang and Angelier, 1989). De plus, par souci de simplicité des solutions analytiques, ils n'intègrent pas l'influence d'une

pression lithostatique.

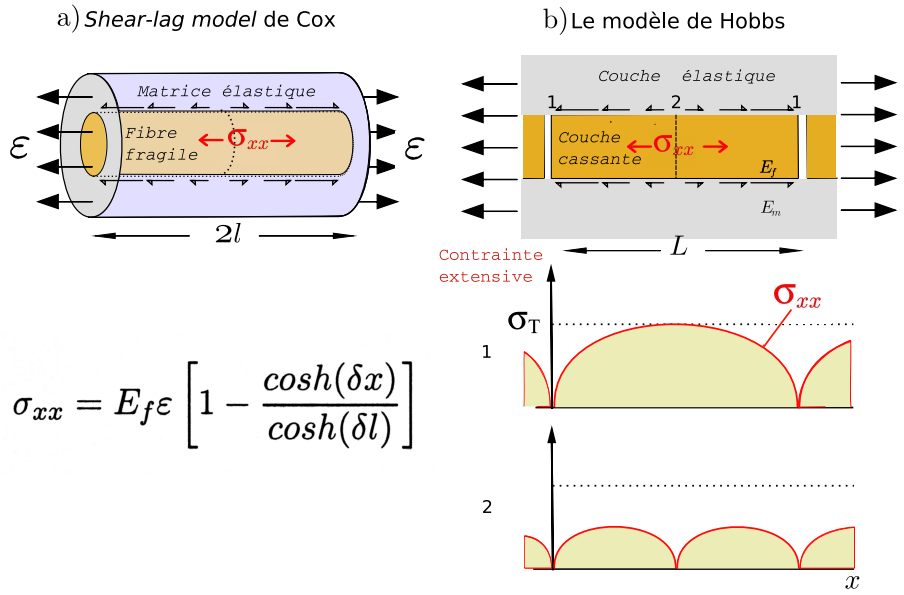

FIGURE I.2.10 – *Modèle de Cox (a) et de Hobbs (b)*

Sowers (1972) et Cherepanov (1997) analysent les instabilité périodiques internes qui apparaissent au sein d'un milieu soumis à une traction aux limites pour expliquer les fractures régulières.

La distribution des contraintes au sein d'une couche fracturée soumise à une extension latérale, simultanément avec des bancs non fracturés, est aussi analysée numériquement comme un problème élastique en deux dimensions pour étudier d'une part, la relation entre S et H (Bai and Pollard, 2000a,b) et d'autre part, l'ouverture des diaclases (Bai et al., 2000; Bai and Pollard, 2001). D'après Pollard and Segall (1987), dans une couche soumise à un allongement horizontal, l'apparition d'une fracture crée autour d'elle une zone défavorable où la tension est fortement réduite, interdisant partiellement ou totalement l'apparition de nouvelle fracture : c'est la zone interdite ou *stress réduction shadow*. La dimension de cette zone contrôlerait l'espacement minimal possible entre les diaclases dans une unité mécanique. Gross et al. (1995) montre que la dimension de cette zone augmente avec le module d'Young et/ou l'épaisseur H de la couche fracturée. Les rapport D obtenu vont de 1 à 2,5 ((6) FIG. I.2.9). Bai and Pollard (2000b) montrent qu'il existe une valeur critique de D au dessus de laquelle la contrainte normale au diaclases devient compressive. Cette valeur critique diminue avec la pression verticale. Pour des conditions proches des conditions naturelles donne 0,83 < D< 1,25.

Les valeurs de $D >> 1$ observées dans la nature sont alors expliquées par la présence et la propagation de défaut qui brisent la régularité des espacement prévus par les modèles précédents. Ces défauts peuvent induire des contraintes extensives locales sous une compression externe. Ainsi de Joussineau (2003) montre numériquement (Franc2D), qu'une propagation respectant le critère d'équilibre de Griffith à partir de ces défauts est possible dans les zones

d'ombre et qu'alors $D >> 1$. Ce critère considère que la propagation est possible lorsque le matériau a "emmagasiné" suffisamment d'énergie élastique pour la restituer sous forme de création de nouvelles surfaces. Cependant, comme nous le verrons dans la section II.3, si effectivement les fissures peuvent s'initier en compression, elles ne produisent pas des fractures de dimensions beaucoup plus importantes que la taille initiale du défaut.

I.2.5 Les conditions d'apparition des diaclases

Les diaclases, interprétées comme des fractures en mode I (ouverture), sont observées en profondeur (Laubach, 1988; Laubach et al., 2004) jusqu'à 2400 mètres.
En corrélant les mesures des orientations des diaclases systématiques peu profondes (< 0.5 km) dans différents bassins sédimentaires *tabulaires* avec les directions de compression horizontale maximale déduites des mécanismes au foyer des failles actives et des directions d'effondrement de puits, Hancock and Engelder (1989) concluent que les réseaux les plus récents se développent parallèlement à la direction de la contrainte horizontale majeure actuelle σ_H. Ils interprètent aussi ces réseaux, à l'aide des figures fractographiques, comme étant perpendiculaire à la contrainte principale mineure σ_h. Les diaclases étant majoritairement perpendiculaires au banc, l'orientation de la contrainte mineure $\sigma_h = \sigma_3$ serait alors horizontale. Quels mécanismes peuvent générer l'ouverture des diaclases et dans quelles conditions géologiques ? σ_3 doit-il être nécessairement extensif ou alors une diaclases peut-elle se former sous σ_3 compressive ?

Une traction réelle d'origine tectonique

Deux scénarii tectoniques permettent de générer des contraintes extensives au sein d'une strate ou à l'échelle d'un bassin sédimentaire. Il s'agit du plissement local des couches et du régime distensif crée lors de processus à grande échelle, tels que le rifting.
Dans le premier cas, l'extension est générée *localement* en zone d'extrados d'un pli sous un régime de contrainte globalement compressif. Fréquemment observé dans la nature, dans les zones de piémont par exemple, ce phénomène ne permet cependant pas d'expliquer la présence de réseaux plurimètriques dans les zones tabulaires ou plissées à trés grand rayon de courbure.
Dans le second scénario, le rifting, la traction est répartie à l'échelle régionale, avec des variations locales en direction et intensité dues à la préexistence et à la réactivation d'accidents tectoniques majeurs. Cependant même dans le cas d'un allongement horizontal réparti de manière homogène sur l'épaisseur de croûte supérieure et de sa couverture sédimentaire, l'intensité de la contrainte extensive diminue avec la profondeur et l'augmentation de la pression lithostatique. La *traction vraie ne peut exister que proche de la surface* (Paquin and Froidevaux, 1980). Les contraintes principales sont en très grande majorité compressives dés lors que l'on ne se situe plus en subsurface (Engelder, 1993; McGarr, 1982). De plus, le rifting ne peut constituer l'unique phénomène responsable de l'apparition de réseaux de diaclases sur l'ensemble de la planète.

Une traction induite par une variation des propriétés mécanique de la roche durant son enfouissement

Les formations diaclasées étudiées par Hancock and Engelder (1989) semblent avoir été enfouies à une profondeur maximale de 1 km avant leur remontée contrôlée par l'érosion des terrains sus-jacents jusqu'à la surface. Ces auteurs avancent que les diaclases sont apparues au cours de l'exhumation sous une contrainte mineure extensive et évoquent alors le modèle de Price (1959), repris par Voight and St Pierre (1974). Dans ce modèle l'évolution des propriétés mécaniques des sédiments au cours du cycle Enfouissement-Diagénèse-Dénudation (cycle E.D.D) peut aboutir à l'apparition d'une traction horizontale vraie lors d'une exhumation des couches en l'absence de déplacement latéral (conditions bords fixes) (FIG I.2.11). En effet pendant la diagénèse, la roche est indurée sous pression d'enfouissement. Cette induration se traduit du point de vue des propriétés mécaniques macroscopiques de la roche par une augmentation du module d'Young *E.* selon Price (1959). Il en résulte que la contrainte latérale σ_h lors de la remontée peut devenir extensive et même dépasser la résistance en extension de la roche (FIG. I.2.11).

Une approche similaire est à la base de l'analyse de Bourne (2003) qui ajoute aux changements des propriétés élastiques pendant l'enfouissement, l'effet du contraste de ces propriétés entre les couches de nature différentes *soudées entre elles en profondeur.* Il montre ainsi analytiquement que des contraintes extensives uniformes peuvent se concentrer dans les couches les plus rigides ou les moins rigides en fonction du rapport relatif *des contraintes compressives* perpendiculaire et parallèle aux couches lors de l'exhumation des couches. L'orientation des contraintes horizontales maximales, et donc des réseaux de fractures, peut ainsi varier de manière significative d'une couche à une autre malgré le fait qu'elles soient soumises au même état de contrainte aux limites.

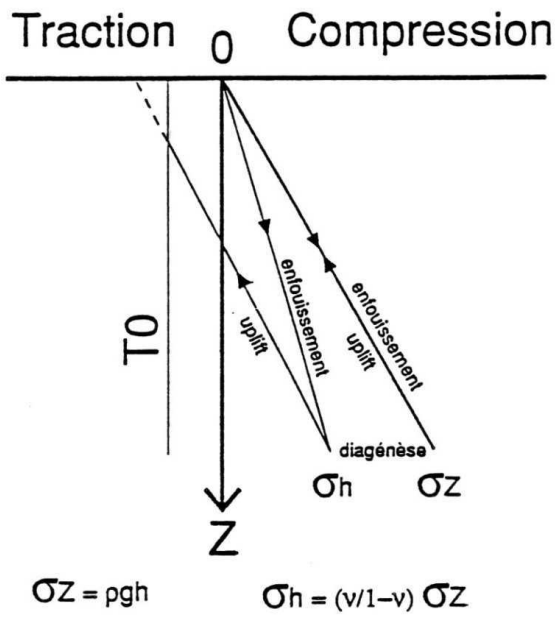

FIGURE I.2.11 – *Evolution des contraintes dans un sédiment en fonction de la profondeur au cours d'un cycle E.D.D. dans un modèle élastique en l'absence de contrainte tectonique (absence de déplacement latéral). Tiré de Rives (1992)*

Une traction induite par surpression de fluide

Des diaclases peuvent être générées, durant l'enfouissement, en l'absence de toute contrainte tectonique (état lithostatique), par une pression de fluide anormale supérieure à la contrainte principale mineure (Engelder and Ortel, 1985). De telles conditions peuvent se développer grâce au piégeage des fluides dans les pores durant l'enfouissement.
Cette situation est possible dans les roches peu ou pas perméable, comme par exemple des schistes, mais est loin d'être générale.

Ainsi, la périodicité des espacements, la constance directionnelle et la continuité à grande échelle des réseaux systématiques posent des problèmes mécaniques importants. Notamment, *quels sont les facteurs qui contrôlent l'espacement des fractures ?* Ce problème sera abordé par notre modélisation analogique.

I.2.6 Les couloirs fracturés

Malgré l'apparence spectaculaire et l'importance structurale et hydro-dynamique (certains forment des linéaments kilométriques visibles par satellites) les couloirs fracturés n'ont fait l'objet que d'un nombre limité de travaux (Rives et al., 1992; Auzias, 1995) et (Putot et al., 2001). La suite de cette sous-section s'appuie majoritairement sur une compilation des études et observations de terrain, non publiées, de Connolly (the origin and distribution of fracture corridors in carbonates, rapport confidentiel Geo-FracNet, 1999) et de Petit et al.(Fracture Corridor synthesis, GIRP2 Final Report, Total, Shell, 2003). Un des premiers résultats de ces observations est l'identification de différents types de couloirs dont la classification nécessite l'invention d'une terminologie adaptée, qui sera utilisée dans la suite de cette section.

I.2.6.1 Définition et caractéristiques géométriques des couloirs fracturés

Un couloir fracturé se définit comme le regroupement de fractures globalement parallèles entre elles formant un faisceau étroit sur une zone assez bien délimitée. Les déplacements relatifs des "tranches" de roche ainsi découpées à l'intérieur du couloir, n'ont pas ou très peu de composante cisaillante. Les fractures composant le couloirs fracturé sont donc, par définition, des *diaclases* (FIG. I.2.12).

FIGURE I.2.12 – *Exemple de couloir fracturé dense dans un banc calcaire épais. Photo de J.P. Petit.*

Les couloirs découpent en général des affleurements dont l'extension horizontale peut-être de plusieurs kilomètres et dont la hauteur peut excéder la centaine de mètres. Dans une pile sédimentaire affectée par des diaclases systématiques, les couloirs sont généralement parallèles à l'un des réseaux.

Sur une coupe verticale, ils se différencient des réseaux réguliers d'une part, par le fait que la fracturation y est localement anormalement dense et d'autre part, par ces dimensions caractéristiques : les fractures de couloirs traversent plusieurs bancs (constituant alors l'Unité Mécanique pour ce couloir), tandis que le développement des diaclases semblent fortement contrôlé par ces limites de bancs. Chacune des diaclases peut avoir une persistance verticale et horizontale différente au sein de l'unité mécanique et du corridor. La terminaison d'un couloir dans le plan horizontal est rarement aisément observable. Cependant, cette terminaison peut s'exprimer soit par une convergence des fractures internes, soit par des longueurs finies de fractures parallèles.

I.2.6.2 Les différents types de couloirs fracturés

On distingue 6 types de couloirs fracturés en fonction de leur géométrie (FIG. I.2.13). Les types (a), (b), (c) et (d) sont fréquemment rencontrés sur le terrain. Les types (e) et (f) sont beaucoup plus rares.

Le type de couloir appelé Simple Persistant Fracture Corridor (**SPFC**) (type a, FIG. I.2.13) est le plus courant. Il apparaît dans tous les types de lithologie et est fréquent dans les séries calcaires. Il est composé uniquement de quelques fractures persistantes majeures (typiquement 3-4) qui sont peu ou pas anastomosées. La persistance verticale dépend du contraste de propriétés mécaniques entre les couches successives. Si le contraste est important, par exemple passage d'un banc calcaire à un banc marneux épais, le couloir est limité verticalement à l'épaisseur de la couche. *A contrario* un couloirs traverse aisément des successions présentant des contrastes mécaniques peu marqués. Ce type de couloir peut

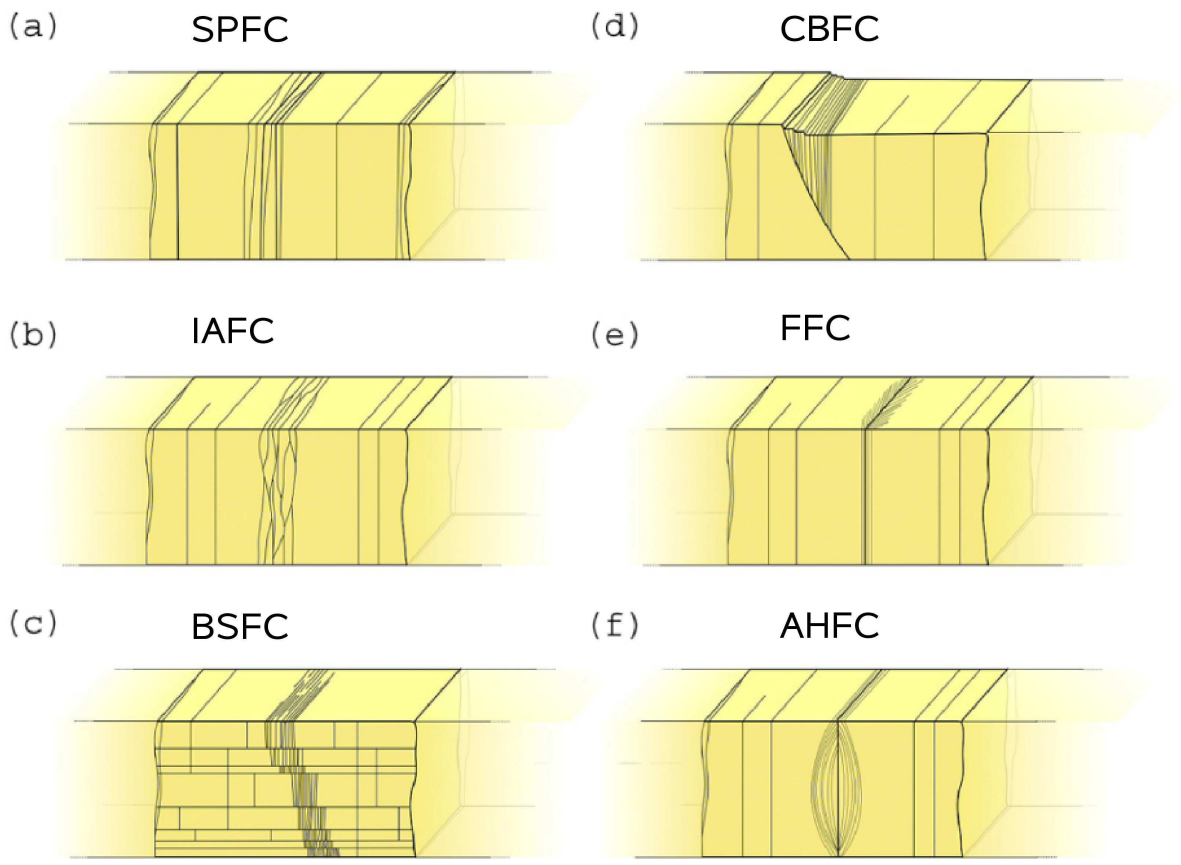

FIGURE I.2.13 – *Les différents types de corridors fracturés rencontrés sur le terrain (d'après Connoly, 1999, Fracture Corridors Project year 1 (rapport non publié, Total, Shell) et Bazalgette et al., 2000, Fracture Corridors Project year 2 (rapport non publié, Total, Shell). (a) Simple persistent FC (**SPFC**) : le couloir est composé principalement de fracture verticale persistante verticalement, peu espacées, (b) Internal Anastomosed FC (**IAFC**) : couloir formé par une concentration de fractures anastomosées (en relation ou non avec une zone de faille), (c) Bed segmented FC (**BSFC**) : corridor formé de fractures limitées aux bancs (**BCF**), (d) Clustered branching FC (**CBFC**) : couloir de fractures en mode I branchées en tête de faille. (e) Fanning FC (**FFC**) : couloir de fractures divergeant à partir d'une fracture principale centrale. (f) Arcuate Halo FC (**AHFC**) : corridor formé d'un fuseau de fractures de mode I dont les extrémités convergent vers une fracture principale centrale.(Bazalgette, 2004).*

se manifester de manière individuelle isolée ou alors sous la forme de réseaux de corridor plus ou moins systématique. A la différence des diaclases systématiques dont l'espacement moyen entre les fractures varie entre le millimètre et la dizaine de mètres, l'espacement entre les **SPFC** varient de la dizaine de mètres au kilomètre. Ce type de couloir est observé dans des zones tabulaires ou très faiblement déformées sans liaison directe avec des objets tectoniques importants visibles.

Ensuite le plus courant semble être le Clustered Branching Fracture Corridor (**CBFC**) (type d, FIG.I.2.13)). Il se présente comme un groupe de fracture divergente, localisé dans le quadrant extensif au toit d'une faille normale. Les fractures butent avec un angle fermé sur le plan de faille. Ils apparaissent nécessairement en contexte extensif, parallèlement à la contrainte horizontale mineure.

Le troisième type le plus fréquent est le Bed Segmented Fracture Corridor (**BSFC**) (type c, FIG.I.2.13)). Il est le résultat de la coalescence de couloirs limités à des épaisseurs de bancs ayant des propriétés mécaniques similaires mais localement verticalement alignés.

Hancock and Engelder (1989) décrivent des zones de densification de diaclases dans des dièdres formés par l'intersection de deux familles systématiques de diaclases non contemporaines se croisant avec un angle peu important. Cette structure se rapproche des **IAFC** (type b, FIG.I.2.13)). Deux blocs diagramms montrant l'occurrence des différents types de couloirs en fonction du contexte tectonique est présenté sur la figure I.2.14.

I.2.6.3 Les conditions d'apparition des couloirs fracturés

Le type de roche et le faciès semblent être des facteurs majeurs contrant la possibilité ou non de formation des couloirs fracturés. Les séries concernées sont toujours compactes (carbonates, pélites, grés indurés).
Dans les contextes tabulaires, la totalité des unités mécaniques contenant des **SPFC** est affectée par des réseaux de fractures à fortes persistance verticales (**HPF**). L'inverse n'est pas vérifié : la présence de **HPF** n'implique pas automatiquement la présence de couloirs.
Il n'a pas été mis en évidence d'histoire tectonique contrôlant la formation des corridors. Cependant la charge verticale (épaisseurs de roches sus-jacents) ne semble pas être nécessairement importante puisque des couloirs sont observés dans des roches n'ayant été enfouies que sous une centaines de mètres de sédiments.
La distribution des couloirs dépend de la stratification mécanique de la pile fracturée. La persistance verticale dépend du contraste des propriétés mécaniques entre les bancs compétent adjacents et de l'épaisseur des banc les moins compétent. Un contraste faible et des épaisseurs de couches incompétentes faibles favorisent la propagation verticale du couloir.

Ces observations soulèvent les questions suivantes :

1. Par quels mécanismes peut-on expliquer la formation d'une telle densité locale de diaclases au sein de bancs souvent épais ?
2. Quelle serait alors la chronologie d'apparition des fractures ? apparaîssent-elles de manière asynchrone, une fracture à la fois, ou s'agit -il plutôt d'une propagation dynamique simultanée d'un groupe de fractures parallèles ?
3. Quels sont les paramètres qui contrôlent la distribution latérale (l'espacement) des couloirs au sein d'une même unité mécanique ?

Nos résultats expérimentaux apporteront quelques éléments de réponse à ces questions.

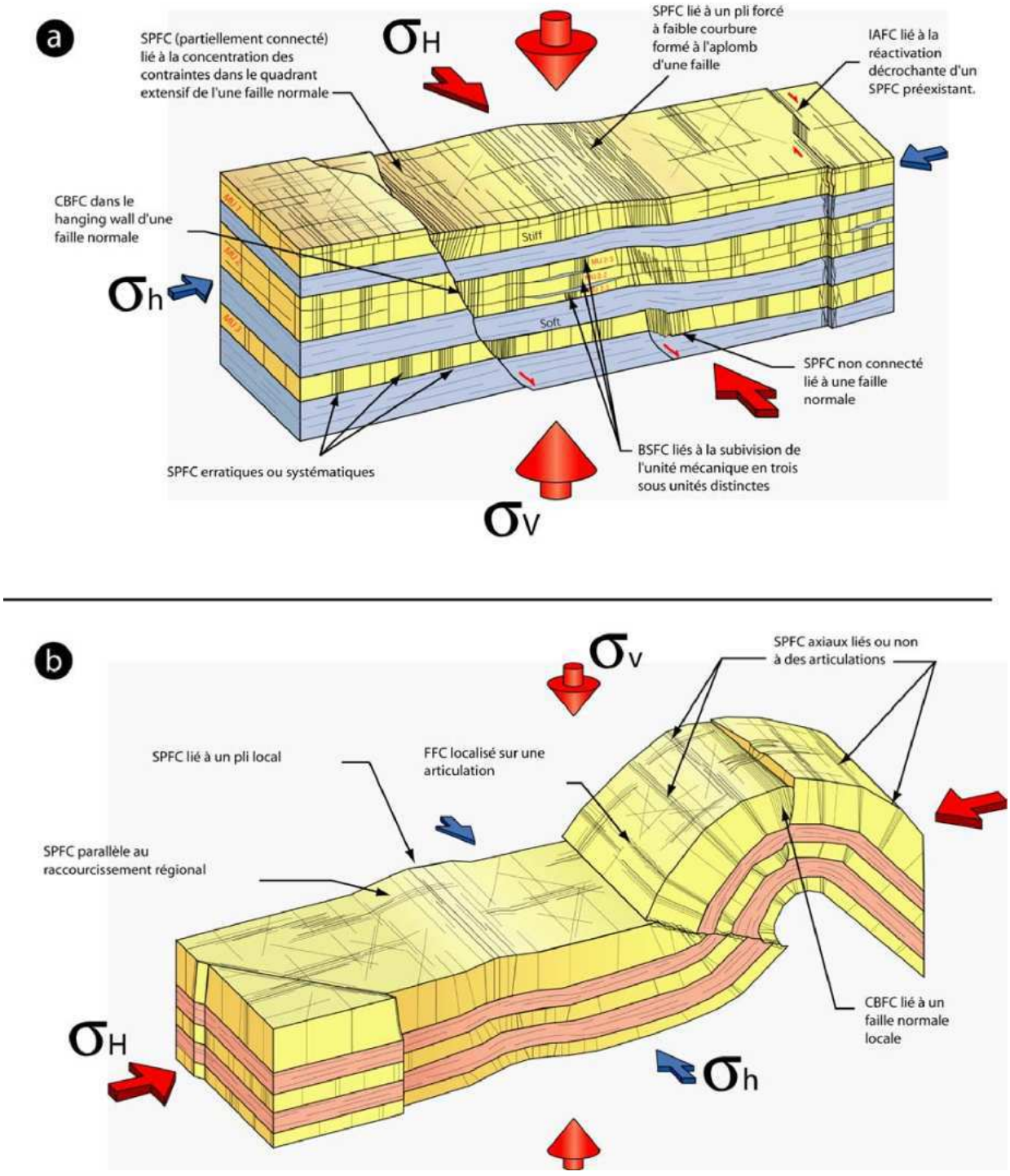

FIGURE I.2.14 – *Les principaux types de couloirs fracturés et leur localisation au niveau d'unités mécaniques tabulaires ou sub-tabulaires (a) et plissées (b). Bazalgette (2004)*

I.2.7 Les diaclases de décompression

Ce terme est principalement utilisé pour désigner les fractures, souvent denses, qui suivent la morphologie des flancs dénudés des reliefs granitiques (FIG. I.2.15). Depuis, il a été utilisé par Engelder (1985) pour désigner des fractures *dans les roches sédimentaires* remarquablement similaire à celle citées précédemment (FIG.I.2.16 a) (aussi visible dans Ramsay and Lisle (2000)) (grés).
Selon Engelder lorsque les roches ont été soumises en profondeur à une compression, elles

FIGURE I.2.15 – *Diaclases continues et faiblement espacées épousant des flancs du granite du Yosémite parc*

ont "enregistré" des contraintes par une *"fabrique de contraintes résiduelles"* tectoniques dans le matériau. A la fin de la remontée, prés de la surface, la relaxation des contraintes aux limites permet aux contraintes résiduelles de s'exprimer sous forme de micro fractures, puis de diaclases *perpendiculaires* à la compression subie en profondeur.
Le relâchement de contraintes internes accumulées en profondeur est une explication possible pour le phénomène de disking qui intervient lors du carottage de roches profondes sédimentaires ou non (FIG.I.2.16 b). Les surfaces des fractures de disking révèlent des structures en plumes ainsi que des points d'initiation, similaires à ceux observés sur les surfaces de diaclases (Kulander and Dean, 1990). Ces fractures sont parfois invisibles à leur sortie du carottier mais apparaissent après entreposage à l'air libre. Cela confirme la source "interne" de l'énergie de fracturation. Mais le mécanisme de ce processus reste peu exploré.

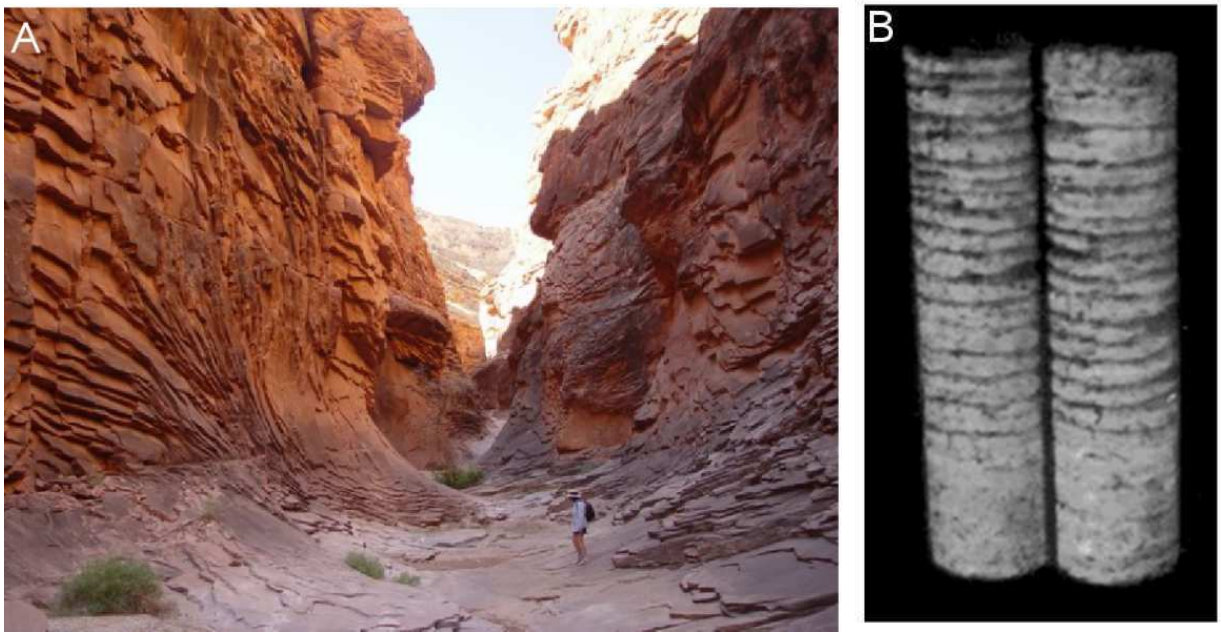

FIGURE I.2.16 – *A)Diaclases formées en réponse à l'intense érosion du relief sus-jacent dans les grès permiens de la formation Esplanade (North Canyon, Arizona) (tiré de www.physci.mc.maricopa.edu/Geology/) B) Carottes de granite affecté par le phénomène de disking trés développé (http ://e.kankyo.tohoku.ac.jp/disk/)*

I.3 Les fractures cisaillantes

On peut diviser les fractures cisaillantes en plusieurs catégories en fonction de la présence ou non d'un déplacement en ouverture des lèvres de la fissure se surimposant au mouvement cisaillant. Dans le cas où cette ouverture est présente nous utilisons le terme de fractures cisaillantes hybrides (pour hybride diaclase-fractures cisaillante). En l'absence d'écartement, on les dénomme simplement bandes de cisaillement. En présence de compaction ces fractures sont appelées fractures cisaillantes compactantes (FIG. I.1.2).

I.3.1 Les fractures hybrides

Couramment abordées dans les livres de géologie structurale, ces fractures accumulent les dénominations : *oblique shear joints* (Dennis, 1972), *joints formed in the transitional tensile field* (Suppe, 1985), *hybrid shear dilatational fractures* (Price and Cosgrove, 1990), *hybrid members* (Bahat, 1991), *mixed-mode fractures* (Twiss and Moores, 1992), *fractures that are a combinaison of extension and shear* (Davis and Reynolds, 1996), *transitional-tensile fractures* (van der Pluijm and Marshak, 1997), *shear joints* (Mandl, 2000). Il convient de constater que peu d'articles leurs sont spécifiquement dédiés, *hybrid shear fractures*, *conjugate hybrid joints*, *conjugate shear joints* (Hancock, 1985), *transitional-tensile facture* (Engelder, 1999). Les observations de terrain n'apportent pas les preuves suffisante de la présence d'un déplacement à la fois cisaillant et en ouverture, *au moment de leur formation*. La raison semble être, comme l'explique Engelder (1999), que le concept initial de fracture hybride cisaillante n'est pas né d'une observation géologique mais d'une *hypothèse mécanique* basée sur l'observation de la forme concave de l'enveloppe de rupture expéri-

mentale de Mohr-Coulomb. Cette enveloppe, établie lors d'essais mécaniques sur des roches soumises à des contraintes compressives, présente une forme parabolique qui laisse penser que sa continuité dans le champs des contraintes extensives, rejoint le point correspondant à la résistance en traction σ_t (FIG. I.3.17).

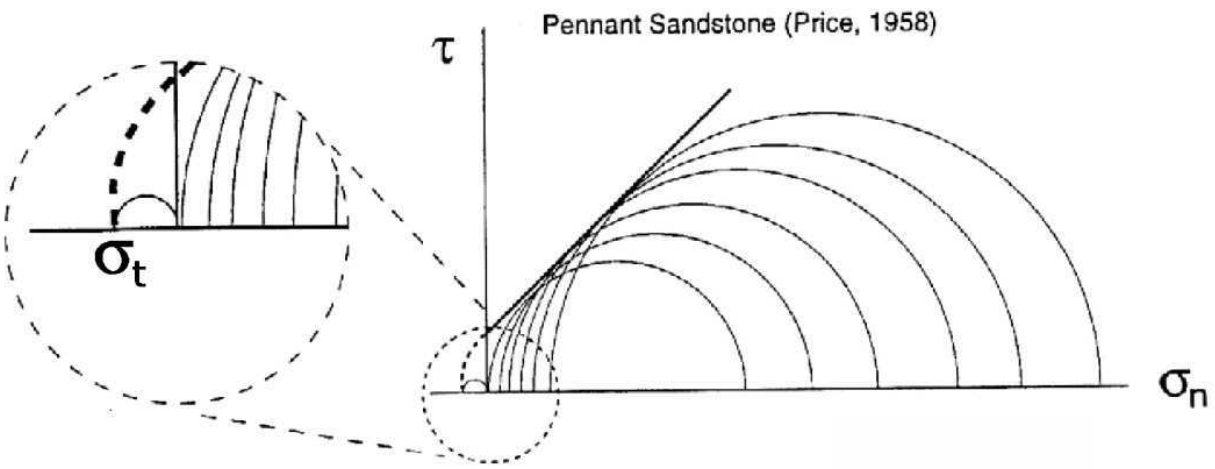

FIGURE I.3.17 – *Exemple de représentation de l'enveloppe de rupture de Mohr-Coulomb telle que utilisée par Price (1958). Tiré de Engelder (1999).*

Cette supposition sous-entend alors que le passage des fractures compressives cisaillantes (bandes de cisaillement) vers les diaclases, supposées être des fractures en Mode I, est continue. Ce passage serait alors caractérisé par une famille de fractures, cisaillantes, formant un angle aigu, par rapport à la contrainte principale σ_1 compressive, qui diminuerait avec la réduction de pression.
L'explication mécanique proposée par Jaeger and Cook (1979), basée sur une dérivation du critère d'initiation de Griffith (1924), appliquée à la rupture cisaillante, peut prédire sous quel régime les fractures vont apparaître mais pas dans quelles directions celles-ci vont se propager.
Brace (1964) essaie d'apporter une confirmation expérimentale de l'existence de ces fractures sous l'extension axiale dans des échantillons de roches de différents types de forme pour différentes pression de confinement. Ramsey and Chester (2004) ont réalisé des expériences similaires, mais plus précise sur le marbre de Carrare. Les résultats (FIG. I.3.18) montrent que la transition est continue mais les angles d'inclinaison de l'unique rupture par rapport à σ_1 sont *significativement inférieurs* à ceux prévus par une courbe continue de Mohr-Coulomb.

Les auteurs signalent que les ruptures obtenues sous une pression de confinement supérieure à 130 MPA apparaissent en extension. L'angle continue alors à évoluer (13 à 20°) sous une pression axiale compressive. A notre connaissance, des fractures de type hybrides n'ont pas été obtenues dans des échantillon de roche sédimentaires non métamorphisées.

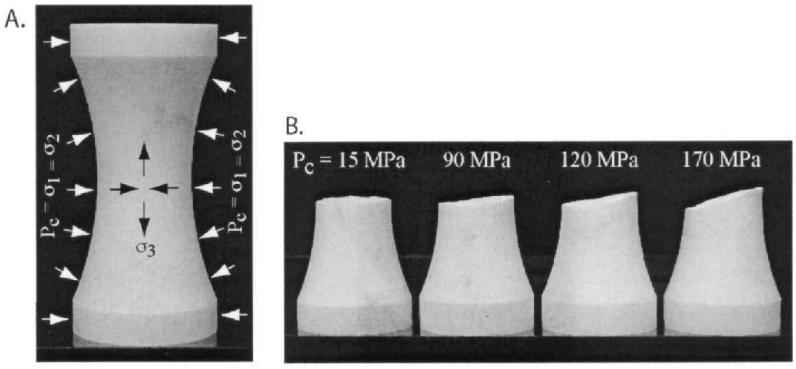

FIGURE I.3.18 – *Photographies des échantillons de marbre utilisé par Ramsey and Chester (2004). A. Echantillon non déformé et condition de chargement. P_c est la pression de confinement ; B. Echantillons fracturés sous différentes valeurs de pression de confinement.*

I.3.2 Les bandes de déformation cisaillantes

Les discontinuités accommodant principalement de la déformation cisaillante sont bien mieux documentées que les fractures hybrides. Elles sont citées dans la littérature sous les dénominations de *fault* (Stearns, 1972), *small normal faults* (Ackermann and Schlische, 1997), microfailles, *Coulomb slips*, *conjugate shear bands* (Mandl, 2000), *Lüders bands* (Friedman and Logan, 1973; Olsson, 2000), *isochoric shear bands* (Aydin, 2006). Le terme le plus généraliste est celui de bandes de localisation de la déformation, *deformation band*, (Rudnicki and Rice, 1975) qui dans ce cas sera une bande de déformation cisaillante.

I.3.2.1 Description macroscopique

Sur le terrain une bande de déformation cisaillante est caractérisée par un *décalage décrochant macroscopique le long d'une zone ayant une épaisseur finie, de plusieurs ordres de magnitude plus faible que les deux autres dimensions* (Aydin, 2006). A l'échelle microscopique le déplacement cisaillant est souvent accompagnée d'une déformation normale à la bande qui peut être compactante ou dilatante.

Les bandes de cisaillement sont observées dans la plupart des roches, grés, calcaires, tuffs vocaniques, granites (Aydin and Johnson, 1978; Antonellini and Aydin, 1994; Wilson et al., 2003; Evans and Bardburry, 2004) ainsi que dans des sédiment peu indurés (Maltman, 1984, 1988; Du Bernard et al., 2002). Cependant leur manifestation différent en fonction des propriétés texturales des roches (Wong et al., 1992, 1997; Menéndez et al., 1996; Zhu and Wong, 1997; Johnson, 2001). Dans les roches poreuses, les bandes sont caractérisées, par une zone d'endommagement macroscopique dont l'épaisseur dépend de l'amplitude du rejet. Le rejet mesuré le long d'une bande unique est d'ordre millimétrique à centimètrique (Engelder, 1974; Antonellini and Aydin, 1994; Fossen and Hesthammer, 1997), avec une longueur maximale de trace en surface inférieure à la centaine de mètres (Aydin, 2006). Cette zone d'endommagement peut être constituée de plusieurs bandes interne parallèles plus courtes et faiblement espacées qui vont permettre l'accommodation d'une plus grande déformation (FIG. I.3.19) (Shipton and Cowie, 2001; Wibberley et al., 2006; Aydin, 2006).

Les roches cristallines, non poreuses, sont, elles, typiquement marquées par une discontinuité nette qui constitue une surface de glissement de très faible épaisseur.

I.3.2.2 Organisation spatiale

Les bandes de cisaillement apparaissent rarement de manière isolée. Elles se présentent le plus souvent soit en faisceaux de bandes courtes subparallèles entre elles et faiblement espacées créant ainsi une bande plus large dont l'épaisseur va dépendre du nombre de bandes internes (FIG.I.3.19b) soit en réseaux de fractures individuelles fines parallèles antithétiques, ou conjugués, et synthétiques reparties sur l'ensemble d'une unité mécanique ou alors à proximité de failles normales (Gauthier and Lake, 1993; Knoot et al., 1996; Watterson et al., 1996)(FIG.I.3.19a et c).
Généralement, les bandes cisaillantes sont orientées entre 20 et 30° par rapport à σ_1 et elles s'entrecroisent avec un angle apical de $50 - 60°$ dans les grès poreux (Aydin and Johnson, 1978; Ackermann and Schlische, 1997; Wibberley et al., 2006).

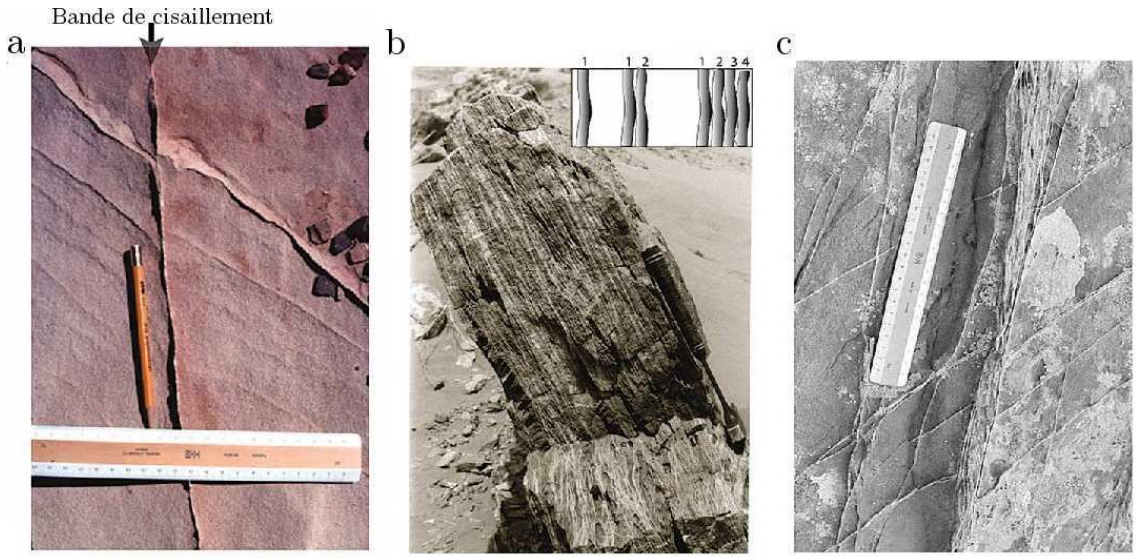

FIGURE I.3.19 – *Photographies de bandes de cisaillement naturelles dans des grés d'Entrada, San Rafael Desert, Utah. a) Bande de cisaillement fine à rejet de quelques millimètres ; b) Zone de bandes de déformation. L'encadré montre la répartition spatiale des bandes les plus développées ; c) Réseau conjugué de bandes et de zone de bandes de cisaillement. Tiré de Aydin (2006).*

I.3.2.3 Description microscopique d'une bande de cisaillement

La nature de la déformation au sein d'une bande individuelle est contrôlée par les propriétés texturales de la roche (FIG. I.3.20).

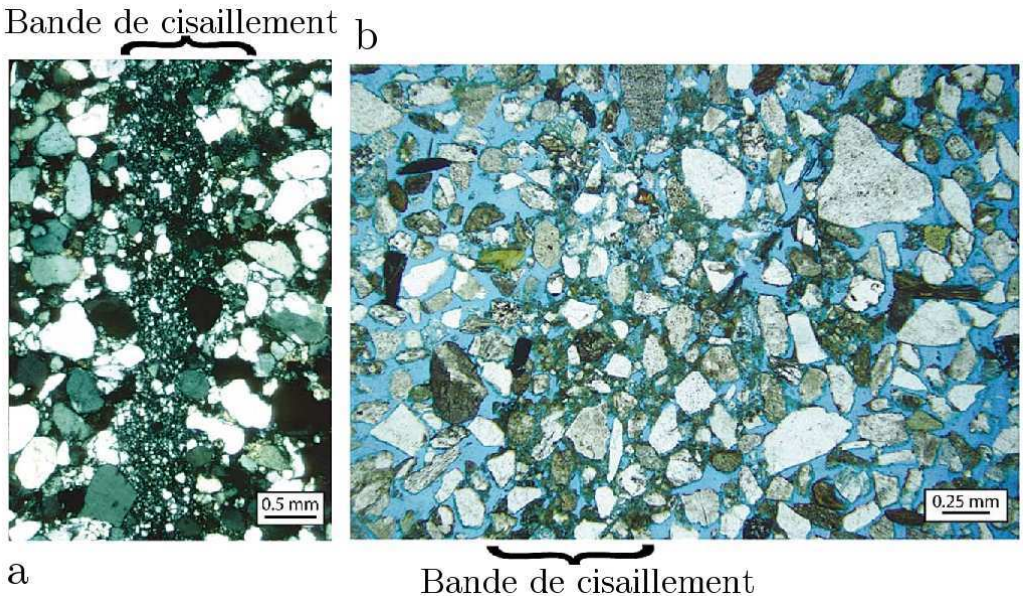

FIGURE I.3.20 – *Photographies de bandes de cisaillement en lames minces observées au microscope optique. a) avec présence d'une zone cataclasée (réduction de taille des grains), Entrada Sandstone ; b) sans cataclase dans des sédiments faiblement consolidés. McKinleyville, northern California. (Aydin, 2006)*

Les grains peuvent accommoder la déformation de trois manières différentes : la rotation-translation, la dissolution et une déformation interne d'abord élastique pour les faibles déformations suivie d'une rupture fragile. Si les contraintes aux contacts des grains excédent la résistance des grains, ceux-ci se fracturent, aboutissant à une fragmentation et une granulation, synonyme de déformation cataclastique (Zang et al., 1990; Wibberley et al., 2006; Wu et al., 2000).
Les pores influencent la déformation volumique ainsi que la résistance de la roche. Ils agissent comme des défauts et concentrent les contraintes qui peuvent aboutir à la rupture par propagation et coalescence ou effondrement de pores (Curran and Carrol, 1979).
Steen and Andresen (1999) observent des différences de comportement à la localisation entre deux ggrèsdifférant uniquement par leur quantité de ciment. La roche la plus ccimentéemontre une fracturation des grains plus importante et une prédominance à la formation de bandes cataclastiques (FIG. I.3.20a). Les roches moins ccimentéessemblent initier les bandes par réorganisation des grains (FIG. I.3.20b). Dans les roches granulaires à faible cohésion, *la déformation cataclastique n'est pas nécessaire à la localisation* sous des pressions faibles.

I.3.2.4 Les conditions de génèse des fractures cisaillantes

L'analyse bibliographique montre que, dans les roches sédimentaires, ces fractures apparaissent dans des contextes tectoniques variés. Des bandes cisaillantes indiquant un déplacement en jeu normal sont observées dans des contextes tectonique extensif tels que rifts et grabens (Fossen and Hesthammer, 2000), (Ackermann and Schlische, 1997), marges actives (Steen and Andresen, 1999). Les mouvements décrochants sont courants (Aydin and Johnson, 1978). Les jeux inverses sont plus rarement documentés (Wibberley et al., 2006).

Ackermann and Schlische (1997) étudient la chronologie de la mise en place d'une population de plans cisaillants synthétiques obliques à la stratification, à jeu normal, développés dans une carrière du bassin Mesozoic de Danville (Caroline du nord, U.S.A). La déformation en allongement des strates est estimée entre 4 et 5 %. Les auteurs classent les bandes observées en deux classes de longueurs, en fonction de leur distribution spatiale. Les failles les plus longues (L = 20-200 cm) accommodent la majorité de la déformation et sont peu fréquentes. Les bandes restantes (L <0.5 cm à 20 cm) sont omniprésentes dans le volume rocheux, *excepté aux abords des failles les plus longues* où il existe une « zone d'ombre » de forme elliptique (FIG. I.3.21). Cette zone d'ombre dont l'extension normale à la faille est proportionnelle à sa longueur, est marquée par une absence totale de rupture fragile. En dehors de cette zone d'ombre, la distribution spatiale des fractures dépend de leur extension verticale limitée par la taille de l'unité mécanique. La relation Rejet vertical-Longueur de la bande en surface de banc est quasi-linéaire.

Ces observations permettent d'affirmer que les bandes les plus longues précèdent chronologiquement les bandes courtes. La zone d'ombre est géométriquement comparable à la zone de perturbation du champ de contraintes autour d'une faille normale verticale (Gibson et al., 1989). Dés lors on peut se demander si l'extension dans la direction normale à la trace de la faille de cette zone ne contrôle pas *l'espacement des bandes*, en imposant une saturation lorsque que ces zones interagissent spatialement. La présence de relais au niveau des bandes de longueur comparable est interprétée par les auteurs comme une conséquence directe de la présence d'une stratification mécanique de la pile sédimentaire. Si les discontinuités stratigraphiques interdisent la propagation vers le bas, le développement de la faille est ralenti ou bloqué. Passé ce stade l'accommodation de la déformation extensive ne peut alors se faire que par la coalescence de failles alignées contigues ou alors par la formation de fractures nouvelles.

Le recours à des tests en laboratoire est ici nécessaire pour étudier l'influence de la quantité d'allongement et de l'épaisseur de la strate sur l'espacement de ces bandes cisaillantes.

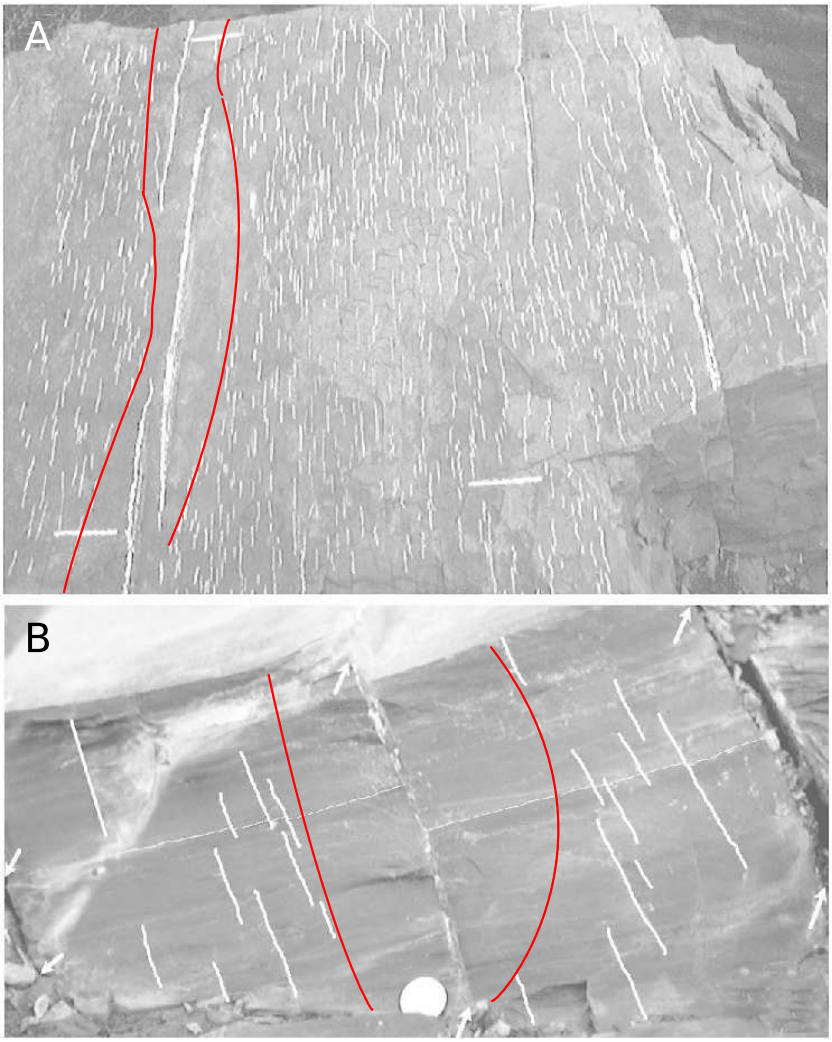

FIGURE I.3.21 – *Photographies d' affleurement de la carrière de Solite, Danville Rift Basin, Caroline du nord, U.S.A. a) distribution des bandes exprimées en surface. Les traces des bandes sont surlignées à la craie. Une zone d'ombre est dessinée en rouge. Les traces blanches perpendiculaires aux bandes font 10 cm ; b) vue en coupe verticale perpendiculaire aux failles. (Ackermann and Schlische, 1997).*

I.4 Conclusion

Les deux types principaux de fractures présentes au sein des réservoirs sédimentaires fracturés qui sont susceptibles d'affecter sa dynamique, sont les diaclases et les fractures cisaillantes. Les paramètres qui contrôlent leur formation et leur distribution, notamment l'espacement entre les fractures sont mal connus. Plus précisement, quel que soit le type de rupture, la relation entre l'épaisseur de la strate (unité mécanique élémentaire) et la densité de fractures est discutée. Des interrogations résident aussi sur l'état de contrainte, sous lequel apparaissent chacun de ces deux types de fractures.
Nous pouvons aussi nous demander si la transition entre les diaclases et les fractures cisaillantes est continu comme le laisse supposer les expériences de Ramsey and Chester (2004) ou abrupte comme semblent montrer les observations de terrain.

Nous abordons ces questions à la base d'une modélisation analogique basée sur des modèles à l'échelle physique avec une roche sédimentaire (calcaire, par ex.).
La mise au point de cette modélisation nécessite d'avoir d'une part, une connaissance des paramètres mécaniques qui contrôlent le comportement rhéologique matériau naturel (le calcaire) et d'autre part, de faire un choix dans les modes de chargement à appliquer au modèle, afin qu'il soit dans des conditions de chargement proches des conditions naturelles. Ces informations peuvent être tirées des études en laboratoire du comportement mécanique d'une roche.

Chapitre II

Apport de la mécanique des roches et des modélisations analogiques précédentes

Pour caractériser le comportement mécanique d'une roche, son échantillon est soumis à différentes sollicitations (contraintes, déplacements, plus rarement, la température) en laboratoire. Nous analyserons dans ce chapitre les dispositifs existants et les résultats obtenus lors des tests drainés en compression uni-, tri- et polyaxiale. Nous dégagerons ainsi les traits principaux du comportement mécanique d'une roche soumise à de la compression. Nous enchaînerons ensuite sur une présentation des études de la fracturation effectuées sur des matériaux non rocheux, considérés comme des analogues de roche.

Sommaire

II.1 Les différents types d'essais en mécanique des roches **42**
II.1.1 Objectifs des essais mécaniques sur roches 42
II.1.2 Les dispositifs d'essais en compression 44
II.2 Le comportement mécanique et la rupture des roches lors des essais . . **47**
II.2.1 Les résultats des essais en traction pure et de fendage 47
II.2.2 Les résultats des essais en compression 49
II.3 Étude antérieures de la fracturation sur des analogues de roche **58**
II.3.1 La rupture en Mode I 58
II.3.2 La formation de bandes de déformation cisaillante 63
II.4 Conclusion **64**

II.1 Les différents types d'essais en mécanique des roches

II.1.1 Objectifs des essais mécaniques sur roches

Le but de ces essais est de mesurer les valeurs des modules élastiques, des seuils de ruptures (en extension ou en compression) et de l'angle de friction interne de l'échantillon rocheux pour des valeurs de pression variables (FIG. II.1.1 et TAB.II.1).

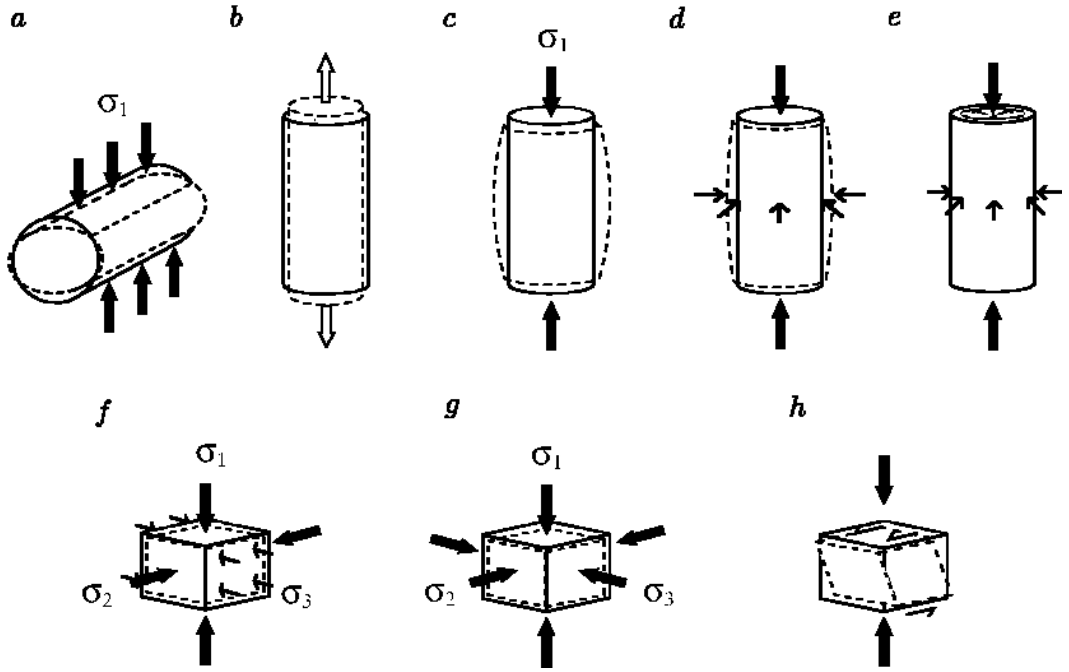

FIGURE II.1.1 – *Représentation schématique des conditions de chargement les plus courantes lors des essais mécaniques sur roche et les formes d'échantillon associées. Les déformations élastiques induites, volontairement exagérées, sont représentées en trait pointillés. Les flèches larges représentent des déplacements imposés et les flèches fines, des pressions de fluide (exceptée pour le cas de la figure h). Les caractéristiques de chacun des essais sont présentés dans le tableau II.1.*

Schéma Fig.II.1.1	**Dénomination essai**	**Conditions de chargement**	**Paramètres mécaniques quantifiables**	**Type de presse**
a	Fendage ou comp. diamètrale (essai brésilien)	$\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3 = 0$	σ_t	uniaxiale
b	Traction pure	$\sigma_3 < \sigma_2 = \sigma_1 = 0$	σ_t, E	
c	Comp. uniaxiale	$\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3 = 0$	σ_c, E	uni- ou triaxiale
d	Comp. triaxiale ou axisymétrique	$\sigma_1 \geqslant \sigma_2 = \sigma_3$	$\sigma_s, E, \nu, \theta, \alpha, \varphi$	conventionnelle triaxiale
e	Comp. triaxiale avec pression interne échant.	$\sigma_1 \geqslant \sigma_2 \geqslant \sigma_3 \geqslant 0$	$\sigma_s, E, \nu, \theta, \alpha, \varphi$	
f, g	Comp. polyaxiale		$\tau_s, E, \nu, \theta, \alpha, \varphi$	polyaxiale *(rare)*
h	Compression-cisaillement	σ, τ	G, τ_s, φ	boîte cisail.

TABLEAU II.1 – *Caractéristiques des essais mécaniques présentés sur la figure II.1.1. σ_t, σ_c représentent les résistances uniaxiales de l'échantillon en traction et en compression, respectivement.$\tau_s = \sigma_1 - \sigma_3$ est la contrainte cisaillante maximale à la rupture, ou seuil de rupture. E est le module d'Young, ν est le coefficient de Poisson, G, le module cisaillant, θ est l'angle entre la, ou les, macrorupture(s) et σ_1, α est le coefficient de dilatance volumique et ϕ est l'angle de frottement interne. Les contraintes extensives sont considérées comme négatives et sigma$_1$ est la contrainte principale majeure.*

Le suivi des déformations et l'enregistrement des phénomènes dynamiques durant l'essai (émissions acoustiques, électromagnétiques) renseignent sur l'évolution spatiale et cinématique de l'endommagement. A la fin des essais, l'analyse de l'échantillon fracturé permet de connaître la nature, la distribution et la géométrie de l'endommagement ou des fractures.

Nous avons vu dans le chapitre précédent que les contraintes principales en profondeur sont globalement compressives et que la traction vraie n'est possible que dans des contextes tectoniques particuliers rares.
Les tests de fendage et de traction pure ne répondent donc généralement pas à des conditions de chargement naturels réalistes (FIG.II.1.1a et b). Néanmoins, les fractures obtenues au cours de ces deux essais ressemblent aux fractures observées sur le terrain. Aussi les dispositifs et les résultats des ces essais seront abordés brièvement simultanément.
Nous insisterons particulièrement sur les essais en compression (FIG.II.1.1c,d,e,f,g).

II.1.2 Les dispositifs d'essais en compression

Deux types de presse permettent d'appliquer des efforts compressifs sur une seule ou toutes les surfaces d'un échantillon de roche : la presse axisymétrique et la presse polyaxiale.

La presse conventionnelle triaxiale ou presse axisymétrique (Fig.II.1.1c, d, e)

Ce type de presse effectue la majorité des essais en compression, dit aussi essai triaxiaux. Une presse triaxiale, la plus simple, de type Hoek (Hoek and Franklin, 1968), est représentée sur la figure II.1.2b. La disposition des équipements de mesures de déformation dans cette presse est montrée sur la figure II.1.2a.
L'essai de compression triaxiale consiste à soumettre une éprouvette cylindrique, à un champ de contrainte uniforme qui a pour composantes (1) une pression hydraulique, $\sigma_3 = \sigma_2$, appliquée par l'intermédiaire d'un fluide remplissant la cellule et (2) une contrainte axiale appliquée par l'intermédiaire d'un piston vertical (Vutukuri et al., 1974; Paterson, 1978). Les essais peuvent être drainés ou non. Seuls les résultats des essais drainés seront présentés.

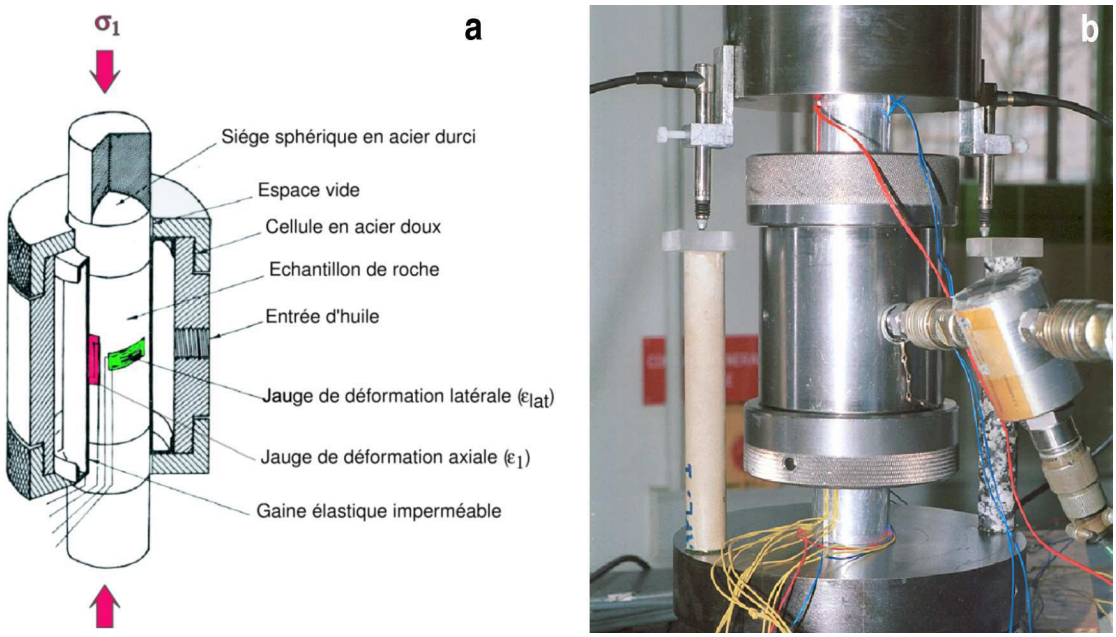

FIGURE II.1.2 – *a) Schéma de la cellule d'essai triaxiale de type Hoek et d'un échantillon équipé de jauges de déformation. b) Photographie de la cellule (El Bied, 2000). Sa hauteur est de 35 cm.*

Quelques prototypes de presses ont été développés sur la base la presse de type Hoek (FIG. II.1.2b). Alsayed (2002) utilise des échantillons cylindriques évidés (tubes) à l'intérieur desquels est appliquée une pression hydraulique p_i différente de la pression de confinement p_o exercée à l'extérieur du tube (Fig.II.1.3a). Les contraintes principales, σ_r (radiale), σ_θ (tangentielle) et σ_z (verticale) sont *calculées* à partir des valeurs de P_i et P_o à partir de la théorie de l'élasticité.
Le dispositif développé par Crawford et al. (1995) et Smart et al. (1999) permet d'appliquer des contraintes radiales différentes sur la surface courbe d'un échantillon cylindrique plein

(Fig. II.1.3b). L'échantillon est enveloppé dans une gaine en nitrile sur laquelle sont collés 24 tuyaux déformables en PVC parallèles à l'axe du cylindre. L'ensemble est confiné dans une cellule indéformable cylindrique et placé sous le piston vertical de la presse axisymétrique. Au cours de l'essai, des pressions hydrauliques différentes sont appliquées à l'intérieur des tuyaux par couple ou groupes de six créant ainsi une anisotropie des contraintes horizontales.

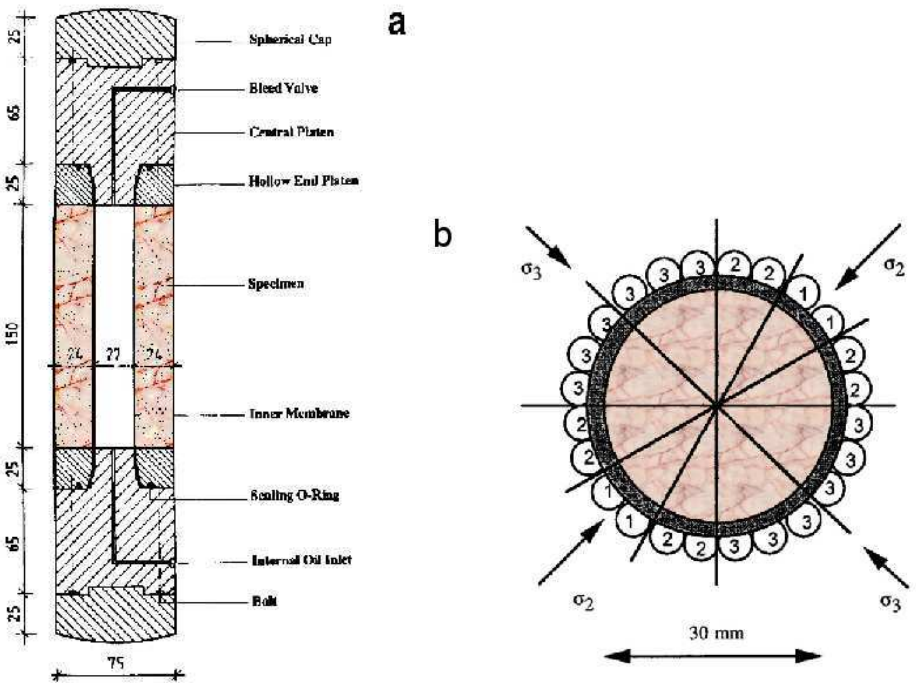

FIGURE II.1.3 – *Adaptations de Hoek en presse poly-3D. a) Illustration en coupe de l'échantillon creux préparé et équipé pour la presse de Alsayed (2002) ;b) Vue en coupe transversale du modèle équipé des tuyaux de chargement (Smart et al., 1999).*

Les dispositifs de Crawford et al. (1995) et Alsayed (2002) ont l'avantage de pouvoir utiliser des formes d'échantillons cylindrique, c'est-à-dire de pouvoir utiliser des tronçons de carottes. Cependant la distribution des contraintes compressives au sein de l'échantillon est complexe et hétérogène.

Un champ de contraintes compressives homogène dans l'échantillon peut être obtenu avec une autre forme d'échantillon et un autre type de presse : *la presse polyaxiale.*

La presse polyaxiale (FIG. II.1.1f et g)

Ce type de presse, aussi dénommée presse poly-3D ou triaxiale vraie (*true triaxial*), a été initialement développé pour l'étude des sols. A la différence de la presse axisymétrique (FIG.II.1.2), cette presse permet d'appliquer des contraintes principales différentes et indépendantes, sur des échantillons de forme cubique ou parallélépipédique. On dispose donc avec ce type de presse d'*une palette de conditions d'essais plus étendue* et réaliste géologiquement.
L'application du chargement polyaxial s'effectue soit à l'aide de trois couples de pistons

rigides, soit par l'intermédiaire de fluide sous pression soit par une combinaison de ces deux techniques.

Le chargement par pistons rigides
Les déformations de l'échantillon sont générés par les déplacements des plateaux engendrant, *a priori*, des contraintes principales dans l'échantillon (FIG. II.1.4). Pour que les contraintes principales soient orientées parallèlement à la direction de raccourcissement, il est impératif qu'il n'existe pas de contraintes tangentielles (friction) sur les faces de l'échantillon, qui perturbent le champ des contraintes dans l'échantillon. La réduction de la friction représente un problème difficile, surtout pendant des essais sur roche dures. Dans le chapitre I.3, nous allons revenir à ce problème en présentant les solutions adoptées dans notre presse.

FIGURE II.1.4 – *Dispositif polyaxial, équipé de trois paires de pistons rigides, développé par Rao and Ramana (1994).*

Le chargement par parois souples
Les contraintes sont ici directement appliquées dans les trois directions par l'intermédiaire d'une pression de fluide (air ou huile) à l'aide de plateaux souples (poches). Ce type d'équipement a pour avantage de pouvoir suivre de manière précises les chemins des contraintes imposées, d'assurer une bonne uniformité du champ des contraintes, surtout dans les petites déformations (Yamada and Ishiara, 1979).

Néanmoins l'utilisation de plateaux, souples ou rigides, gêne significativement l'équipement de l'échantillon en dispositifs de suivi de déformation en contact direct, avec un risque de détérioration de ces dispositifs.

Le chargement mixte
Mogi (1971) développe une des premières presses polyaxiales combinant les chargements rigide et fluide pour l'étude de la fracturation des roches. La pression de fluide est ici fournie par une cellule de type triaxiale, agissant uniquement sur deux surfaces opposées, parallèles, de l'échantillon. Elle génère en général la contrainte principale mineure σ_3. Deux paires de

pistons rigides, immergés dans la cellule, assure la déformation de l'échantillon dans les deux autres directions de l'espace. Les surfaces en regard avec le fluide de confinement peuvent ainsi être instrumentées. L'autre avantage de cette presse est de n'avoir se préoccuper de la friction que sur quatre des surfaces de l'échantillon. Ce type de presse polyaxiale est relativement répandue, à l'état de prototype souvent unique, et fait l'objet de nombreuses adaptations selon les besoins des expérimentateurs (Handin et al., 1967; Mogi, 1971; Haimson and Chang, 2005; Pettitt and King, 2004; King et al., 1995; King, 2002; Tiwari and Rao, 2004; Alexeev et al., 2004; Chang and Haimson, 2005).

Les chemins de chargements
Le chargement d'un échantillon commence par la mise en pression hydrostatique jusqu'à la valeur choisie comme étant celle de la contrainte principale minimale σ_3 pendant le test. Ensuite, selon l'objectif de l'essai, les chemins de chargement peuvent être très variés. Les deux autres contraintes peuvent évoluer soit indépendamment, soit simultanément, jusqu'à la rupture de l'échantillon. A la fin de l'essai les trois contraintes sont ramenées au niveau de la valeur de la pression de confinement et l'ensemble est déchargé de manière hydrostatique.

II.2 Le comportement mécanique et la rupture des roches lors des essais

II.2.1 Les résultats des essais en traction pure et de fendage

L'essai en traction pure (Fig.II.1.1b)

Durant cet essai, aussi appelé test de *tension uniaxiale*, un déplacement en traction est appliquée aux extrémités de l'échantillon de forme longitudinale parallèlement à son axe, générant ainsi une contrainte extensive σ_3 au sein de l'échantillon. La pente de la partie linéaire (considérée "élastique") de la courbe expérimentale $\sigma_3 = f(\varepsilon)$ est égale au module d'Young. Avec le déplacement croissant, on observe la formation d'une *fracture unique* perpendiculaire à la direction de traction (donc perpendiculaire à σ_3) dont les surfaces montrent des figures fractographiques similaires à celles observées sur les surfaces de diaclases.

L'essai de fendage (Fig.II.1.1a)

Ces tests portant aussi le nom d'essai brésilien, (Jaeger and Hoskins, 1966) sont plus simples à mettre en place que l'essai en traction pure et sont devenus populaires dans les années 50 pour déterminer la résistance en extension du béton et des roches. Dans ce cas, la contrainte extensive au sein de l'échantillon est générée sous une compression parallèle au diamètre de l'échantillon cylindrique, le long de sa génératrice (Fig. II.2.5). Cette contrainte extensive est appelée *contrainte extensive induite ou indirecte* et peut être calculée à partir de la théorie de l'élasticité (Wright, 1955).

La rupture qui apparaît au cours de l'essai brésilien est parallèle à la contrainte compressive appliquée (Fig. II.2.5c). *Les figures fractographiques* (plumes) (Fig.II.2.5b) présentes sur la surface de rupture ressemblent à celles visibles sur les surfaces de rupture des diaclases naturelles (Fig.I.2.5). *Il n'est pas nécessaire d'appliquer de la traction au limite de l'échantillon pour obtenir une fracture perpendiculaire à la direction de σ_1 compressif.* La rupture

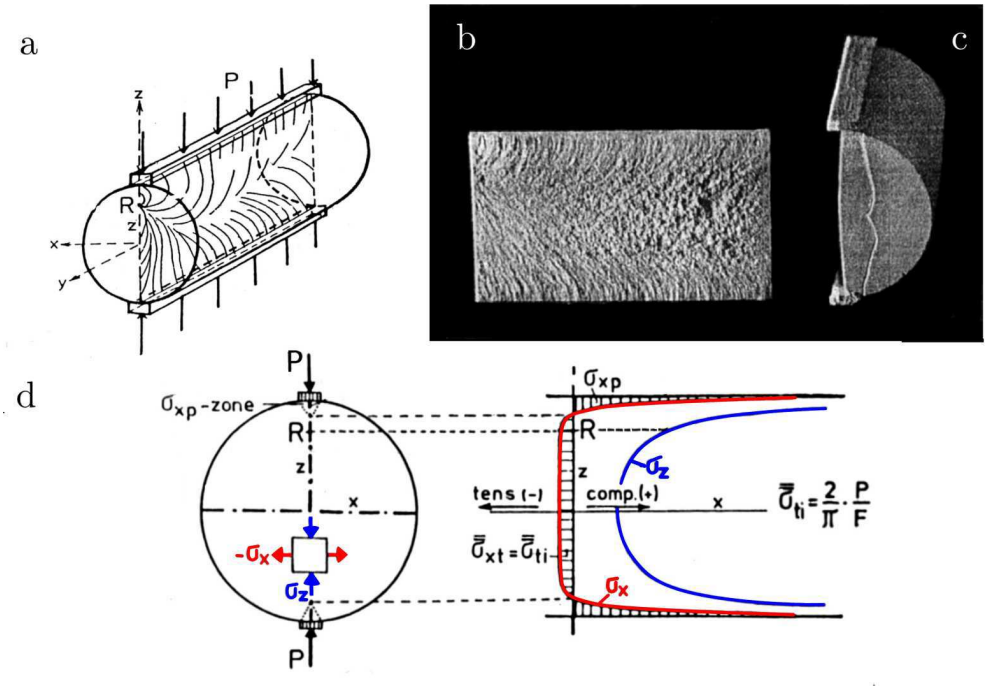

FIGURE II.2.5 – *Essai brésilien. a) Schéma de l'expérience ; b) Vue en plan de la surface d'un échantillon de calcaire micritique ; c) Vue en perspective de l'échantillon fracturé ; d) Distribution des contraintes horizontale σ_x et verticale σ_y le long de l'axe diamétral. Modifié d'après (Gramberg, 1989).*

est ici contrôlée par la géométrie particulière de l'échantillon et une sollicitation localisée peu représentative d'un chargement naturel.

II.2.2 Les résultats des essais en compression

II.2.2.1 Essais réalisés avec la presse triaxiale conventionnelle

Les résultats des essais drainés en compression uni- et triaxiale montre que le comportement mécanique des roches dépend de la pression de confinement et de la déformation appliquée (FIG. II.2.6).
La relation entre la contrainte différentielle $\tau = \sigma_1 - \sigma_3$ et la déformation axiale ε_1, est typiquement quasi-linéaire jusqu'à un seuil (appelé le seuil de plasticité, τ_s), qui dépend de la pression de confinement P. Une fois le seuil de plasticité atteint, la relation $\sigma_1 - \sigma_3 = f(\varepsilon_1)$ n'est plus linéaire. Sous les pressions faible à moyenne, la déformation plastique se localise le long de bande de rupture (régime cassant ou fragile) alors que sous des pressions fortes la déformation est distribuée dans l'ensemble du volume (régime ductile). L'angle de rupture θ par rapport à la contrainte principale σ_1, évolue avec p. Cet angle peut être nul pour p = 0 et augmente jusqu'à 20-35°, selon le type de roche, pour une pression croissante. Cependant, le plus souvent, $\theta \approx 20^\circ$ pour p = 0 (FIG. II.2.7).

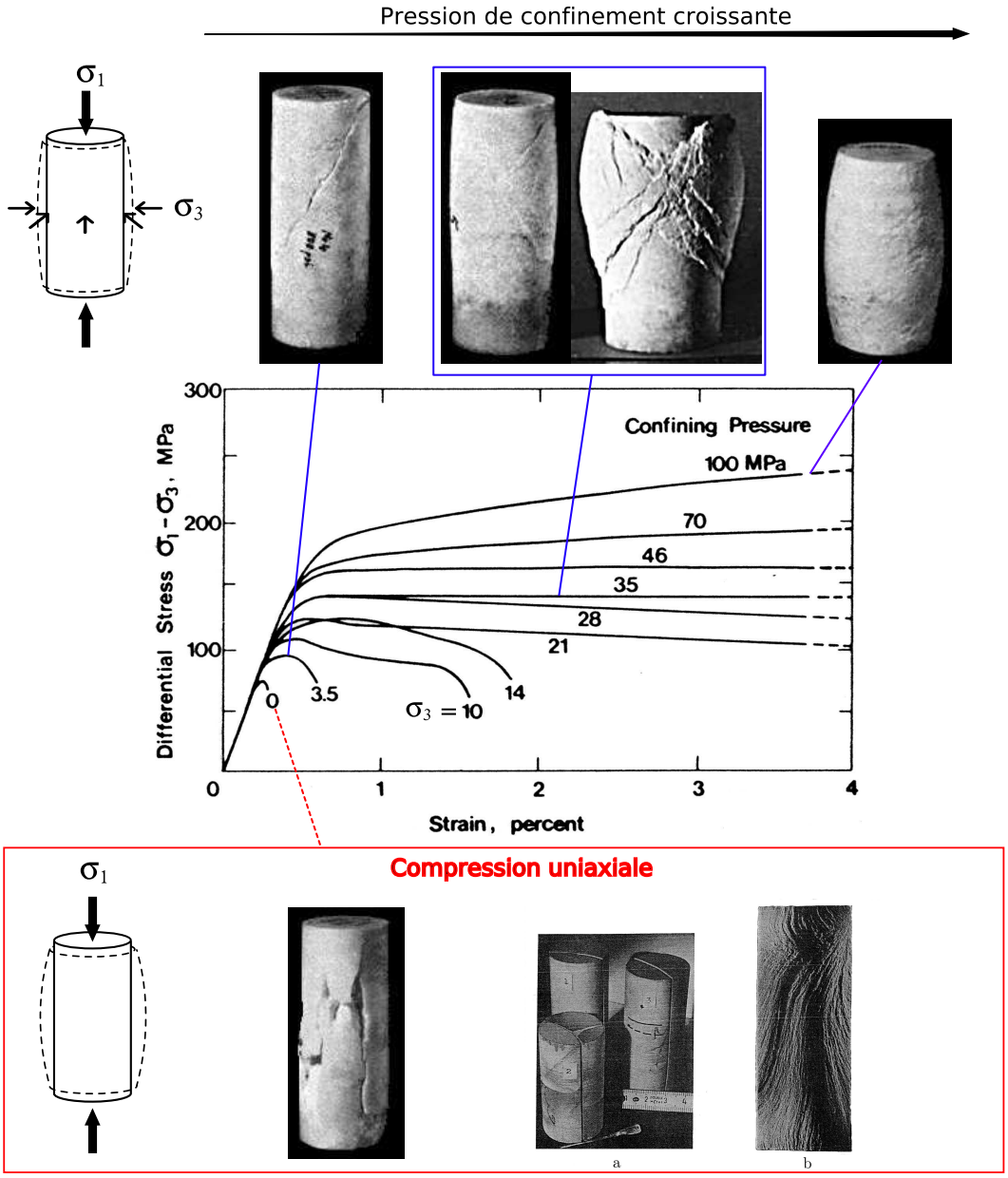

FIGURE II.2.6 – *Courbes contrainte différentielle-déformation axiale et résultats typiques des essais en compression uniaxiale et triaxiale pour une pression de confinement croissante sur un échantillon calcaire.*

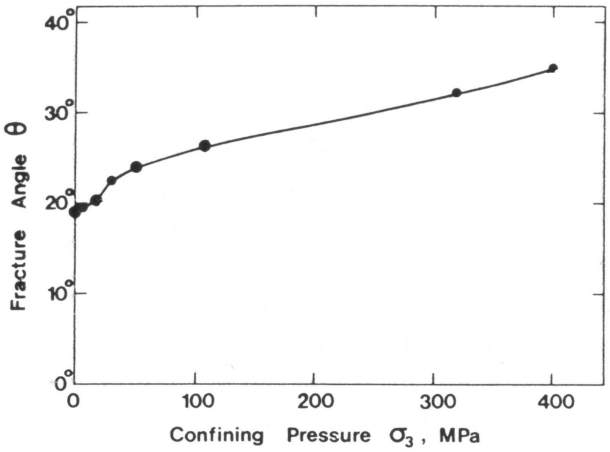

FIGURE II.2.7 – *Angle θ entre la surface de rupture σ_1 en fonction de la pression de confinement pour des échantillons de marbre de carrare sous une compression axisymétrique.(Paterson, 1978).*

Afin d'essayer de comprendre les facteurs qui contrôlent ces différents comportements, nous allons examiner plus en détails les résultats de ces essais.

La fracturation en compression uniaxiale

Quand la friction aux contacts plateaux-échantillon est faible, on observe parfois un fissuration axiale verticale, subparallèle à σ_1 (Wawersik and Fairhurst, 1970; Wawersik and Brace, 1971) (échantillon calcaire)(FIG. II.2.8). Ce type de rupture est appelé « *slabbing* » (Fairhurst and Cook, 1966) « *axial cleavage fracture* » (Gramberg, 1989), « *vertical splintering* » (Rinehart, 1966; Wawersik and Fairhurst, 1970), « *axial splitting* » (Paul and Gangal, 1966), « *extension fracture* »(Griggs and Handin, 1960; Paterson, 1978).Paul and Gangal (1966) affirment que si les extrémités des échantillons de calcaire d'Indiana sont soigneusement lubrifiés pour réduire le frottement, l'échantillon se rompt en compression par clivage axial. Bieniawski (1967) a obtenu une rupture en clivage axial sur la norite et la quartzite en utilisant des plateaux de chargement égalisés de même diamètre que celui de l'échantillon testé.
Peng and Johnson (1972) ont réalisé des essais sur le granite de Chelmsford en utilisant des inserts de même section et de même rigidité que l'échantillon pour obtenir un chargement uniforme. Ils ont obtenu des fissures de type splitting parallèles aux axes des échantillons. Haied et al. (1997) ont obtenu un splitting axial sur des échantillons prismatiques de grès de Fontainebleau.
Nous avons obtenu un résultat similaire avec des échantillons parallélépipèdiques de calcaire micritique de 2 cm de hauteur pour 1 cm de largeur (Fig. II.2.9a) avec une faible friction au contact presse-échantillons.

La plupart des essais ne produisent pas de splitting surtout si la friction n'est pas suffisamment réduite. On obtient soit des surfaces de rupture en cônes dont les axes coïncident avec celui de l'échantillon (Fig.II.2.9b), soit une fractures obliques qui traversent l'échantillon (rupture cisaillante).

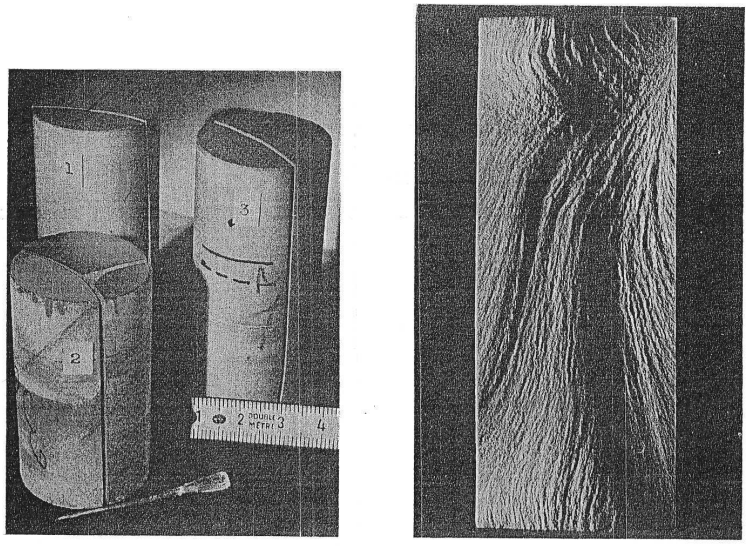

FIGURE II.2.8 – *Echantillons cylindriques de calcaire micritique fracturés en compression uniaxiale. a - vue en perspectives ; b - vue d'une surfaces de fracture et des figures fractographiques associées (Gramberg, 1989).*

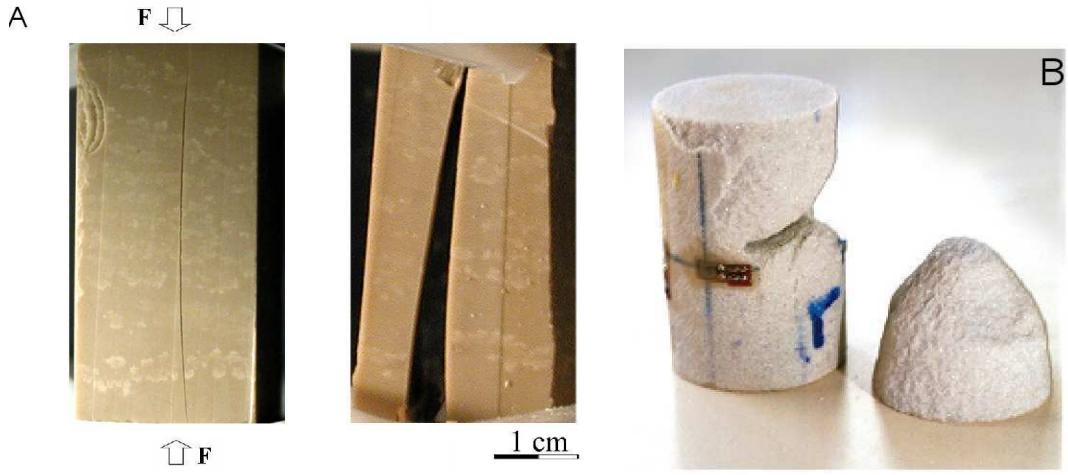

FIGURE II.2.9 – *Deux types de ruptures obtenues en compression uniaxiale. a) Ruptures d'un échantillon de calcaire micritique avec des conditions de friction faibles entre l'échantillon et les plateaux, Photo C. Jorand ; b) Un échantillon rompu de grès de taille* 6×4 *cm (d'après El Bied (2000)).*

Les ruptures coniques mettent en cause *l'homogénéité de l'essai car elles sont directement associées aux effets de contact aux extrémités de l'échantillon*, individualisant les *"cône de frottement"*
Paul and Gangal (1966) affirment que dans le cas d'extrémités non lubrifiées et de contact direct roche-acier, une rupture se produit le long d'un plan oblique à l'axe de l'échantillon (Bieniawski, 1967; Vardoulakis et al., 1998).

II.2.2.2 Compression axisymétrique

Une littérature abondante existe sur ce type d'essai effectués sur une grande variété de roche ; sur le granite (Peng and Johnson, 1972; Sprunt and Brace, 1974; Mosher et al., 1975; Tapponnier and Brace, 1976; Hadley, 1976; Kranz, 1980, 1979; Wong, 1982; Holcomb, 1992; Reches and Lockner, 1994; Hoxha et al., 2005) mais également sur le quartz (Hallbauer and Cook, 1973), sur le grès (El Bied, 2000; Du Bernard et al., 2002; Klein and Reuschle, 2003), sur le calcaire (Olsson, 1974), sur le marbre (Nolen Hoekseman and Gordon, 1987), sur le sel (Lajtaj et al., 1994), sur le béton (Bascoul et al., 1993), sur l'argile (Hicher et al., 1994) et sur la marne (Raynaud, 1995). A partir d'examens au microscope électronique à balayage (MEB) de lames minces prélevées des échantillons déformés, les expérimentateurs ont essayé de caractériser la distribution et l'organisation des divers micromécanismes de rupture identifiables. Ils ont mis en évidence plusieurs phases principales dans le processus de rupture (Fig.II.2.10).

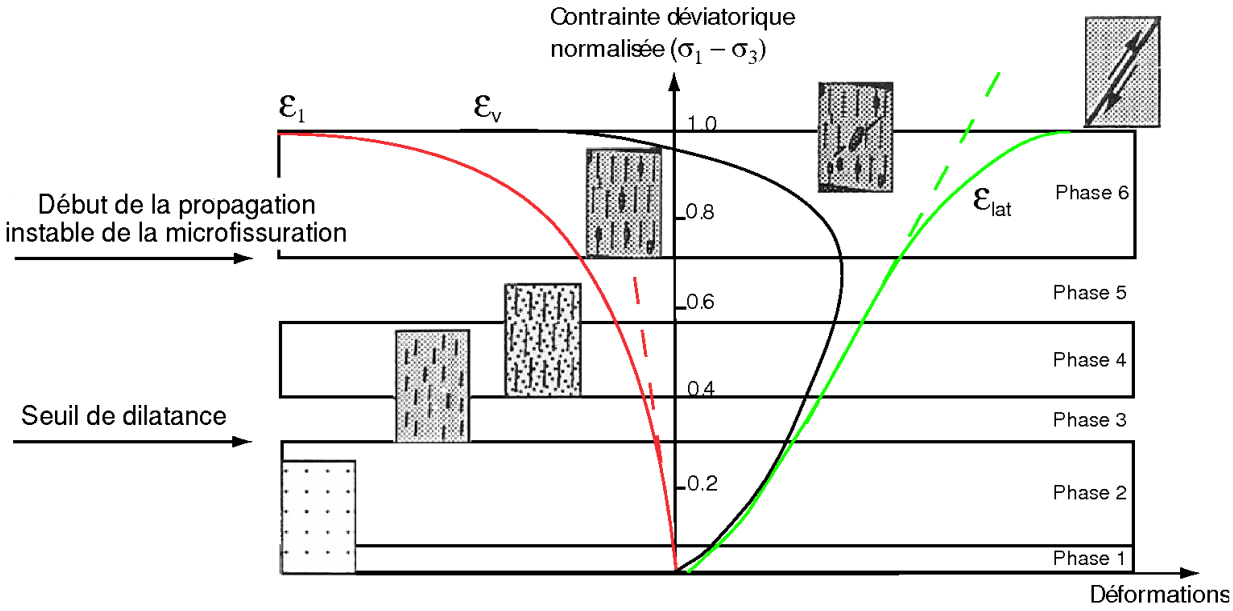

FIGURE II.2.10 – *Phases principales de la déformation et de la rupture d'un échantillon de roche cylindrique soumis à une compression tri-axiale. (d'après Haied (1995)).* ϵ_1 = *déformation axiale,* ϵ_v = *déformation volumique,* ϵ_{lat} = *déformation latérale. Une pente de courbe déformation* ε_i *négative est synonyme d'un raccourcissement de l'échantillon dans la direction mesurée, une pente de courbe de déformation volumique positive implique une réduction de volume total de la roche.*

– ***PHASE 1 : phase de serrage***

La courbe $\sigma_1(\varepsilon_1)$ a une forme concave. Cette concavité est le résultat de la mise en place du système. La déformation de l'échantillon est en contraction caractérisée par une fermeture initiale des microfissures préexistantes. Le matériau devient de plus en plus rigide pendant la fermeture des microfissures.

– ***PHASE 2 : phase linéaire***

Les microfissures susceptibles de se fermer le sont déjà et les concentrations de contraintes à l'échelle microscopique ne sont pas suffisantes pour générer de nouvelles fissures. Paterson (1978) conclue que la majeure partie de la déformation dans la partie linéaire de la courbe $\sigma_1(\varepsilon_1)$ est due à la déformation élastique des grains, bien que des déformations non élastiques soient parfois observées, dû au glissement le long de fissures préexistantes ou les bords de grains. Walsh (1965) insiste sur cette coexistence et montre que la déformation élastique s'accompagne de glissement des grains les uns par rapport aux autres. Ceci conduit à un effet d'hystéresis lors de cycles de charge décharge (Cook and Hodgson, 1965; Walsh and Brace, 1972) mettant en évidence une dissipation d'énergie due au glissement intergranulaire (Goodman, 1989).
Ainsi si la linéarité $\sigma_1 - \sigma_3 = f(\varepsilon_1)$ ne signifie pas que la roche se comporte de manière purement élastique (c'est-à-dire que les déformations sont réversibles). En effet, de nombreux auteurs ont montré que la rigidité de la roche dépend de la pression de confinement. La pente de la courbe $\sigma_1 = f(\varepsilon_1)$ (module de Young) s'accroît lorsqu'on augmente la pression de confinement (Wilhelmi and Somerton, 1967; Kulhawy, 1975).

– ***PHASE 3, 4 et 5 : seuil de microfissuration et intensification de la microfissuration***

Les nouvelles microfissures commencent à se former en réponse à l'augmentation de la charge. Les émissions acoustiques montrent que les microfissures se répartissent aléatoirement et uniformément dans l'échantillon, à l'exception des zones près des plateaux, influencées par le frettage. A ce stade, la courbe ($\sigma_1 - \sigma_3 = f(\varepsilon_1)$) est encore linéaire. Des observations optiques sur du granite et du marbre montrent une prolifération de microfissures préférentiellement axiales. Wawersik and Fairhurst (1970); Wawersik and Brace (1971); Bombolakis (1973) ont mis en évidence l'existence d'une population importante de microfissures subaxiales faisant un angle inférieur à 15° avec la direction de σ_1. Un effet de dilatance volumique se produit. Le concept et le terme de dilatance dans les matériaux granulaires ont été introduits par Reynolds (1886). Il la définissait comme la variation non réversible du volume de la masse granulaire associée à la déformation cisaillante. Santarelli and Brown (1989) ont remarqué que le grès de Doddington, affecté d'une fracturation très diffuse, se rompt en compression simple en produisant une grande quantité de sable. Une dilatance très diffuse a également été observée dans le grès de Castelgate avant le pic de résistance. Cette dilatance serait attribuée à une décohésion des grains de quartz plutôt qu'à leur microfissuration et elle n'affecte pas davantage la zone qui deviendra le lieu de la macrofissure que la partie centrale de l'échantillon non affectée par les effets de bords. Ce phénomène de décohésion peut expliquer les venues de sable dans les puits de forage. Aux environs de 50-55 % de la résistance à la rupture, une augmentation relativement

importante des émissions acoustiques, et donc de la microfissuration, est enregistrée. Une pression de confinement a pour effet de s'opposer et d'inhiber l'initiation et la croissance des microfissures.

Entre 70 et 90 % de la résistance à la rupture, De nouvelles fissures s'associent aux anciennes. Les foyers des émissions acoustiques se concentrent au niveau zone isolées de la taille de quelques grains dans l'éprouvette, signe d'une microfissuration élevée. (Wong, 1982; Ord et al., 1991).

– PHASE 6 et 7 : propagation instable de la microfissuration

Les déformations dans l'éprouvette deviennent fortement inhomogènes à ce stade et se localisent dans une bande mince, qui correspond à la future macrorupture. Les processus de microfissuration dépendent des concentrations de contraintes locales à l'échelle du grain. Leur développement est donc influencé par les hétérogénéités locales telles que, par exemple, les pores, les contacts entre les grains, les surfaces de ces grains, les plans de clivages de certains minéraux et la présence des microfissures voisines. Les microfissures gardent une distribution spatiale à peu près homogène dans tout le reste de l'échantillon.

Des observations montrent que le plus grand nombre de fissures apparaissent en mode d'ouverture (mode I) et soulignent la rareté des fissures de cisaillement (Wawersik and Brace, 1971; Peng and Johnson, 1972; Dunn et al., 1973; Hallbauer and Cook, 1973; Bombolakis, 1973; Olsson and Peng, 1976; Tapponnier and Brace, 1976; Kranz, 1980; Wong, 1982). La bande de cisaillement macroscopique se développe à partir de la coalescence des microfissures en mode I. Une rapide coalescence des zones à densité de fissuration élevée par coalescence des microfissures donnent naissance à une bande de cisaillement. La majorité de la déformation est concentrée dans une telle bande large de quelques grains, où les fissures coplanaires font un angle compris entre 15 et 45 degrés. Les régions situées à quelques grains de ce plan de rupture ont conservé une microstructure identique à celles observées dans tout l'échantillon près du pic de rupture.

II.2.2.3 Résultats des essais polyaxiaux

L'application d'une contrainte principale intermédiaire σ_2, qui diffère de la contrainte principale mineure σ_3, à une influence sur la résistance de l'échantillon et sur l'orientation du plan de rupture.

Influence de la valeur de σ_2 sur la résistance en compression de l'échantillon
Pour une valeur maintenue constante de σ_3, Haimson and Chang (2005) montrent que le seuil de rupture d'un granite augmente de manière significative avec σ_2. Ce comportement est aussi observé dans de nombreuses roches sédimentaires (Fig. II.2.11). Une augmentation de la résistance jusqu'à 50% est observée par rapport à des tests axisymètriques pour certaines roches.
L'orientation des plans des microfissures qui apparaissent dans la proximité immédiate de la future macrorupture cisaillante est aléatoire quand $\sigma_2 = \sigma_3$ et devient parallèle à la direction de σ_2 lorsque $\sigma_2 - \sigma_3$ augmente. La macrorupture finale est parallèle à la direction de σ_2. Il faut noter que certaines roches semblent peu sensibles à σ_2 (cornéenne, métapélite) (Chang and Haimson, 2005).

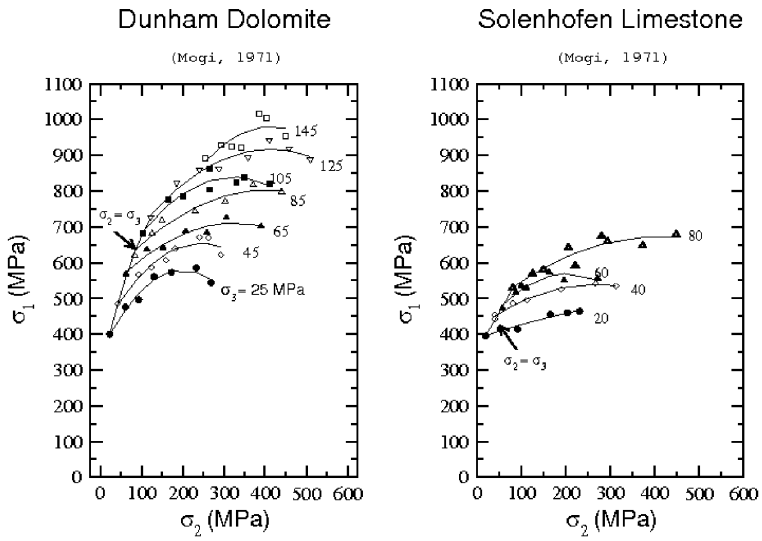

FIGURE II.2.11 – *Courbes $\sigma_1(\sigma_2)$ à la rupture à pression de confinement σ_3 variable. Le type de presse identique à celle développée par Mogi (1971).*

Influence de σ_2 sur l'angle θ par rapport à σ_1

L'angle θ diminue avec la réduction de σ_2 (Haimson and Chang, 2005) (Fig. II.5).

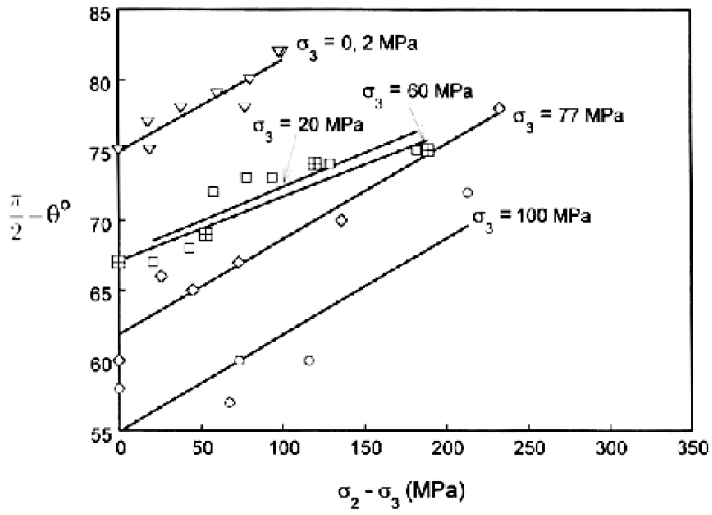

FIGURE II.2.12 – *$(\frac{\pi}{2} - \theta)$ en fonction de $(\sigma_2 - \sigma_3)$, à σ_3 constant, dans des essais polyaxiaux sur des échantillons du granite de Westerly (d'après Haimson and Chang (2000))*

Gau et al. (1983) ont testé l'influence de la rigidité du contact entre l'échantillon et le piston sur la résistance de l'échantillon. Ils qualifient ce contact de rigide, lorsque ils introduisent des films fins de Teflon entre l'échantillon et les plateaux et de souple lorsque ils intercalent une poche de caoutchouc remplie d'un mélange émulsifié de vaseline.
Dans le cas d'un contact souple, la résistance en compression de la roche est plus importante que dans le cas d'un contact rigide (FIG.II.2.13) et la surface de rupture est mieux définie. Les auteurs concluent que lors d'un chargement souple, la pression appliquée est répartie de manière plus uniforme le long des contacts et que les contrainte de cisaillement sont faibles. Par conséquent, *les résultats de ces essais reflètent plus fidèlement le comportement mécanique de la roche.*

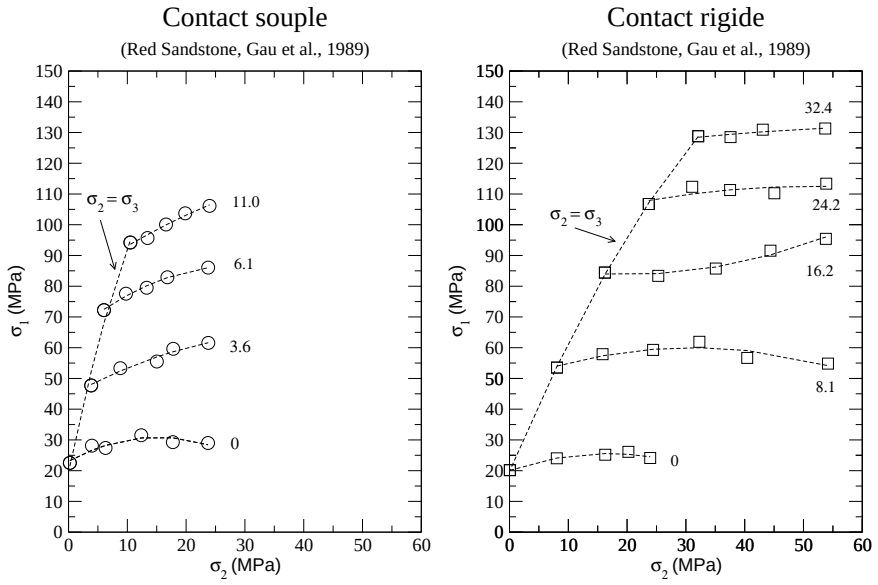

FIGURE II.2.13 – *Courbes σ_1 et σ_2 en fonction de σ_3 pour des contacts souples et rigides.(d'après Gau et al. (1983))*

Ainsi, nous voyons que les valeurs relatives des trois contraintes et la manière dont celles-ci contrôlent la rupture. Dans la plupart des essais publiés, il n'est observé en général qu'une fracture unique. La mise en place d'un réseau de fractures parallèles ne semble donc pas réalisable en utilisant directement une roche.

Les essais sur roches comportent plusieurs inconvénients imputables d'une part, à la complexité de l'échantillon, aux protocoles liés à sa préparation et d'autre part, aux protocole des tests mécaniques.
L'échantillon de roche a de toute évidence une structure très *complexe* par rapport à la plupart des matériaux utilisés par l'ingénieur. Si elle apparaît homogène macroscopiquement (absence d'hétérogénéités visibles, de fissures, porosité apparemment homogène) et élastiquement isotrope, une roche est forcément *hétérogène* au niveau microstructural. D'une part elle est composée d'un assemblage de grains pouvant avoir des géométries, des propriétés mécaniques très différentes. D'autre part, l'histoire de la roche *in-situ* depuis sa formation jusqu'à son échantillonnage est complexe et souvent polyphasée. Cela pose le problème de la *répétabilité* des essais. Deux échantillons différents de la même roche donneront des résultats sensiblement différents.

Par ailleurs, le principe même de l'échantillonage est intrinsèquement problématique. Celui-ci consiste à prélever un échantillon de roche soumis à des contraintes *in-situ* 3D pour l'acheminer en laboratoire, c'est à dire à l'air libre où la pression est quasiment nulle. Si le futur échantillon, non fracturé, a accumulé des contraintes résiduelles, celles-ci vont avoir tendance à être libérées sous forme de microfissures localisées ou de macroruptures. L'échantillon de roche n'est donc plus identique à la roche dont il est issu, limitant *l'interprétation des résultats* des essais concernant les propriétés de la roche mère.

La résistance en compression des roches peut atteindre des dizaines de mégaPascals. L'étude de leur comportement à différentes pressions ou de déviateur de contrainte nécessite donc l'application de forces considérables, proportionnelles à la section de l'échantillon. Cela implique un dispositif lourd, coûteux et souvent volumineux. Les plateaux des presses étant plus rigides que les échantillons testés, cela induit un phénomène de frettage aux extrémités de l'échantillon et va perturber de manière significative sa déformation. Ce phénomène sera particulièrement marqué sur un échantillon de petite taille soumis à des contraintes importantes, comme par exemple dans une presse polyaxiale. En conséquence, la distribution des contraintes et les déformations de l'échantillon, qui contrôle la rupture, ne seront pas homogène.

Pour s'affranchir d'une partie ou de tous les inconvénients cités ci-dessus, quelques expérimentateurs sont venus à utiliser d'autres matériaux, les *analogues de roches*.

II.3 Étude antérieures de la fracturation sur des analogues de roche

Les propriétés mécaniques et la composition structurale des matériaux choisis comme modèles analogiques sont volontairement moins complexes que celles d'une roche. Les propriétés mécaniques de ces matériaux sont connues et doivent être *identiques d'un échantillon à un autre*. Cette constance permet d'une part, d'adapter parfaitement les dispositifs et les protocoles expérimentaux au comportement mécanique des échantillons et d'autre part, d'assurer une *bonne reproductibilité des résultats*.

II.3.1 La rupture en Mode I

La propagation des fissures en mode I à partir de défauts préexistants en compression

Typiquement, pour générer des fractures en mode I, on introduit des défauts macroscopiques dont la géométrie particulière va permettre d'induire localement des contraintes extensives en réponse à la compression appliquée à l'échantillon. Deux géométries différentes de défauts sont introduites dans des échantillons homogènes de forme parallélépipédiques.

La première géométrie consiste en un trou circulaire traversant l'échantillon entier. Ce défaut est orienté perpendiculairement à la contrainte σ_1. La présence de ce trou a pour but d'idéaliser l'effet géométrique, en deux dimensions, d'un pore ou d'une inclusion moins rigide que la roche environnante. A plus grande échelle, il simule la présence d'un puits de forage.

La deuxième géométrie est un trou de forme elliptique et d'orientation variable par rapport à σ_1. Le rapport d'ellipticité varie selon la longueur de l'entaille et la volonté des expérimentateurs de laisser se produire un contact frictionnel entre les parois internes du défaut lorsque l'échantillon est sollicité en compression. Ce défaut simule la présence d'un microcrack ou d'un plan de glissement préexistant dans un volume rocheux.

Le matériau le plus utilisé est le polyméthyl métacrylate ou PMMA ou encore Plexiglas. Son comportement mécanique est cassant sous une faible pression et léger confinement latéral. Il devient ductile lorsqu'il est soumis à de fortes pressions (Bowden and Raha, 1970). Les expériences menées avec ce matériau visent, soit à comprendre la propagation et le branchement des fissures (Petit, 1988; Barquins and Petit, 1992; Petit and Barquins, 1993), soit à comparer les caractéristiques cinématiques de cette propagation avec l'allure des figures fractographiques observées sur les surfaces de la rupture (Auzias et al., 1993; Fineberg and Marder, 1999). Les mêmes phénomènes sont étudiés par Nemat-Nasser and Horii (1982) sur des échantillon à base de résine polymère ou de verre (Cotterell, 1965) .

Les expériences menées en compression uniaxiale montrent que la présence de ces défauts permet l'initiation et la propagation de fractures parallèles à σ_1. Celles-ci s'initient dans la zone de plus forte traction induite pendant la compression.
Dans le cas d'un trou circulaire, la traction est maximale aux points où la direction de la contrainte principale et la tangente au trou sont perpendiculaires (FIG. II.3.14). Pour un défaut oblique cette zone est située vers l'extrémité du défaut. Dans les deux cas, la fissure s'initie à l'extrémité du défaut et se propage en se parallélisant à la compression.
Dans le cas d'un défaut oblique la fissure obtenue est dénommée "Wing Crack" en rapport avec sa géométrie (FIG. II.3.15). La fissure suit durant sa propagation la direction perpendiculaire à la traction maximale.

Une rupture macroscopique traversant tout l'échantillon n'est obtenue que si un grand nombre de défauts est présent (Nemat-Nasser and Horii, 1982). (FIG. II.3.16).

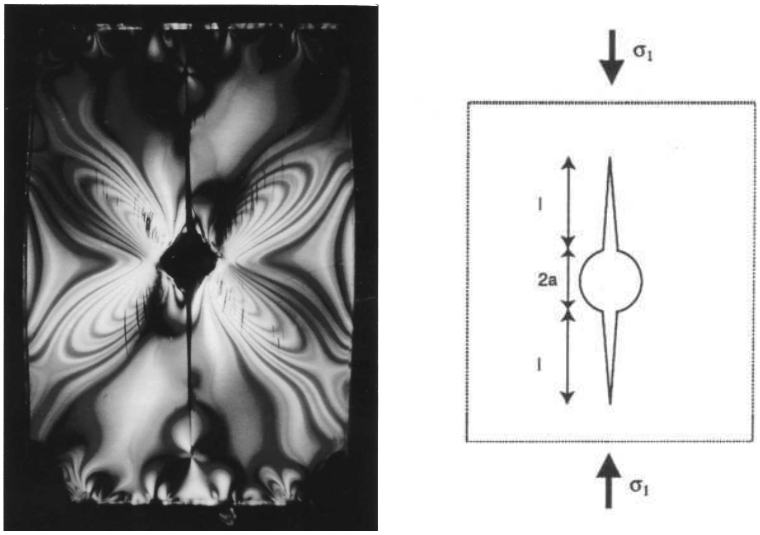

FIGURE II.3.14 – *Images photoélasticimétrique d'une éprouvette de PMMA avec un trou circulaire centré après chargement uniaxial vertical en présence d'alcool ethylique. La fracture en mode I s'initie au niveau du trou et elle ne traverse pas l'intégralité de l'échantillon (I est de l'ordre de 2a). (Petit and Barquins, 1993) ;*

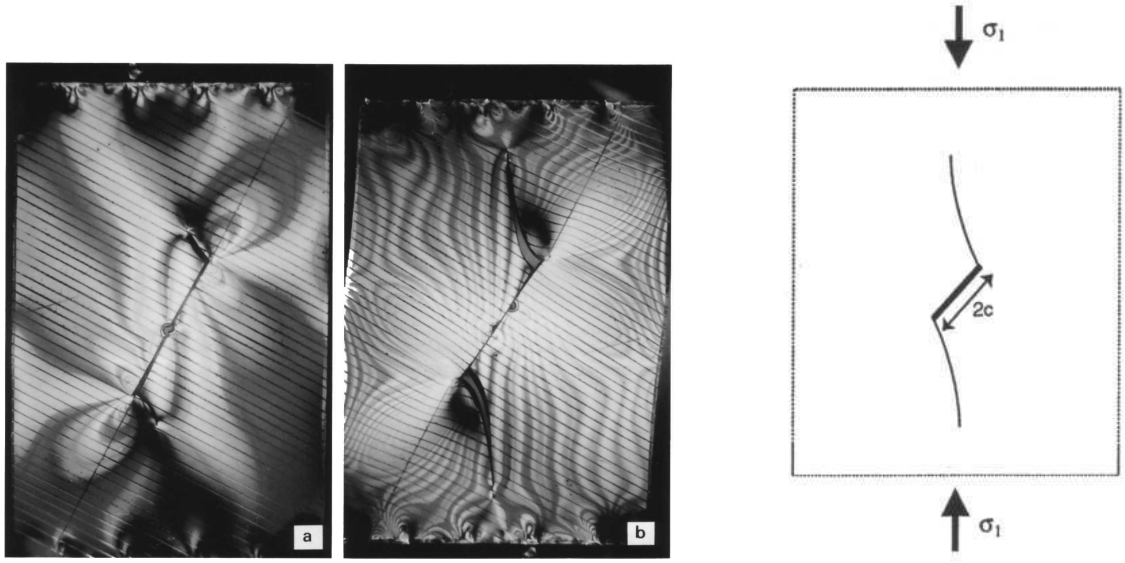

FIGURE II.3.15 – *a) Images photoélasticimétriques d'une éprouvette de PMMA avec une coupure oblique soumis à la compression uniaxiale, et incliné de 30° par rapport à σ_1 vertical. On voit le début de la propagation des fissure branchées (wing cracks) ; b) le stade de déformation plus avancée (Petit and Barquins, 1993)*

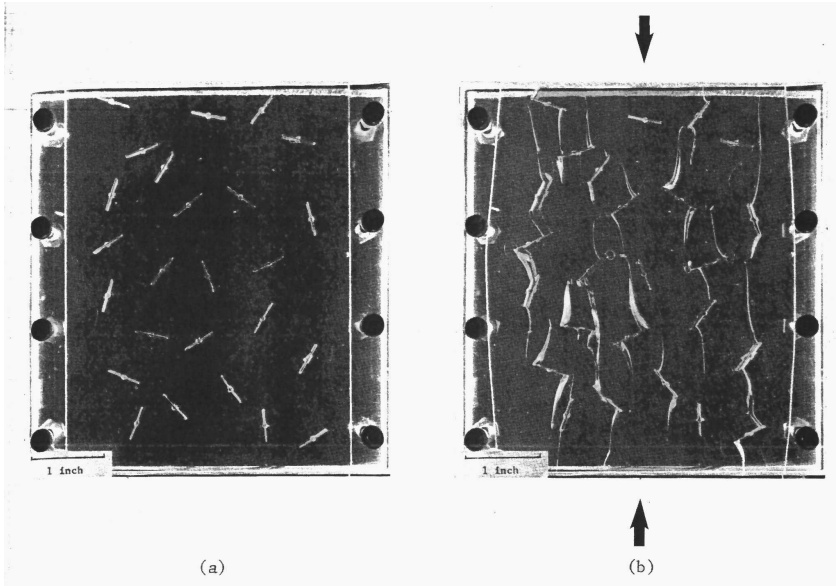

FIGURE II.3.16 – *a) Echantillon de résine avec défauts obliques orientées de manière aléatoire ; b) la même éprouvette après une compression uniaxiale verticale.(Nemat-Nasser and Horii, 1982)*

Un chargement biaxial a pour effet de réduire la taille, voire d'inhiber la propagation, de la rupture. Si un chargement biaxial est appliqué à un échantillon comprenant un vide elliptique oblique à la direction des deux contraintes, il apparaît une zone de déformation plastique ductile allongée et alignée dans la direction du défaut (Petit, 1988). Dans ce cas, *Il n'y a pas de propagation d'une rupture fragile oblique à la contrainte principale à partir d'un défaut oblique.* On note l'apparition dans le PMMA de bandes de cisaillement alignées selon la direction du défaut.

Le matériau le plus utilisé pour étudier la mise en place d'un réseau de fissure en ouverture est le vernis craquelant (FIG. II.3.17) (Pollard et al., 1990; Rives, 1992; Cortes, 2000; Sagy et al., 2001). Le principe consiste à enduire un support déformable d'une fine couche de vernis à très faible retrait volumique lors du séchage. Ce support est généralement une plaque de plexiglass ou de polystyrène que l'on va ensuite soumettre, une fois le vernis séché, à diverses sollicitations (courbure, torsion et traction) qui vont générer de l'extension dans la couche de vernis solidaire de la plaque. Les fractures s'initient sur des défauts, comme les microscopiques bulles d'air emprisonnées lors du séchage, et se propagent perpendiculairement à la traction maximale. La densité de fractures dépend de la traction imposée à la couche de vernis et de la densité de défauts emprisonnés. Reches (1998) montre qu'une concentration de fracture (couloirs) apparaît lorsque vitesse de chargement est élévée. Il s'agit dans ce cas d'une génération de fractures branchées (pony tail fractures) qui se developpent lorsque la vitesse de propagation de la fissure atteint une valeur critique proche de la vitesse des ondes de Raileigh dans le matériau. Ce phénomène est aussi observé dans des échantillons de PMMA entaillés d'une encoche en bordure et soumis à une traction perpendiculaire à la direction de l'encoche Fineberg and Marder (1999).

FIGURE II.3.17 – *Réseau de craquelures parallèles dans du vernis craquelant obtenu par traction directe du support (Rives, 1992).*

La propagation des fissures en mode I associée à une dessiccation
Müller (2001) obtient la formation de fractures en extension durant le séchage sous une lampe chauffante de mixtures d'amidon et d'eau dans une boîte rigide. Les contraintes extensives responsables de la propagation des fissures résultent de la contraction volumique du matériau lors de l'évaporation de l'eau. La lampe chauffant la surface du modèle, l'évaporation de l'eau est plus rapide en surface qu'en profondeur. En conséquences les fractures s'initie à la surface du modèle et se propage vers le bas. Les auteurs soulignent que leur modèle n'est pas à l'échelle physique avec une roche naturelle, cependant cette technique a permis de d'étudier la formation de figures de rupture hexagonale semblables aux colonnes basaltiques formées lors du refroidissement d'une lave. Dans le cas où l'épaisseur de l'échantillon est faible les premières ruptures sont dynamiques, dont la vitesse de propagation est de l'ordre de la dizaine de centimètre par seconde. Les surfaces des fractures dynamiques montrent la présence de plumoses identiques à ceux observés sur les surfaces de diaclases.

Des modélisations à base de paraffine, de plasticine et de gélatine sont aussi courantes. La température de fusion de la paraffine varie 50°-60° selon le type de paraffine. Il est donc possible de le faire fondre, puis de le couler en une plaque homogène et de le laisser durcir à température ambiante. On peut ainsi créer des *modèles constitués de plusieurs couches successives distinctes avec des conditions de contacts variables entre les couches.* Bazalgette (2004) l'utilise pour fabriquer des modèles multicouches sollicités en raccourcissement uniaxiale sous différentes valeurs de pression verticale dans le but de simuler la mise en place et l'évolution de la fracturation dans un contexte de pli forcé (FIG.II.3.18). Il obtient des réseaux de fracture parallèles à l'axe du pli en extrados de celui-ci et des bandes de cisaillement conjuguées verticales (mouvement en décrochement). Les fractures formées en extension ne sont pas continues en surface du modèle.
Le contrôle des paramètres mécaniques de la paraffine n'est pas aisé. Ceux-ci varient grandement avec la température ambiante et la vitesse de raccourcissement. L'échantillon peut sous les mêmes condition de chargement développé de la déformation ductile et cassante.

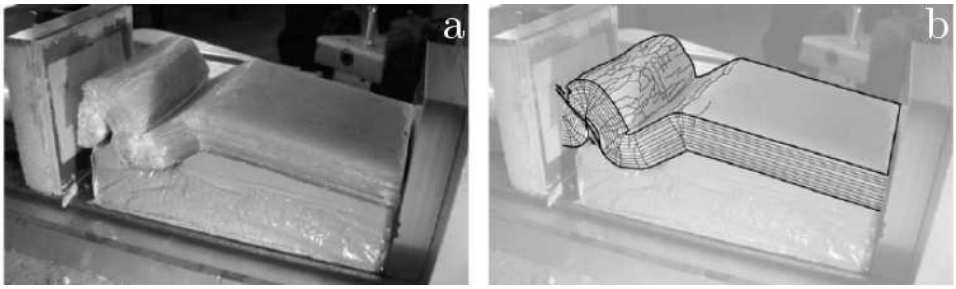

FIGURE II.3.18 – *a) Vue en perspective d'un modèle multicouche de paraffine à la fin d'un test de raccourcissement horizontal sous pression verticale ; b) même modèle avec les fractures redéssinées (Bazalgette, 2004).*

II.3.2 La formation de bandes de déformation cisaillante

Le matériau le plus souvent utilisé est le sable. Nous n'avons pas pour objectif de décrire la mulititude des expériences réalisées avec le sable mais de décrire brièvement certains résultats. Typiquement, une ou plusieurs couches uniformes de sable sont déposées dans un

récipient (sand box), équipé ou non de bords mobiles, et repose sur un substratum de forme variable. Des bandes de cisaillement sont générées en compression, extension ou décrochement en appliquant des déplacements horizontaux au niveau des parois verticales de la boîte ou des déformation du substratum.

La similarité physique entre le modèle géologique et l'objet naturel modélisé est satisfaite au niveau de la gravité à travers la relation $C^* = \rho^* \times g^* \times l^*$ où C^*, ρ^*, l^* sont les ratios modèle-nature de la cohésion, de la gravité, de la densité et de la longueur caractéristique, respectivement, g est l'accélération de la gravité (Davy and Cobbold, 1988). Ainsi les seules variables sont la densité, la cohésion et la longueur caractéristique. Il n'intervient dans ces équations aucun des modules élastiques. Ceux-ci ne sont en effet pas mis à l'échelle. Or ils contrôlent les relations contrainte-déplacement au sein des modéles.
D'autres matériaux plus cohésifs sont couramment utilisés : l'argile (Ackermann et al., 2001) ou le plâtre (Mansfield and Cartwright, 2001), qui ont une cohésion plus importante que celle du sable sec. Ackermann et al. montre ainsi qu'en contexte extensif l'espacement de failles normales synthétiques dépend de *l'épaisseur de la couche de matériau.*

Il est possible d'obtenir des réseaux de bandes de déformation parallèles avec le sable dans des conditions de raccourcissement (failles inverses) ou d'extension (failles normales) aux limites verticales du modèle. Des plans de glissement en échelons sont obtenus lors de sollicitation décrochantes. L'espacement des bandes semble dépendre, en plus de l'épaisseur de la couche, de la quantité de déplacement autorisé parallèlement au vecteur glissement sur le plan de faille, de la longueur en surface de ces failles et du type de sable utilisé. Selon Mandl (2000) l'apparition de failles antithétiques est liée à la présence d'une contrainte cisaillante à la base de la couche. Cette contrainte cisaillante peut-être locale (extension locale d'un couche de caoutchouc, par exemple) ou répartie sur l'ensemble de la base de la couche (fluage unidirectionnel du substratum). Pour pouvoir générer des fractures en mode I le sable doit être mouillé pour acquerir de la cohésion. Cependant les résistances en traction obtenue ne sont pas à l'échelle.

Comme on le voit aucune technique expérimentale (physique) n'est capable de reproduire toute la gamme des fractures (diaclases et fracture cisaillante).

On peut noter une exception, il s'agit de la modélisation à l'échelle physique effectuée par le Pr. J. Urai et collaborateurs à l'université d'AAchen. Les auteurs utilisent un matériau granulaire à très faible cohésion et qui a pour but de modéliser la fracturation d'une unique couche d'épaisseur homogène de matériau naturel cassant pouvant atteindre plusieurs kilomètres dans la nature, c'est à dire à l'échelle de la croûte supérieure. Les expériences menées en traction aboutissent à la formation d'une rupture unique dont l'orientation change avec la profondeur. Elle est verticale en surface (quelques millimètres) et s'incline pour former une faille listrique en profondeur. Cette modélisation permet donc de reproduire à la fois des diaclases et des failles, cependant l'échelle de l'objet naturel modélisé est beaucoup plus grande que la strate sédimentaire. L'auteur n'a pas démontré la possibilité de créer des réseaux de fractures.

II.4 Conclusion

Nous avons vu dans ce chapitre que la presse de type polyaxiale était le seul dispositif capable de reproduire toute la gamme des conditions de chargement typiques dans la nature.

Il a été montré que la contrainte principale intermédiaire σ_2 avait une influence sur la rupture, y compris sur l'angle de rupture et la résistance d'une roche. Dans le cas où ce dispositif inclue la sollicitation d'un échantillon par l'intermédiaire de pistons rigides, cette inluence n'est vraie que si la friction aux bords de l'échantillon est faible ou nulle. Le souci de la limitation de la friction est une des raisons, en plus du coût financier, qui explique que les tailles des échantillons rocheux admissibles par les presses polyaxiale sont très petites et ne permettent généralement pas la formation de plus d'une fracture.

Or notre objectif est d'étudier les modalités de formation des réseaux de fractures de différents types. Cette étude ne peut se faire sur des roches réelles, mais sur d'autres matériaux analogues à une roche. L'utilisation de tels matériau n'élimine pas le problème de la réduction de la friction aux limites du modèle. Le nouveau matériau créé pour cette étude ainsi que le dispositif de chargement polyaxial doté des techniques pour la réduction et l'élimination totale de la friction sont présentés dans le chapitre suivant.

Deuxième partie

La modélisation analogique de la fracturation

Chapitre I

Notre approche de la modélisation physique

La modélisation de la fracturation et des processus rupturiels au sein des roches sédimentaires peut être abordée par la technique numérique ou expérimentale (analogique) ou encore par une approche combinée. Le présent travail est basé sur la modélisation expérimentale qui consiste à reproduire en laboratoire, à une échelle réduite, le phénomène naturel.
Dans ce chapitre nous présentons les critères de mise à l'échelle physique des modèles, les matériaux et les techniques développées pour la modélisation analogique de la fracturation des roches.

Sommaire

I.1 Les critères de similarité physique **70**
I.1.1 Critères de similarité pour le comportement élastique 70
I.1.2 Critères de similarité pour le comportement non-élastique . . . 71
I.2 Le nouveau matériau analogue développé pour cette étude : CRACK[1] **73**
I.2.1 Fabrication d'un échantillon de CRACK[1] 74
I.2.2 Les propriétés mécaniques de CRACK[1] 74
I.2.3 Rapport d'échelle géométrique et dynamique entre l'objet naturel et le modèle 81
I.3 Technique de la modélisation **82**
I.3.1 Les dispositifs expérimentaux 82
I.3.2 Les chemins de chargement appliqués au modèle 87
I.3.3 Techniques d'observations et d'étude de l'échantillon fracturé à la fin d'une expérience 88
I.4 La réduction de la friction entre le dispositif et l'échantillon **89**
I.4.1 Tests numériques 89
I.4.2 Les méthodes de réduction de la friction 91

I.1 Les critères de similarité physique

Nous avons vu que la création d'un modèle physique afin d'étudier la fracturation des roches, ne se réduit pas à la fabrication d'un modèle au comportement globalement cassant (§ II.3). Le comportement mécanique de la roche doit être reproduit à l'échelle réduite.
Pour assurer l'analogie il faut satisfaire les *critères de similarité physique* (Hubbert, 1937; Ramberg, 1967; Shemenda, 1994). Il s'agit d'équations qui relient les paramètres de l'objet naturel à ceux de son modèle. Il existe deux façons, en principe équivalentes, de déduire les critères de similarités : ils peuvent être déduits des équations décrivant le phénomène en question (si ces équations sont connues) ou on peut utiliser le Pi-théorême (π-théorème)(Buckinkgham, 1914) en définissant d'une façon ou d'une autre les paramètres qui contrôlent le phénomène étudié. Le danger existe, avec la deuxième technique, de sélectionner des paramètres superflus qui pourraient être regroupés en un seul. Un tel danger peut-être écarté en appliquant une procédure standard de transformation des équations en des formes non-dimensionnelles. Malheureusement, en général, toutes les équations décrivant un phénomène ne sont pas bien contraintes et l'unique manière d'obtenir les critères de similarités est de combiner les deux approches.

Le comportement mécanique d'une roche soumise à des sollicitations compressives, lors des essais mécaniques se décompose en deux phases principales en fonction de la déformation/pression imposée (§ II.2.2). La première phase correspond à la déformation réversible ou élastique. La deuxième phase, d'endommagement du matériau, est dominée par des processus non-élastiques, conduisant à la rupture. Tous les paramètres physiques qui contrôlent le comportement des roches dans ces différentes phases doivent être identifiés et intégrés dans nos critères de similarités pour assurer l'analogie.
Dans ce travail, nous considérons la rupture d'une roche anhydre, sans présence de fluide intersticiel, et nous négligeons l'influence de la température.

I.1.1 Critères de similarité pour le comportement élastique

Pour une déformation faible, la relation entre le déplacement et la contrainte uniaxiale imposés à la roche est typiquement linéaire et est représenté par une droite dans le repère contrainte-déformation. Si à partir d'un point de cette droite on décharge complètement l'échantillon, il retrouvera sa forme initiale. Le comportement d'une roche avant endommagement est donc *élastique*.
Le comportement élastique d'un matériau isotrope est contrôlé par deux paramètres intrinsèques, son coefficient de Poisson ν et son module d'Young E. La relation linéaire entre la contrainte et la déformation qui décrit le comportement élastique des matériaux isotrope, en l'absence de contraintes résiduelles, est la loi de **Hooke** qui s'écrit :

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1+\nu}{E}\sigma_{ij} - \frac{\nu}{E}\sigma_{kk}\delta_{ij} \tag{I.1}$$

et l'équation d'équilibre pour les processus quasi-statiques s'écrit :

$$\rho F_j + \partial\sigma_{ij}/\partial x_i = 0 \tag{I.2}$$

où ε_{ij} est le tenseur des déformations, σ_{ij} est le tenseur des contraintes, δ_{ij} est le delta de Kronecker (1868), x_i sont les coordonnées cartésiennes $i = x, y, z$ et F_j sont des compo-

santes de force de volume. Dans notre cas, seule la composante $F_z = g$ est non nulle.
Les équations (I.1) et (I.2) montrent qu'il y a quatre paramètres qui contrôlent la déformation élastique : E, ν, ρg et H où H est une échelle spatiale (échelle de x_i). A partir de ces paramètres on peut déduire les critères de similarités pour le comportement élastique en utilisant le π-théorème :

> *Si n paramètres définissent un phénomène avec m paramètres, $m \in n$, ayant des dimensions indépendantes, alors il existe n-m critères de similarités. Les paramètres sans dimension doivent avoir les mêmes valeurs dans la nature et le modèle.*

Dans notre cas les n paramètres sont ceux identifiés ci-dessus, donc $n = 4$ et $m = 2$ car les dimensions de E et ν peuvent être exprimées à partir des dimensions de deux paramètres restant [E]= [ρgH] et [ν]=[H/H]. Ces deux équations donnent les deux critères de similarités :

$$\boxed{E/\rho \mathrm{gH} = \mathrm{const}} \tag{I.3}$$

et

$$\boxed{\nu = \mathrm{const}} \tag{I.4}$$

Ces critères sont sans dimensions et doivent donc avoir les mêmes valeurs pour l'objet naturel et le modèle. On peut également les écrire de la façon suivante :

$$\frac{E^o}{\rho^o g^o H^o} = \frac{E^m}{\rho^m g^m H^m}\ ,\ \nu^o = \nu^m$$

où exposants "o"et "m" désignent respectivement les paramètres caractérisant l'objet original (nature) et le modèle. Nous pouvons remarquer que si nous posons $H = z$, z étant la profondeur, le dénominateur de la partie gauche de l'équation I.3 n'est autre que l'expression de la pression lithostatique en fonction de la profondeur. Donc l'équation I.3 peut aussi s'écrire :

$$E/P = const \tag{I.5}$$

I.1.2 Critères de similarité pour le comportement non-élastique

Avec la déformation croissante la courbe contrainte-déformation axiales perd sa linéarité et s'infléchit. Un déchargement de l'échantillon se traduit alors par une forte hysteresis, signe du développement d'une déformation inélastique. Cette déformation commence lorsque les contraintes atteignent le seuil ou la surface de fluage. L'équation de cette surface dans l'espace des contraintes dépend de la description constitutive adoptée. Par exemple pour le critère de Coulomb cette équation est

$$-\sigma_1 + \sigma_3 \cdot N_\mu + 2C \cdot \sqrt{N_\mu = 0} \tag{I.6}$$

où

$$N_\mu = \frac{-(\sqrt{\mu^2+1} + \mu)}{-\sqrt{\mu^2+1} + \mu}$$

Elle contient deux autres paramètres, la cohésion interne du matériau C et μ le coefficient de friction interne, $\mu = tan\phi$ avec ϕ l'angle de friction interne, qui donnent les critères suivants : $C/\rho gH = const$ et $\mu = const$.
Selon l'équation I.6, on peut écrire

$$\sigma_c = 2C \cdot \sqrt{N_\mu}$$

$$\sigma_t = \frac{-2C}{\sqrt{N_\mu}}$$

et où au lieu de iC et μ on peut utiliser σ_c et σ_t. Ceci conduira aux critères suivants

$$\boxed{\sigma_t/\rho gH = const} \tag{I.7}$$

pour la traction et

$$\boxed{\sigma_c/\rho gH = const} \tag{I.8}$$

pour la compression et

$$\boxed{\phi = const} \tag{I.9}$$

La propagation des fissures de Griffith

Quelle que soit la valeur de la pression et l'échelle de la rupture, sa formation nécessite la propagation de fronts de rupture et la création de nouvelles surfaces (lèvres internes des fractures).
Les paramètres qui définissent la capacité du matériau fragile à propager la rupture sont le facteur d'intensité des contraintes dénommé K_I (pour le mode I). La propagation est possible lorsque K_I atteint une valeur critique lorsque K_{Ic}. L'analyse dimensionnelle de K_I donne : $[K] = FL^{-2}L^{1/2} = [E][H]^{1/2}$. Ce paramètre est dimensionné par le critère suivant (Shemenda, 1994).

$$\boxed{K_{Ic}/E(h_s)^{1/2} = const} \tag{I.10}$$

où h_s est l'échelle spatiale, l'épaisseur d'une couche subissant la fracturation, par exemple.

Ainsi, la liste complète des critères de similarité à respecter pour assurer la similarité physique entre l'objet naturel et le modèle, lors de la modélisation est la suivante.

$$E/\rho gH = const \tag{1}$$

$$\nu = const \tag{2}$$

$$\sigma_t/\rho gH = const \tag{3}$$

$$\sigma_c/\rho gH = const \tag{4}$$

$$\phi = const \tag{5}$$

$$K_{Ic}/E(h_s)^{1/2} = const \tag{6}$$

Il nous reste maintenant à trouver le matériau dont les propriétés mécaniques satisfont les critères de similarité en prenant comme objet naturel une roche sédimentaire de type calcaire.

I.2 Le nouveau matériau analogue développé pour cette étude : CRACK[1]

Sur 11 matériaux développés et testés, seul le comportement mécanique du matériau dénommé dans la suite de ce mémoire ***CRACK***[1] répond à tous les critères de similarités.

CRACK[1] est constitué d'une poudre composées de grains d'oxyde de titane ayant une granulométrie moyenne de $0.25 \pm 0.1\,\mu$m. La forme des grains varie très peu, sphérique à ovoïde, ils sont peu anguleux (FIG.I.2.1). La poudre est traitée avec de l'acide polyacrylique pour augmenter l'énergie de surface des grains afin d'assurer la cohésion du matériau final (voir ci-dessous).

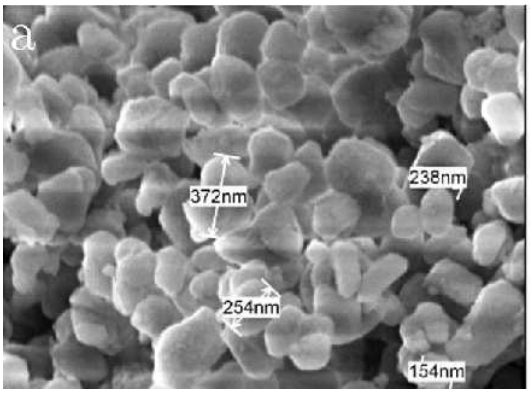

FIGURE I.2.1 – *Image SEM de la poudre constituant le matériau* CRACK[1].

I.2.1 Fabrication d'un échantillon de CRACK[1]

Tout d'abord, la poudre est passée dans une étuve à vide (0.1 Bars) à une température de $50^{\circ c}$ durant 10 minutes. Elle est ensuite tamisée et répartie dans une boite parallélépipédique rigide dont les parois internes ont été recouvertes d'un film de Teflon afin de limiter la friction. La poudre est ensuite soumise à une pression verticale maximale $\sigma_{vfab} = 2$ MPa sous des conditions de chargement oedométriques. Pour $\sigma_v = \sigma_{vfab}$, les valeur des contraintes horizontales sont alors $\sigma_h = \sigma_H = 0.6$ MPa. Afin de récupérer l'échantillon de CRACK[1] ainsi fabriqué, σ_v est réduite dans des conditions oedométriques jusqu'à obtenir un état de contrainte hydrostatique $\sigma_v = \sigma_h = \sigma_H \approx 0.5$ MPa. A partir de ce point, et jusqu'à $\sigma_v = 0$, l'état hydrostatique est conservé. La réduction des contraintes horizontales s'effectuent alors desserant les bords de la boîte, c'est-à-dire en permettant un allongement horizontal du modèle. Des échantillons de matériau CRACK[1] obtenus aprés déchargement hydrostatique sont parfaitement sains et homogènes (Fig. I.2.2).

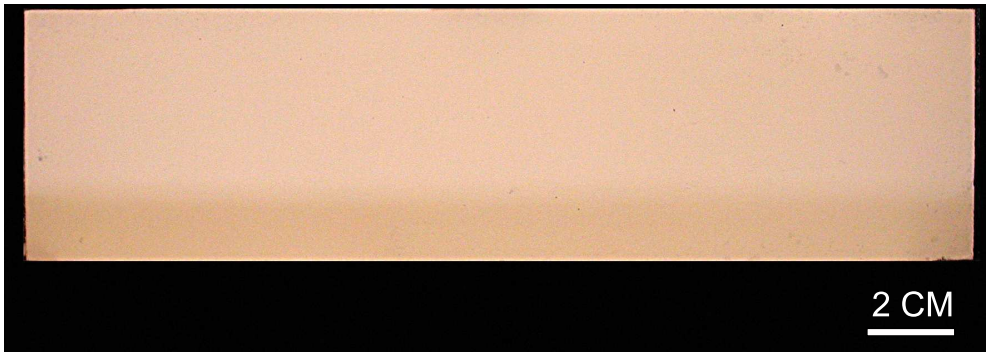

FIGURE I.2.2 – *Vue de dessus d'un échantillon de* CRACK[1] *de taille* $150 \times 57 \times 10$ *mm.*

I.2.2 Les propriétés mécaniques de CRACK[1]

I.2.2.1 La résistance en compression uniaxiale σ_c

Lors des essais uniaxiaux, les échantillon parallèlèpipédiques de CRACK[1] se fracturent en développant des ruptures parallèles à la direction de la compression (FIG. I.2.3). La rupture est quasi-instantannée et est accompagnée d'une émission acoustique clairement audible : la rupture est donc dynamique.
Les résultats de 60 expériences similaires à celle présentées sur la figure I.2.3 sont représentés sur la figure I.2.4.
La dispersion des résultats s'explique en grande partie par la difficulté de tailler des échantillons de dimensions trés réduite à bords bien parallèles et verticaux dans ce matériau très peu résistant.
Il ressort de cette série de mesures que la valeur de la résistance en compression uniaxiale d'un échantillon est de $1.8 \pm 0.4 \times 10^5$ Pa.

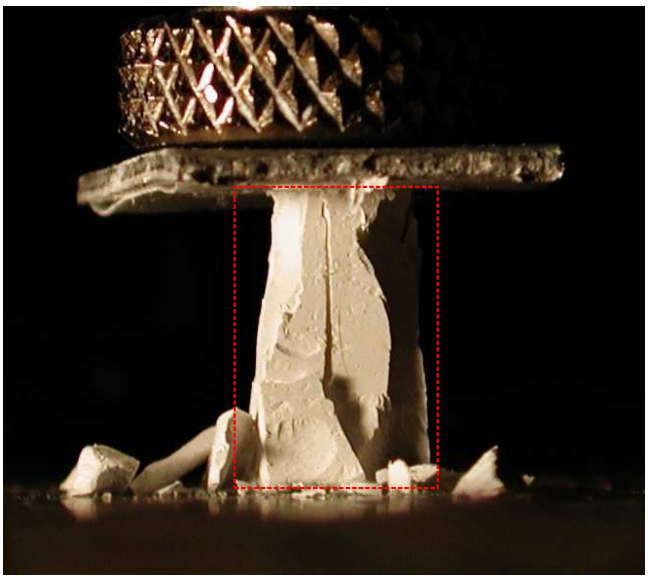

FIGURE I.2.3 – *Échantillon de* CRACK[1] *fracturé en compression uniaxiale (verticale). La hauteur de l'échantillon est de 1.2 cm, Sa largeur est de 5 mm. Une double couche de Téflon est utilisée au contact de l'échantillon avec les plaques d'aluminium pour limiter la friction. La fracture centrale apparaît la première, suivie des fractures latérales. Le rectangle en traits pointillés marque les limites de l'échantillon avant la rupture.*

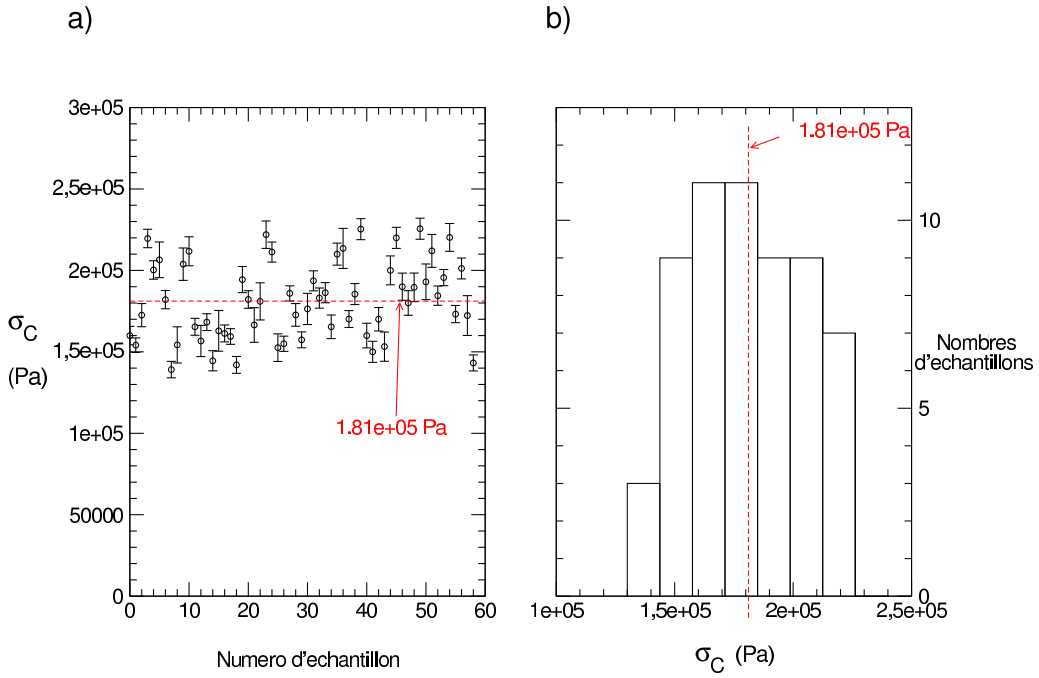

FIGURE I.2.4 – *a) Valeurs expérimentales des résistances en compression uniaxiale σ_c de* CRACK[1] *b) histogramme des valeurs de σ_c mesurée avec un échantillonage de pas $\Delta\sigma_c$=1.6 × 10^4 Pa. L'erreur instrumentale absolue sur la mesure de la charge est de 0,02 N, l'erreur de mesure des dimensions de l'échantillon est estimée à 0.25 mm.*

I.2.2.2 La résistance en extension σ_t

Les mesures de résistance en extension de CRACK[1] ont été effectué sur 7 modèles différents. Le schéma du dispositif est représenté sur la figure I.2.5. Les résultats obtenus avec ce dispositif sont présentés dans la figure I.2.6.

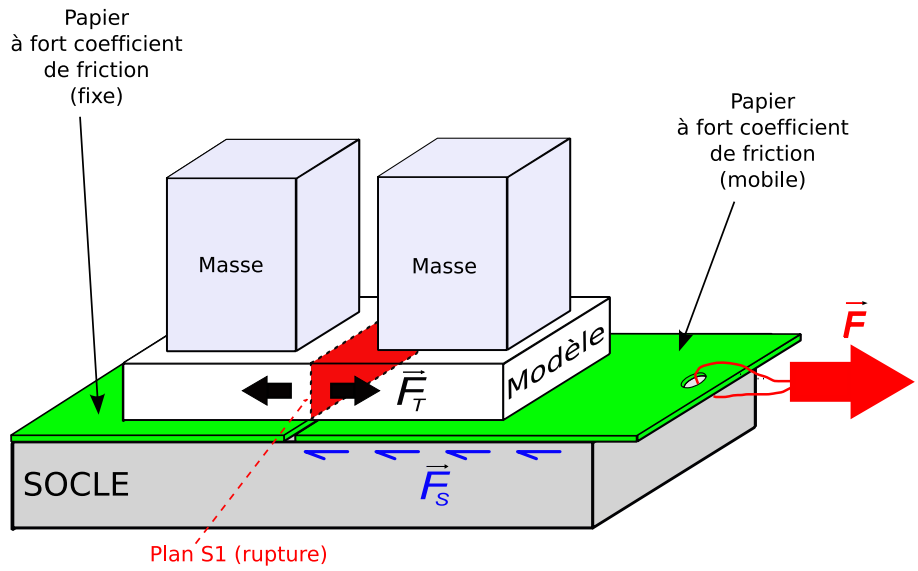

FIGURE I.2.5 – *Schéma du dispositif de mesure de résistance en traction σ_t. Le modéle est déposé sur deux morceaux de papier à poncer à grains trés fins. L'un des deux papiers est fixe alors que l'autre est animé d'une force F en traction par l'intermédiaire d'un capteur de force à main jusqu'à obtenir la rupture de l'échantillon selon le plan S1. La force F résulte de la somme de la force horizontale nécéssaire à la rupture de l'échantillon en traction F_T et de la force de frottement à la base du papier mobile F_s. Afin d'estimer la valeur de F_s, l'ensemble papier + masse + modéle est tiré sur une trés courte distance afin de bénéficier des mêmes conditions de frottement qu'au moment de la rupture. Cette valeur est ensuite ôtée à la valeur de F mesurée à la rupture qui est ensuite divisée par la surface de la rupture pour obtenir σ_t.*

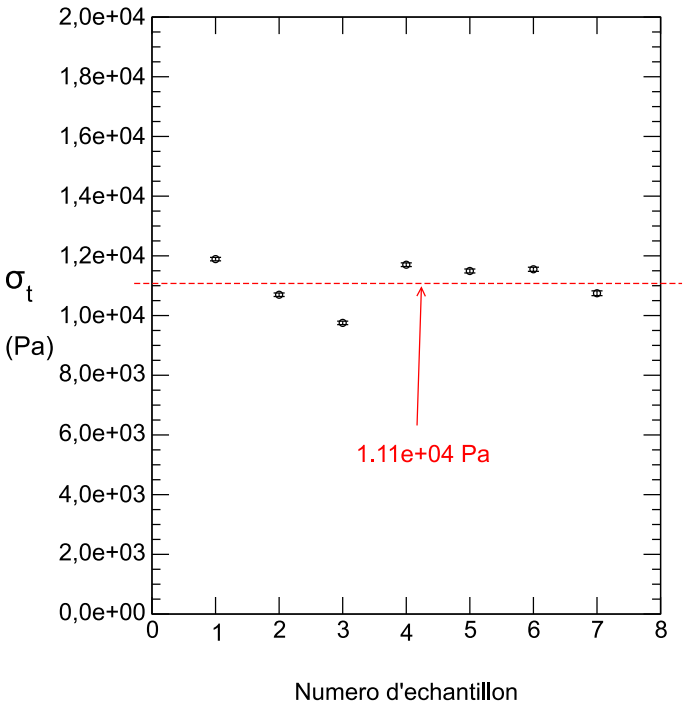

FIGURE I.2.6 – *Valeurs expérimentales des tests de résistances en extension de* CRACK[1]. *L'erreur instrumentale absolue sur la mesure de la charge est de 0,01 N, l'erreur de mesure absolue des dimensions de l'échantillon est de 0.25 mm. Les surfaces sollicitées sont 2000 fois plus grandes que pour les mesures présentées sur la figure I.2.4 pour des erreurs absolues comparables. Cela explique la très faible taille des barres d'erreur.*

La résistance en extension σ_t est remarquablement stable d'un échantillon à un autre. Sa valeur est de $1.1 \pm 0.1 \times 10^4$ Pa.

I.2.2.3 Le module d'Young *E*

Quatre échantillons de dimensions $L \times l \times h = 65 \times 65 \times 10$ mm ont été sollicités en compression uniaxiale suivant la direction de L. Une courbe contrainte-déformation est réprésentée sur la figure I.2.7

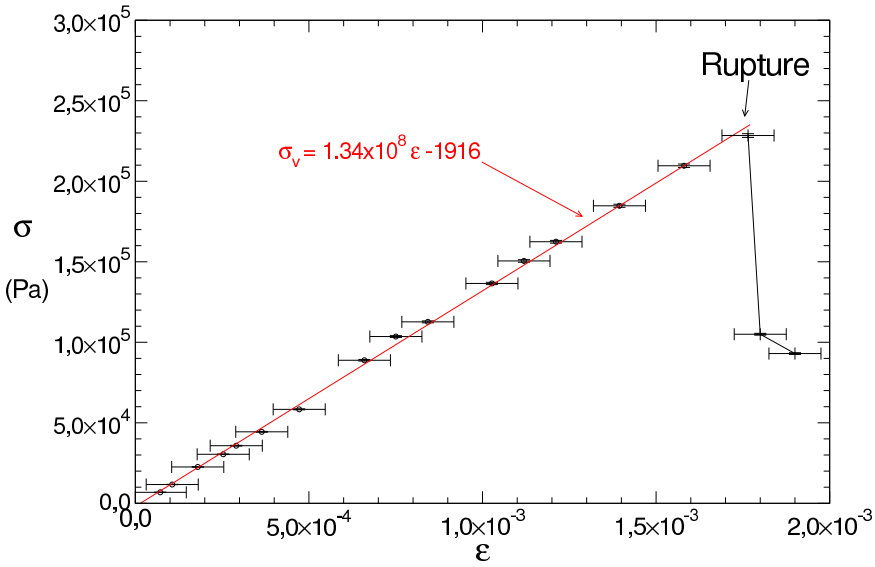

FIGURE I.2.7 – *σ en fonction de ε obtenue lors d'un des 4 tests en compression uniaxiale suivant la direction de L sur un modèle de dimension $L \times l \times h = 65 \times 65 \times 10$ mm. La droite de régression linéaire à 98 % de confiance passant par les points ainsi son équation sont aussi représentées. L'erreur instrumentale absolue sur la mesure du déplacement est de 5 μm, L'erreur instrumentale relative sur la mesure de σ de 0.5 %.*

La distribution des points permet de tracer une droite de régression linéaire de valeur de pente 1.34×10^8 Pa. Cette pente correspond à la valeur du module d'Young E . Les 3 autres tests ont donné $E = 1.25 \times 10^8$, $E = 1.31 \times 10^8$, $E = 1.11 \times 10^8$ Pa. La valeur de E est donc de $1.25 \pm 0.12 \times 10^8$ Pa. On peut noter que la valeur de σ_c obtenue sur des grands échantillons est presque la même que celles mesurées sur des échantillons beaucoup plus petits (FIG. I.2.4).

I.2.2.4 Le coefficient de Poisson ν

Le coefficient de Poisson mesuré par Sihung n'Guyen (thèse en cours) sur quatre échantillons cylindriques de 80 mm de hauteur et 40 mm de diamètre soumis à une compression axisymétrique est de $\nu = 0,30 \pm 0,03$.

I.2.2.5 Le coefficient de frottement interne μ

Ce paramètre a été mesuré avec le dispositif schématisé sur la figure I.2.8 pour différentes valeurs de F_N.

La valeur de μ est définie comme le rapport F_T/F_N, c-a-d la pente de la droite de la (FIG.I.2.9). La valeur de l'angle de friction interne est obtenu par la relation $\varphi = arctan(\mu)$. Au total neuf essais ont été réalisés qui montrent que, si le coefficient de frottement pour des surfaces "rugueuses" est plus important que pour les surfaces lisses, ces variations ne sont pas significatives. On voit que φ ne dépend de la pression dans les domaines des contraintes testés. La valeur moyenne φ est de 37.3°.

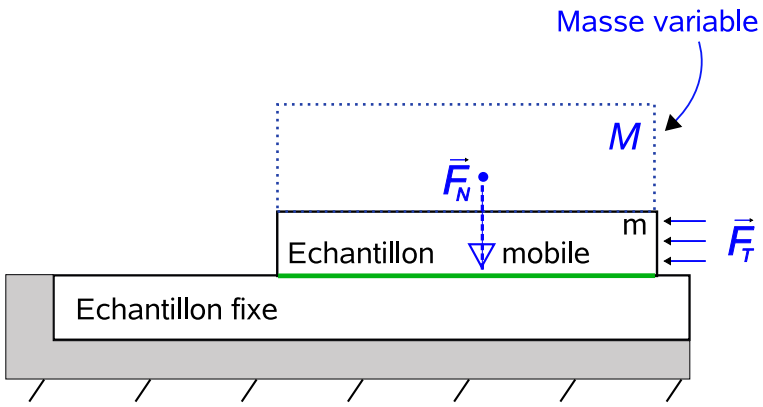

FIGURE I.2.8 – *Schéma du dispositif de mesure du coefficient de friction interne μ de CRACK[1]. Un charge croissante est appliquée sur le sommet de l'échantillon supérieure afin d'augmenter la valeur de F_N.*

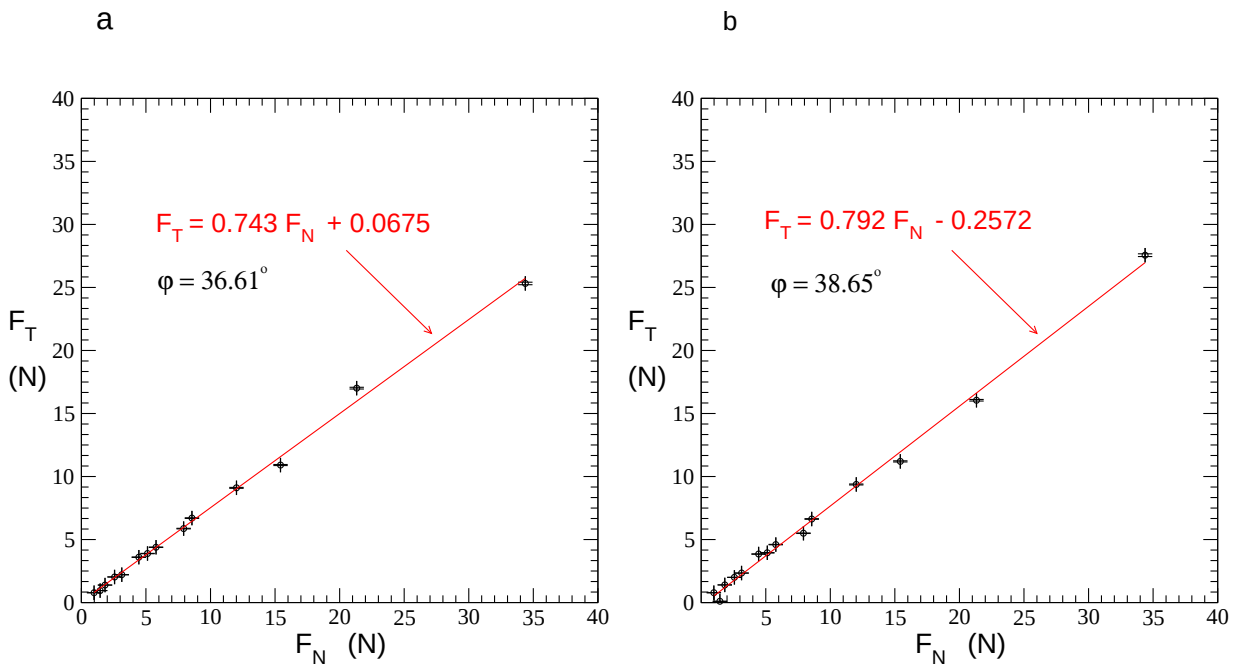

FIGURE I.2.9 – *Force horizontale F_T en fonction de de la force verticale F_N et courbe de régression linéaire à 98 % de confiance correspondante. a) surfaces en contact lisses b) surfaces rugueuses. Les erreurs instrumentales sur les mesure de F_T et de F_N est de 0.4 % et de 10^{-3} N, respectivement.*

I.2.2.6 Le facteur d'intensité des contraintes K_{I_c}

Ce paramètre a été mesuré suivant la méthode de la poutre entaillée sollicitée en trois points (FIG. I.2.10) et en utilisant la relation I.11.

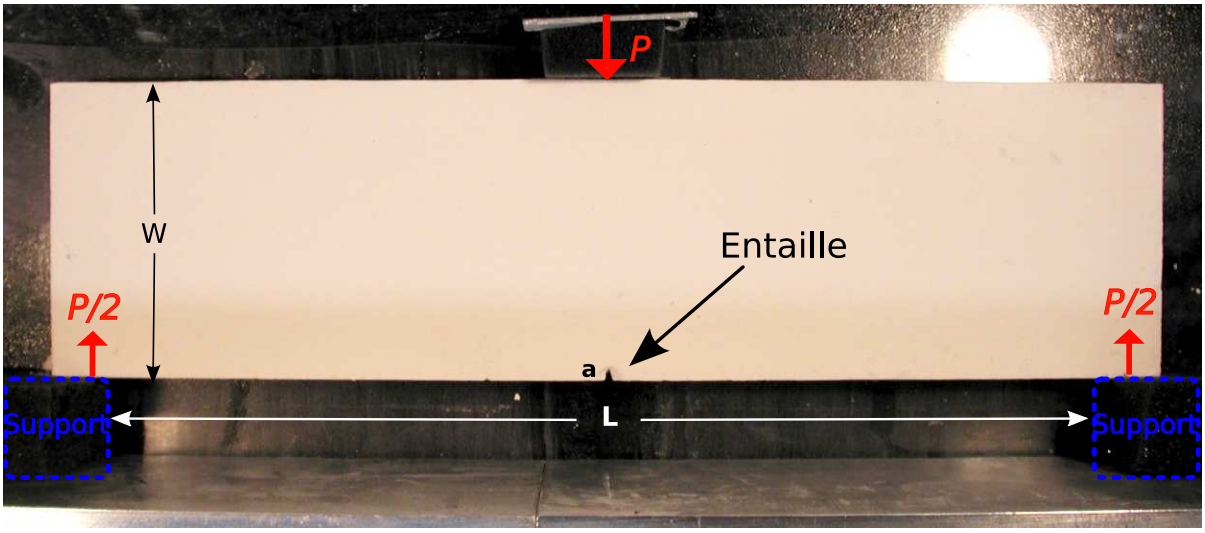

FIGURE I.2.10 – *Le dispositif de mesure du K_{Ic} de CRACK*[1]. *P représente la charge verticale appliquée, W la hauteur du modèle,* ***a*** *la longueur de l'encoche, L est la distance entre les deux supports.*

$$K_I = Y \frac{3PL}{2BW^2}\sqrt{a} \tag{I.11}$$

avec $Y = \mathcal{F}(a/W) = 1.93 - 3.07(a/W) + 13.66(a/W)^2$ et B est l'épaisseur du modèle. La valeur de P est la charge maximale mesurée pendant le test.
Les valeurs mesurées au cours de cinq essais sont présentées ci-dessous.

Essais	KI_c $(Pa.m^{1/2})$
1	1558
2	2260
3	1869
4	1732
5	2089

La valeur de K_{I_c} est donc de 1901 ± 350 $Pa.m^{1/2}$.

Les valeurs des propriétés mécaniques de CRACK[1] sont résumées dans le tableau I.2.3.

Paramètres	Calcaire	**CRACK[1]**
σ_c (Pa)	$10^7 - 10^8$	2×10^5
σ_t (Pa)	$10^6 < \sigma_t < 10^7$	10^4
E (Pa)	$10^{10} < E < 2.5 \times 10^{10}$	10^8
ν	$0.2 < \nu < 0.32$	0.33
ρ (kg/m^3)	2.3×10^3	1.6×10^3
K_{Ic}	$\sim 10^6$	$\sim 2 \times 10^3$
φ ($^\circ$)	30-40	37.3

TABLEAU I.1 – *Les valeurs des paramètres mécaniques de* CRACK[1] *mesurées et d'un calcaire. D'après Atkinson (1987) et Paterson (1978)*

I.2.3 Rapport d'échelle géométrique et dynamique entre l'objet naturel et le modèle

A partir du tableau et en utilisant l'équation I.10, nous pouvons estimer le rapport d'échelle géométrique entre l'objet naturel (Calcaire) et l'échantillon de CRACK[1] :

$$\frac{h_s^m}{h_s^o} = \left(\frac{K_{Ic}^m}{E^m}\frac{E^o}{K_{Ic}^o}\right)^2 \approx 10^{-2}$$

Un modèle d'épaisseur 1 cm reproduit donc le comportement d'une strate sédimentaire d'une épaisseur de 1 mètre.

De la même manière, l'équation (I.5) nous permet d'établir le rapport des pressions et/ou contraintes dans la nature (P^o) et le modèle (P^m) en adoptant $\sigma_{\mathrm{C}}^o = 10^8$ Pa et $\rho^o = 2.3 \times 10^6$ kg/m^3 pour un calcaire :

$$P^o = \frac{\sigma_c^o P^m}{\sigma_c^m} \approx \frac{10^8}{2 \times 10^5} = 5 \times 10^2 P^m \tag{I.12}$$

Ainsi les contraintes à appliquer sur le modèle doivent être 500 fois plus petite que dans la nature. A titre d'exemple un pression verticale appliquée sur l'échantillon de CRACK[1] $\sigma_v = 0.1$ MPa correspond, dans les conditions naturelles, à une pression lithostatique ($P^0 = \rho^o g z^o$) régnant à une profondeur d'environ 2 Km.

I.3 Technique de la modélisation

Cette section présente les dispositifs et les protocoles expérimentaux, développés au cours de ce travail et qui ont permis d'obtenir les résultats présentés dans ce mémoire.

I.3.1 Les dispositifs expérimentaux

I.3.1.1 Le chassis commun à tous les dispositifs

Tous les dispositifs utilisent un élément commun. Il s'agit du chassis d'une presse à emboutir de capacité 100 kN. De couleur bleue, il est visible sur la figure I.3.11. Ce chassis sert d'armature rigide sur laquelle sont fixés les vérins qui fournissent la charge verticale dans toutes les expériences. Un vérin hydraulique vertical de capacité de 3.5 kN est solidaire du chassis et dispose d'une course d'une dizaine de centimètres. Il est utilisé pour la compaction d'épaisseur de poudre nécessitant des déplacements verticaux importants. Lorsque les déplacements sont inférieurs à 1.5 cm nous démontons le vérin hydraulique et utilisons un vérin mécanique plus précis décrit dans le paragraphe I.3.1.3.
Les dispositifs décrits ci-dessous prennent place sur un plateau rigide horizontal en acier de 2cm d'épaisseur, situé à l'aplomb du vérin vertical. L'horizontalité du plateau est assurée par quatre vérins mécaniques et est vérifiée avant chaque expérience avec un niveau à bulle de précision de 1mm/m. Cette horizontalité assure la verticalité de σ_v.

I.3.1.2 La presse polyaxiale

Avant d'arriver au dispositif final, plusieurs dispositifs plus simples ont été développés. L'un d'entre eux nous a permis d'obtenir quelques uns des résultats et est détaillé ci-dessous. Le dispositif est constitué d'une boîte rectangulaire en aluminium de 1 cm d'épaisseur dont les dimensions internes sont de $150 \times 57 \times 50$ mm. Les petites parois verticales sont fixées sur le socle de 1.5 cm d'épaisseur. Les longues parois viennent se fixer à la fois sur le socle et sur les petites parois grâce à 6 vis également espacées. Une plaque de dimensions $149.8 \times 56.8 \times 20$ mm sert de plateau vertical sur lequel vient appuyer le piston vertical. Durant ce stade les deux contraintes horizontales sont identiques. On dessère ensuite les deux grands cotés parallèles, les petits côtés restant fixes. Le modèle subit donc une déformation plane. Le pas des vis est de 1mm/ tour. En tournant successivement chacune des vis des grands côtés d'une même valeur d'angle (en pratique 10°) on contrôle précisément l'allongement latéral du modèle sous l'effet de la pression verticale maintenue constante. L'erreur expérimentale absolue sur la mesure de l'angle est de l'ordre de 2°, soit une incertitude sur la valeur du déplacement horizontal d'à peu prés 0.005 mm.

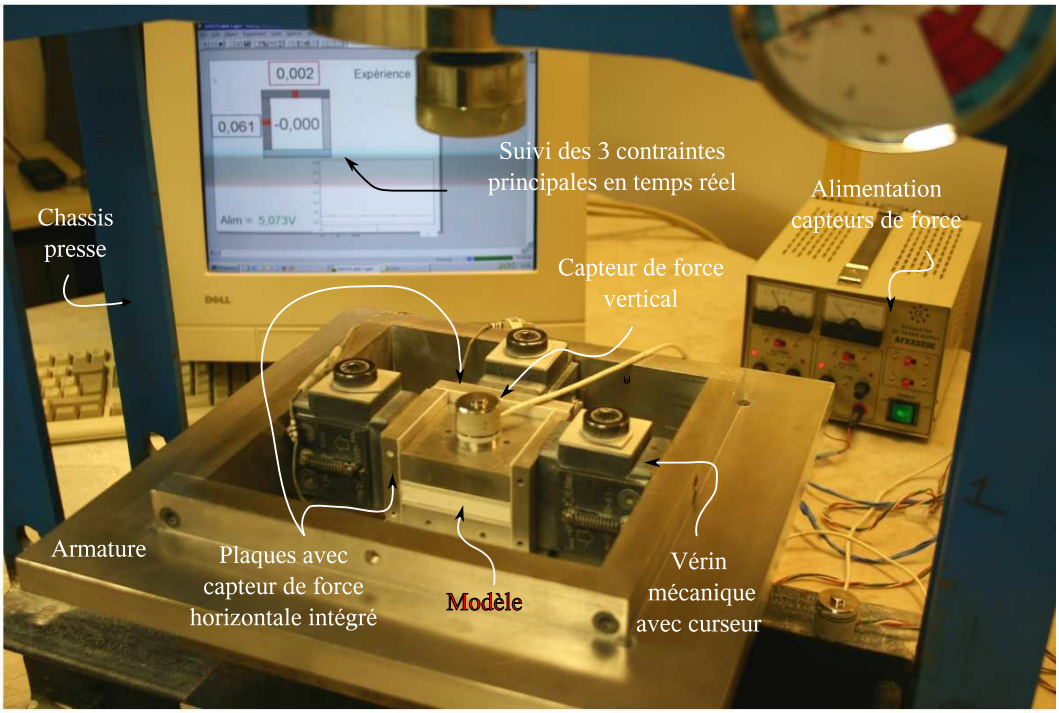

FIGURE I.3.11 – *Le dispositif expérimental et le système d'acquisition et de visualisation des données.*

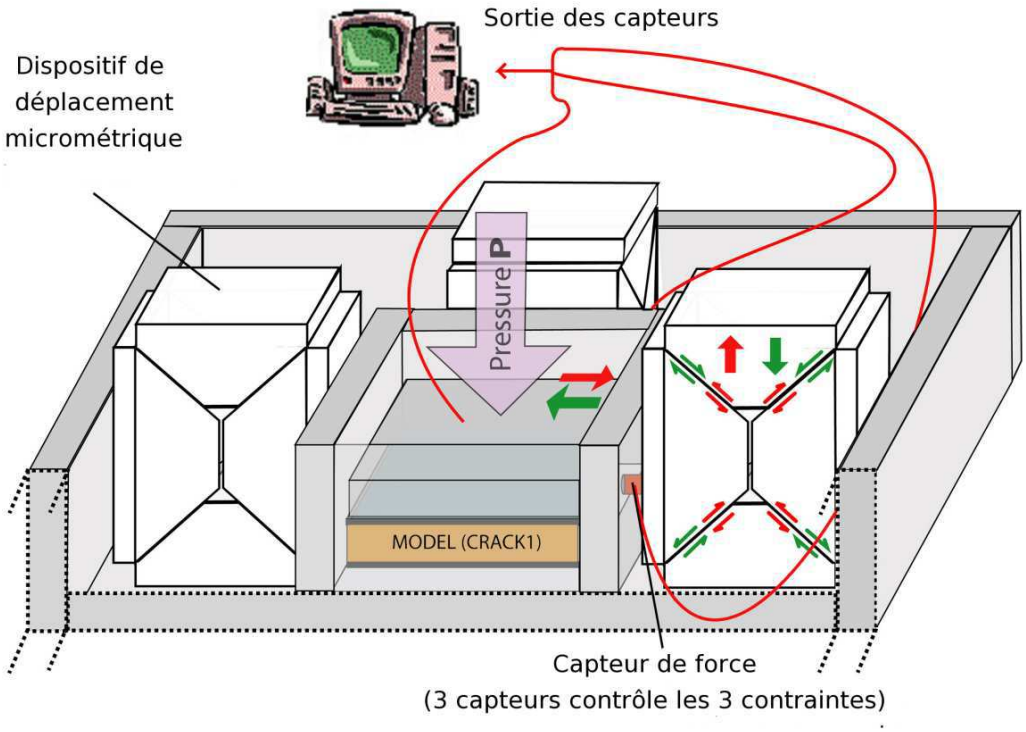

FIGURE I.3.12 – *Représentation schématique du dispositif expérimental polyaxial.*

I.3.1.3 Le dispositif polyaxial

Ce dispositif vient se placer sous le vérin vertical (FIGs. I.3.11 et I.3.12). Il consiste tout d'abord en une base en forme de boite carrée en aluminium. L'épaisseur des parois est de 1.5 cm d'épaisseur. La boîte est entourée par une armature externe épaisse (Fig. I.3.11) pour rigidifier le dispositif. Deux paires de vérins mécaniques de précision micrométrique, de marque AMF, sont vissées sur les parois verticales internes. Ces quatre vérins appliquent la déformation horizontale au modèle à travers deux paires de plaques en aluminium équipées de capteur de force interne. Un cinquième vérin, identique aux précédents, est fixé au chassis de la presse à emboutir et génère le déplacement vertical.
Les dimensions horizontales des échantillons admissibles par ce dispositif sont 65×65 mm. L'épaisseur peut aller jusqu'à 2.5 cm. Les vérins, ainsi que les dispositifs de mesure de la contrainte horizontale, sont détaillés ci-dessous (Fig. I.3.13).

L'application et la mesure des déplacements
Un des cinq vérins mécaniques utilisé dans ce dispositif est représenté sur la figure I.3.13. La relation entre la rotation appliquée à la vis et le déplacement induit du bloc mobile

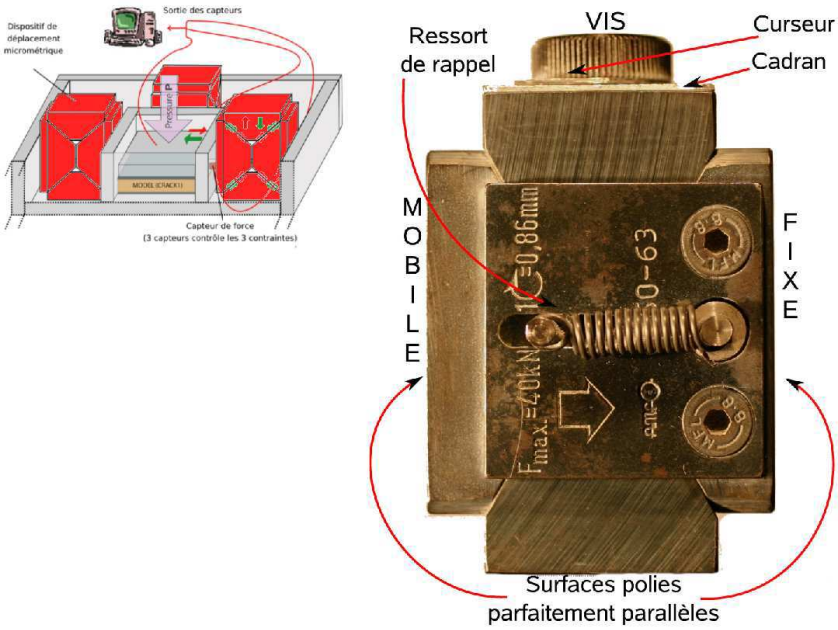

FIGURE I.3.13 – *Photo d'un des cinq vérins mécaniques micrométriques, modifiés pour notre étude et utilisés pour appliquer et mesurer les déplacements horizontaux et verticaux aux limites du modèle. Un cadran composé de 72 graduations est placé sous la vis équipée d'un curseur et permet de mesurer les déplacements appliqués. Ainsi une rotation de la vis d'une graduation (5°) équivaut à un déplacement du vérin de 1,12* $\times 10^{-2}$ *mm.*

du vérin à été vérifiée avec un dispositif de mesure de déplacement à laser (Fig. I.3.14). La courbe angle de rotation de la vis-voltage de sortie du capteur laser obtenue est parfaitement linéaire quelque soit l'incrément de déplacement du vérin. Ce résultat indique une très bonne précision du vérin et nous permet d'affirmer qu'une rotation de 5° de la vis produira un déplacement de 0,012 mm.

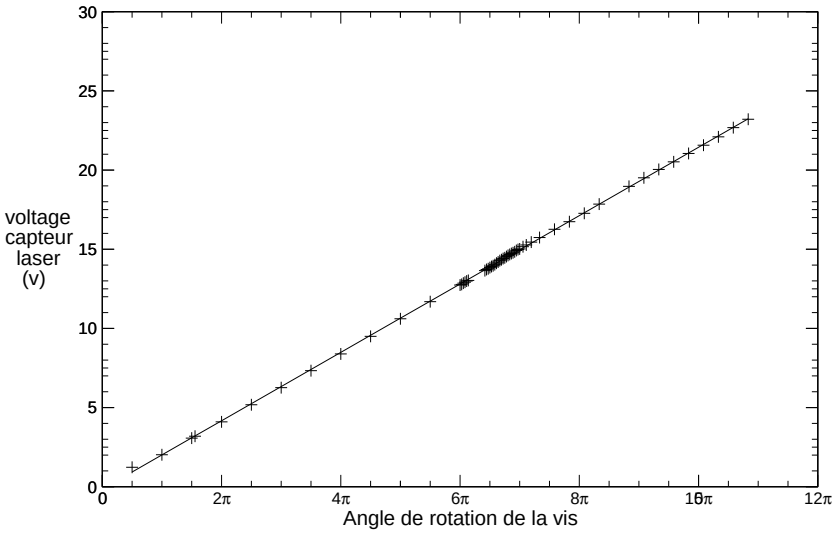

FIGURE I.3.14 – *Mesure, à l'aide d'un dispositif laser, du déplacement du plateau du vérin mécanique en fonction de l'angle de rotation de la vis. Le capteur laser fournit une tension de sortie linéairement proportionnel à sa distance de la surface réfléchissante du vérin.*

La mesure de la contrainte verticale

La contrainte verticale appliquée à l'échantillon est mesurée grâce à des capteurs de force de forme bouton de marque Oméga alimenté en 10 volts (Fig. I.3.15). Selon la valeur maximale de la contrainte verticale atteinte durant l'expérience, on utilise des capteurs de capacité maximale de 250 kg et de 3500 kg. Les dimensions et les précisions des deux capteurs sont identiques (précision de 0.5%). Le capteur est posé au centre de la plaque supérieure du dispositif à l'aplomb du centre du vérin vertical (Fig. I.3.11).

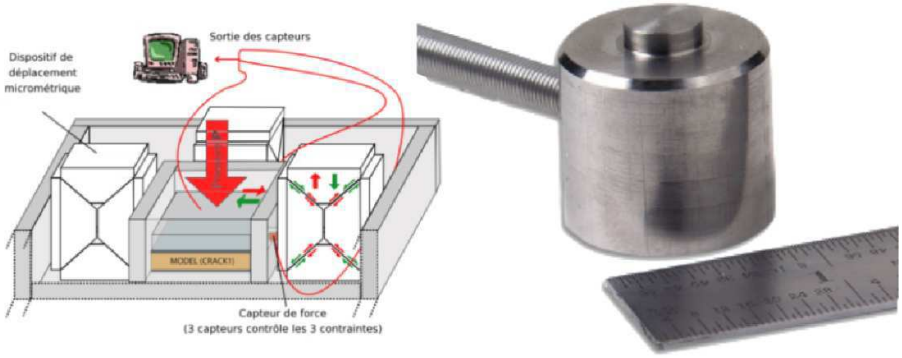

FIGURE I.3.15 – *Modèle de capteur utilisé pour contrôler la force verticale. Deux capteurs de capacité différentes sont utilisés en fonction de la force maximale à appliquer (F_{max} = 255 kg et F_{max}= 3500 kg).*

La mesure des contraintes horizontales

La solution technique retenue pour mesurer les contraintes horizontales aux limites du modèle est schématisée sur la figure I.3.16. Deux des 4 plaques verticales latérales en aluminium qui servent de plateaux aux vérins horizontaux (Fig. I.3.12), sont usinées de façon à pouvoir accueillir un cylindre de diamètre de 5 mm en acier et un capteur de force miniature. Durant l'expérience, le cylindre est en contact à la fois avec le modèle et le capteur de force (Fig. I.3.16), permettant ainsi la mesure de la contrainte perpendiculaire au bord du modèle. L'axe du cylindre est situé exactement à mi-épaisseur du modèle. La surface du cylindre est enduite d'un lubrifiant pour éliminer la friction entre le cylindre et le plateau. La précision de ce capteur de force est de 0,5 % et sa capacité maximale de 2 kg. Les faces des plateaux en contact avec le modèle sont ensuite recouvertes d'une fine couche de polymère élastique afin d'"éliminer" le relief du cylindre.

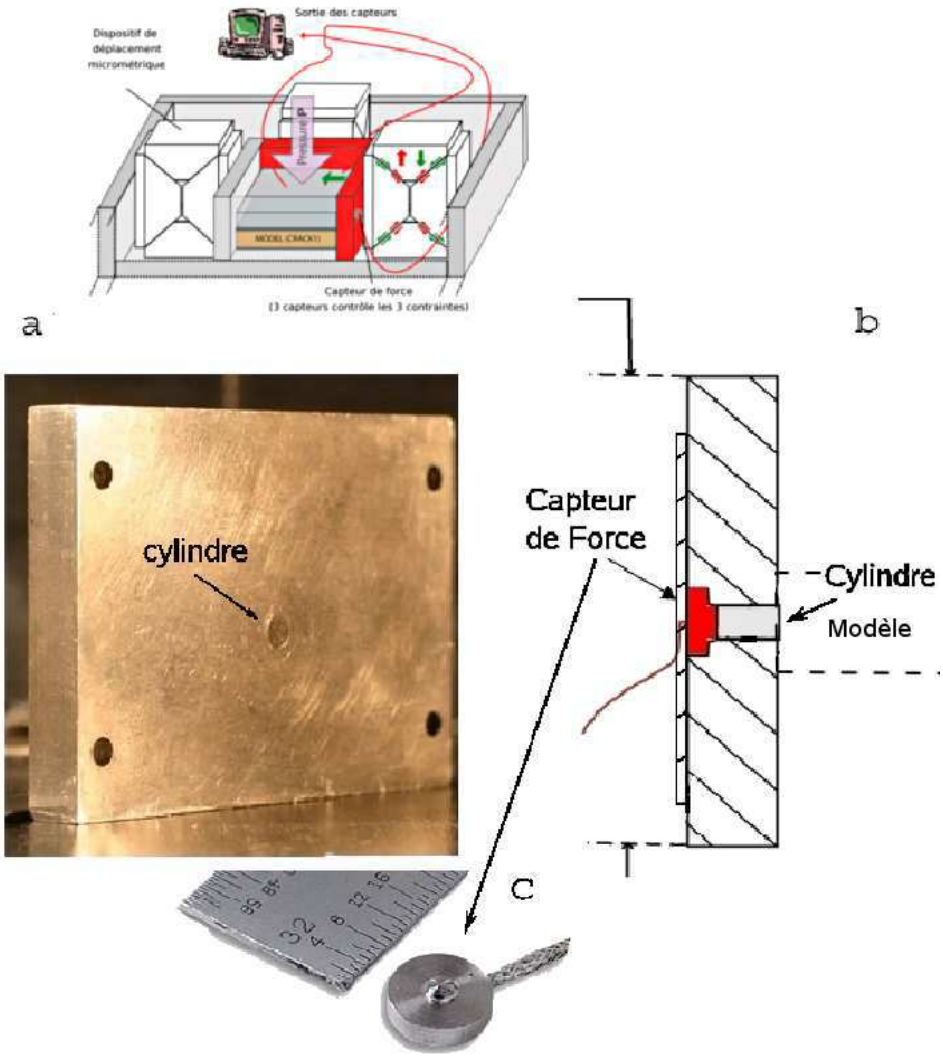

FIGURE I.3.16 – *Bord latéral équipé d'un capteur. a) vue en perspective ; b) schéma en coupe ; c) photo du modèle de capteur de force miniature utilisé pour mesuré la force horizontale.*

Avant chaque expérience, des tests de vérification de la justesse de la mesure des contraintes sont réalisées. Les plateaux équipés d'un capteur de force sont déposées horizontalement et une masse étalon de 1kg est posée sur les plateaux au niveau du cylindre avec le capteur. Pendant l'expérience, les deux plateaux sont placés de façon à enregistrer les contraintes normales dans les deux directions horizontales perpendiculaires.

I.3.1.4 La chaîne d'acquisition et de traitement des données

Les sorties analogiques des 3 capteurs de force (2 horizontaux et 1 vertical) sont branchées sur une carte d'acquisition PCI de marque Powerdaq. Le signal est échantillonné à 14 bits à une fréquence de 50000 Hz puis moyenné sur 1000 valeurs pour l'affichage par le logiciel de traitement du signal et d'affichage Dazylab. L'affichage des courbes d'évolution en fonction du temps des valeurs numériques des 3 contraintes se fait en temps réel. Les données brutes sont enregistrées sur le disque dur pour le traitement ultérieur.

I.3.2 Les chemins de chargement appliqués au modèle

L'expérience consiste à soumettre l'échantillon à un chargement polyaxial ($\sigma_1 \neq \sigma_2 \neq \sigma_3$). Celui-ci est obtenu en déchargeant le modèle dans une direction horizontale à partir d'un état de contrainte axisymétrique ($\sigma_H^{ini} = \sigma_h^{ini}$) préexistant (préchargement initial). Ce préchargement est soit le résultat d'une mise en charge hydrostatique, soit directement consécutif à la fabrication de l'échantillon (FIG. I.3.17). Dans ce dernier cas, le préchargement initial est obtenu en réduisant la valeur de σ_v de $\sigma_v^{fab} = 2 \times 10^6$ Pa jusqu'à la valeur désirée pour l'expérience σ_v^{ini}, dans des conditions oedométriques ($\sigma_H^{ini} = \sigma_h^{ini}$).
Quel que soit l'état des contraintes du préchargement initial, l'expérience débute lorsque deux bords verticaux opposés du dispositif sont déssérés, entraînant ainsi la réduction de la contrainte horizontale normale aux bords mobiles σ_h ($\sigma_h < \sigma_H$) et, dans une moindre mesure, la réduction de σ_H. σ_v est maintenu constante durant toute la durée de l'expèrience. Le modèle est alors dans des conditions de chargement polyaxial, en déformation plane, avec σ_H la contrainte horizontale normale aux bords fixes. Le modèle se fracture durant l'allongement horizontal ainsi généré.
Durant la phase de préchargement initiale, dans les conditions oedométriques, la baisse de $\sigma_h = \sigma_H$, durant la réduction de σ_v, est moins importante que celle de σ_v (FIG. I.3.17). Par conséquent, l'orientation et la magnitude des trois contraintes principales durant l'expérience dépend de la valeur de σ_v^{ini}. Si $\sigma_v \lesssim 0.5$ MPa (segment BC, FIG. I.3.17), alors $\sigma_v^{ini} < \sigma_H$ et donc $\sigma_H = \sigma_1$, $\sigma_v = \sigma_2$ et $\sigma_h = \sigma_3$. Si $\sigma_v^{ini} \gtrsim 0.5$ MPa (segment AB, FIG. I.3.17), alors $\sigma_v > \sigma_H$ et alors $\sigma_v = \sigma_1$, $\sigma_H = \sigma_2$ et $\sigma_h = \sigma_3$.
Une fois l'expérience finie (allongement maximal) le modèle est soumis à un régime de contrainte hydrostatique en maintenant la valeur σ_h toujours supérieure à sa valeur minimale atteinte au cours de l'expérience. La pression est enfin complètement relâchée et l'échantillon peut être soigneusement récupéré.
Les pas de déplacement appliqués aux plateaux mobiles est de 0,01 mm. La durée d'une expérience varie en fonction du déplacement total imposé au modèle et du mode de préchargement. Dans le cas d'une expérience menée pendant la fabrication du modèle et un allongement $\delta d = 1$ mm (modèle carré) ou $\delta l = 1$ mm (modèle rectangulaire) la durée de l'essai est de l'ordre de 7 heures. Dans le cas où le préchargement est hydrostatique, donc après fabrication du modèle, l'expèrience peut s'étaler sur deux jours.

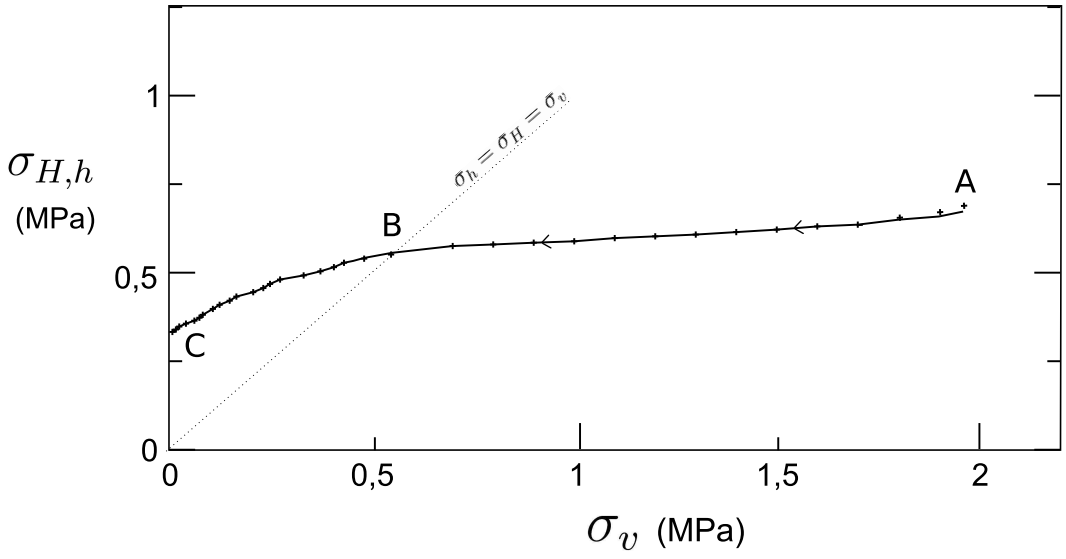

FIGURE I.3.17 – *σ_h et σ_H en fonction de σ_v pour le déchargement vertical avec les bords latéraux fixes. A = maximum des contraintes pendant la fabrication du modèle, $\sigma_{vfab} = 2$ MPa $> \sigma_{hfab} = \sigma_{Hfab}$; B = état de contrainte hydrostatique, $\sigma_v = \sigma_h = \sigma_H$; C = Déchargement vertical total, $\sigma_v = 0 < \sigma_h = \sigma_H \approx 0,3$ Mpa*

I.3.3 Techniques d'observations et d'étude de l'échantillon fracturé à la fin d'une expérience

I.3.3.1 Imagerie des surfaces du modéle et des fractures

A la fin de chaque expérience, le modèle est déplacé avec le socle mobile du dispositif de test vers un banc de photographie. Une prise de vue de la surface supérieure du modéle est effectuée sous un éclairage normal et rasant. L'éclairage normal permet de localiser et de répertorier les fractures visibles alors que l'éclairage rasant met en évidence les reliefs résultants du mouvement des blocs individualisés par les fractures. Le choix de l'orientation de l'éclairage par rapport aux plans des fractures et l'intensité de la lumière dépend de l'état de chaque échantillon. Ensuite une coupe verticale du modèle est effectuée en général au milieu de celui-ci de manière à pouvoir photographier l'intérieur du modèle.

Au final on connaît l'orientation et la distribution des fractures en 3 dimensions. Après avoir photographié la coupe et la surface du modèle, celui-ci est démantelé bloc par bloc et les reliefs présents sur les plans de fractures (figures fractographiques) sont alors photographiés.

I.3.3.2 La réalisation de coupes

Une coupe est réalisée à l'aide d'une lame de cutter dont le fil est posé sur la surface du modèle. Un sillon fin est graduellement creusé grâce à de lents mouvements de va-et-vient horizontaux, sans appliquer de pression verticale sur la lame. Un coup sec est asséné sur la tranche supérieure de la lame provoquant la rupture instantanée de l'échantillon suivant un plan vertical passant par le sillon préexistant. L'analyse comparée de la surface du modèle avant (photo) et après la coupe montre qu'il n'y pas de création de nouvelles fractures.

I.3.3.3 L'observation au microscope électronique

L'observation au microscope électronique à balayage de quelques morceaux d'échantillons fracturés a été effectuée. Les images présentées dans ce mémoire sont le fruit de nombreux tests avec des microscopes possédant des caractéristiques différentes. Un des problèmes à résoudre lors de l'observation des échantillons de CRACK[1] est un mouvement en translation ou "shifting" des images à grande résolution, dû à des concentrations locales de charges électriques et ce, que l'échantillon soit recouvert d'or ou pas. Cet effet a été réduit en diminuant la puissance du faisceau à électron, et donc la résolution, en collant l'échantillon sur un scotch carbone qui permet une évacuation partielle de la charge électrique. Le second problème rencontré concerne la stabilité du vide dans les microscopes à forte résolution. La résolution de ces microscopes est proportionnelle à l'intensité du vide dans la cellule. Plus la pression interne est faible, donc moins il y a de molécules de gaz pouvant perturber le faiseau d'électrons, plus nombreux seront les électrons arrivant par réfraction sur les capteurs. Le vide poussé n'a pu être obtenu, car CRACK[1] est poreux et contient de l'air, dont l'évacuation, progressive et très lente interdit l'équilibre de la pression. J'ai obtenu la plupart des images en utilisant le microscope environnemental de l'Ecole des Mines de Paris à Sophia-Antipolis. Ce microscope permet de travailler avec une pression interne relativement élevée et d'obtenir ainsi rapidement un équilibre de la pression interne de la cellule.

I.4 La réduction de la friction entre le dispositif et l'échantillon

L'état de contraintes du modèle expérimental doit être le plus homogène possible et donc la friction aux bords su modèle doit être rendue la plus petite possible

I.4.1 Tests numériques

Afin de quantifier l'influence de la friction sur la distribution des contraintes à l'intérieur du modèle, nous avons effectué des tests numériques en 2D à l'aide d'un code en éléments finis (Adeli2D, Hassani (1994)), dans des conditions similaires à nos expériences (FIG.I.4.18).

Plusieurs valeurs de coefficient de friction le long des surfaces horizontales du modèle ont été testés (de $\mu = 0$ à $\mu = 0,1$). La figure I.4.19 montre le résultat des simulations pour $\mu = 0,01$ et $\mu = 0$. On constate que pour $\mu = 0,01$ la distribution de la contrainte σ_{xx} est hétérogène : elle est quasiment nulle dans la partie centrale et prés des bords latéraux et extensive ailleurs (FIG. I.4.19a). Par contre pour $\mu = 0$ (FIG. I.4.19b), le champ de la contrainte σ_{xx} est homogène, excepté très près des bords.

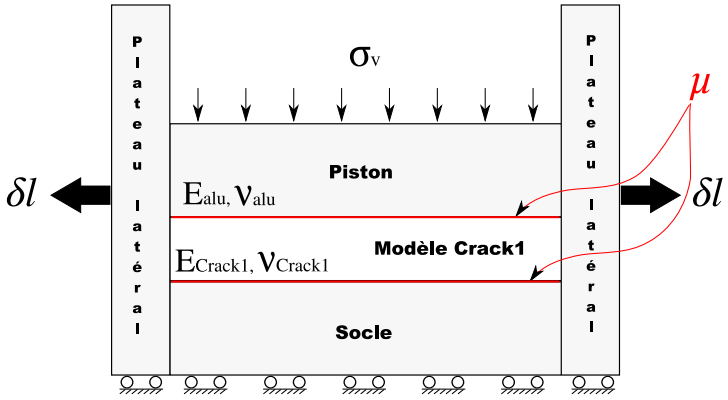

FIGURE I.4.18 – *Le modèle est chargé avec une contrainte verticale $\sigma_v = 0,4$ MPa typique dans nos expériences. Les bords latéraux en contact avec le modèle. $E_{alu} = 10^{11}$ Pa ; $\nu_{alu} = 0,3$; $E_{CRACK^1} = 1,3 \times 10^8$ Pa ; $\nu_{CRACK^1} = 0,3$.*

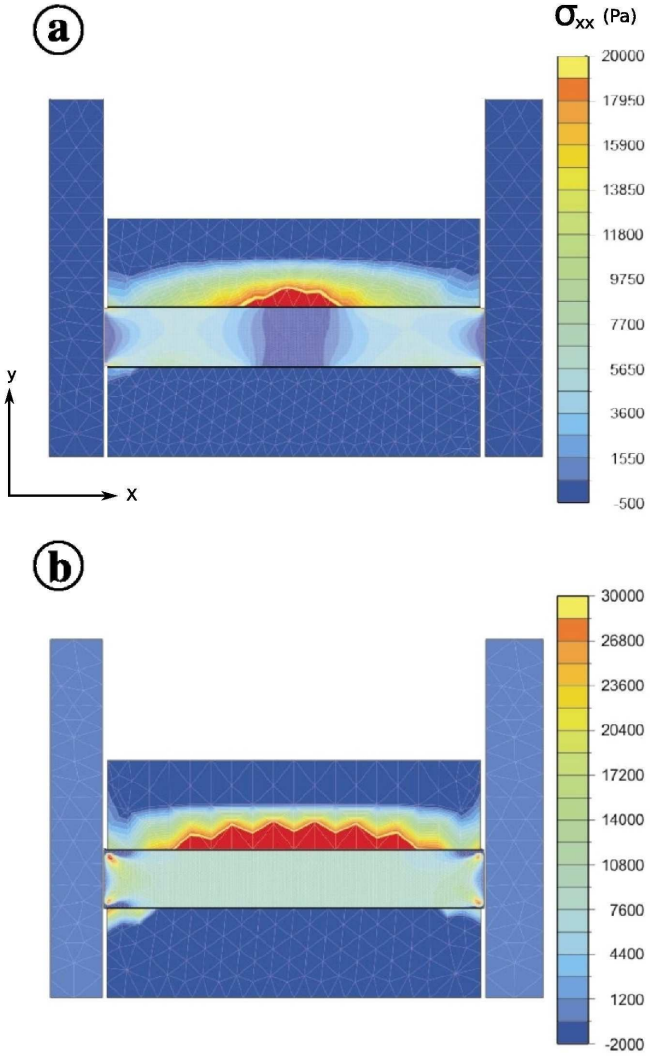

FIGURE I.4.19 – *Distribution de la contrainte horizontale σ_{xx} pour $\mu = 0,01$ entre le modèle et les plateaux en aluminium. Le modèle est chargé verticalement avec $\sigma_v = 0,4$ MPa. Les contraintes extensives sont positives.*

Ainsi la friction le long des contacts entre le modèle et les plaques horizontales doit être nulle pour obtenir un champ de contrainte homogène au sein de notre échantillon. Il apparaît qu'un coefficient $\mu = 0,01$ n'est satisfaisant que si la surface de contact est faible comme que les bords latéraux de notre modèle. Nous avons donc cherché à réduire au maximum la friction le long des bords de notre modèle.

I.4.2 Les méthodes de réduction de la friction

Les techniques de réduction de la friction entre le modèle et le dispositif doivent prendre en compte les caractéristiques du matériaux suivantes :

(1)*Le matériau* CRACK[1] *est très cassant* et peu résistant et donc très sensible à la présence d'hétérogénéités de surface et de concentrations de contraintes. Parce que les surfaces du modèle ne sont pas idéalement planes, les contraintes concentrées au niveau de petites irrégularités aux limites de l'échantillon peuvent facilement provoquer une fracturation.

(2)*CRACK*[1] *n'est pas un matériau chimiquement neutre.* Il peut réagir avec des liquides et des graisses en changeant ses propriétés mécaniques. C'est pourquoi le modèle ne peut être placé en contact direct avec aucun de ces matériaux pouvant servir de lubrifiant.

(3)*Les surfaces internes des plateaux rigides du dispositif polyaxial sont équipées de capteurs de force.* La solution choisie pour réduire la friction doit assurer leur fonctionnement sans perturber la mesure de la force horizontale.

Protocole de la mesure du coefficient de friction

Lorsque le matériau est rigide (Téflon, aluminium), celui-ci est placé directement en contact avec le modèle et un bloc rigide est posé par dessus (FIG. I.4.20 a). Le modèle est fixé à sa base et le plateau est soumis à une force F_v verticale et une force F_h horizontale. Les contraintes normale $\sigma_n = F_v/S$ et cisaillante $\tau_n = F_h/S$, S étant la surface du modèle, sont tracées pour déterminer le coefficient de friction μ. Lorsque le matériau est ductile (lubrifiant), puisque le modèle ne peut être utilisé, le lubrifiant est placé entre deux blocs rigide en aluminium (FIG. I.4.20 b). Nous présentons ci-dessous plusieurs graphes $\tau_n(\sigma_n)$ (FIG. I.4.21, I.4.22,I.4.23 et I.4.24).

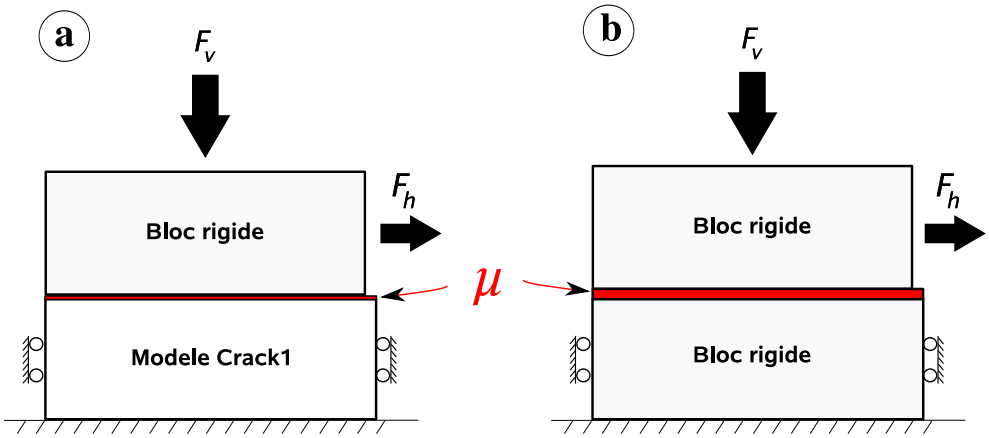

FIGURE I.4.20 – *Mesure du coefficient de friction μ. a) pour un frottement direct solide-échantillon ; b) pour des lubrifiants. F_v et F_h représentent les forces verticale et horizontale, respectivement, appliquées sur le bloc rigide supérieur. La force F_v est maintenu constante pendant que l'on l'augmente F_h jusqu'à la mise en mouvement du bloc rigide.*

Contact direct modèle-presse

Le coefficient de friction moyen dans ce cas est de $\mu = 0,7$ (I.4.21).

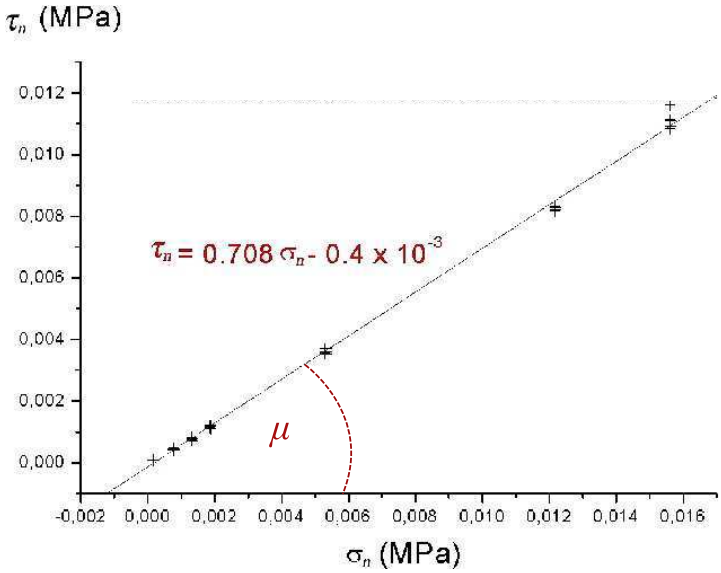

FIGURE I.4.21 – *τ_n en fonction de σ_n pour le cas du contact direct entre le modèle et le plateau d'aluminium.*

Contact avec film de Téflon

Le coefficient de friction est dans ce cas ($\mu = 0,3$) (FIG. I.4.22). L'utilisation d'une double couche de Téflon (Téflon-Téflon) donne $\mu = 0,15$. Afin de réduire d'avantage le coefficient de friction, nous avons testé différents lubrifiants industriels en combinaison avec le Téflon. Le meilleur résultat que nous ayons obtenu est un coefficient approchant 0,04. Afin de réduire encore ce coefficient de nouveaux lubrifiants ont été créés en coopération avec des chimistes. Nous présentons ci-dessous les résultats des mesures avec deux de ces matériaux.

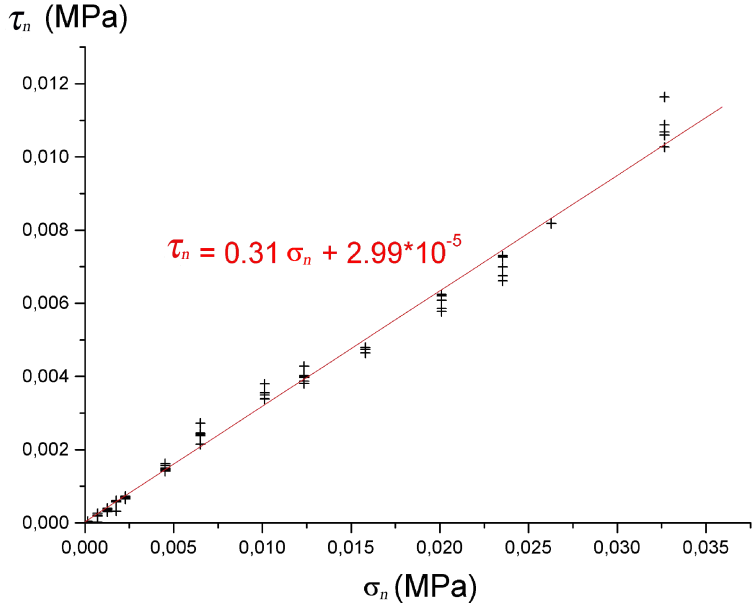

FIGURE I.4.22 – τ_n *en fonction de* σ_n *pour le cas du contact direct entre le modèle et le teflon.*

Lubrifiant n°1 : N9

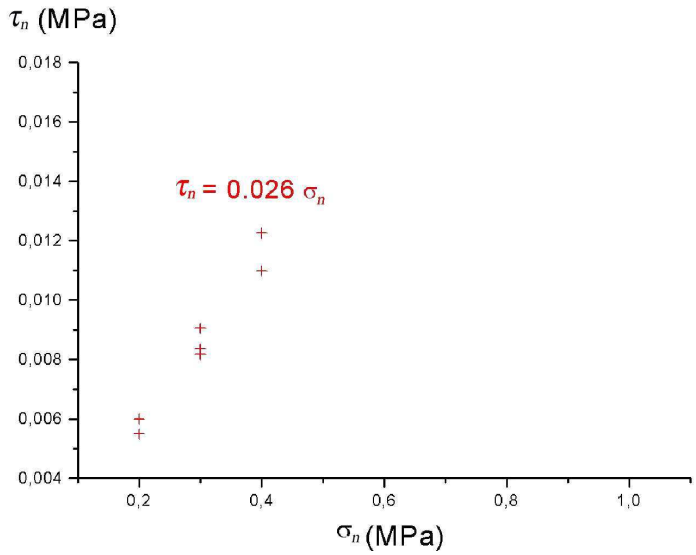

FIGURE I.4.23 – τ_n *en fonction de* σ_n *pour le lubrifiant N9.*

La figure I.4.23 montre un très bon résultat, mais une réduction plus importante encore a été obtenue avec le matériau TCX[1] pour lequel $\mu = 0,016$ (FIG. I.4.24).

Lubrifiant n°2 : TCX[1]

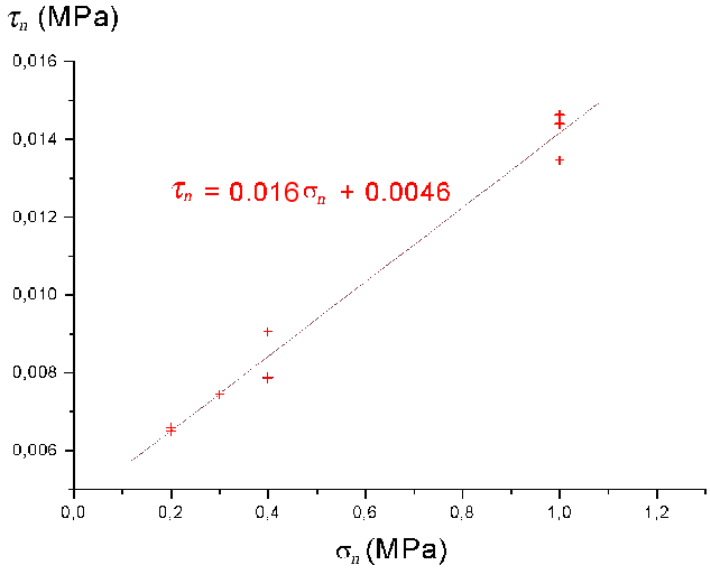

FIGURE I.4.24 – *τ_n en fonction de σ_n pour le nouveau lubrifiant TCX[1].*

La figure I.4.24 montre que le coefficient de friction obtenu avec TCX[1] est presque deux fois moins important qu'avec le lubrifiant N9. Néanmoins à cause d'interaction chimique entre TCX[1] et CRACK[1], TCX[1] ne peut être mis en contact direct avec l'échantillon et il faut donc qu'il soit séparé du modèle par un joint imperméable. Par ailleurs ce joint ne doit pas perturber la déformation du modèle. Pour cela il doit s'allonger dans la direction horizontale (x) autant que le modèle sous l'effet des contraintes appliquées. Cette condition s'exprime

$$\varepsilon_{xx}^{M} \leqslant \varepsilon_{xx}^{j} \tag{I.13}$$

où ε_{xx}^{M} et ε_{xx}^{j} représentent la déformation dans la direction d'allongement pour le modèle et le joint, respectivement. Dans nos expériences,la déformation est généré par la contrainte verticale σ_v parallèle à l'axe y. Nous avons donc

$$\varepsilon_{yy}^{M} = \frac{\sigma_v}{E^M}; \varepsilon_{yy}^{j} = \frac{\sigma_v}{E^j}$$

et puisque $\varepsilon_{xx} = -\nu\varepsilon_{yy}$, la condition I.13 peut s'exprimer en fonction des propriétés élastiques de CRACK[1] et du joint.

$$E^j\nu^M \leqslant E^M\nu^j$$

Des joints, d'épaisseur de 0,1 mm, ont été fabriqué à partir de polymère élastique possédant $E^j = 7,7 \times 10^7$ et $\nu^j = 0,45$ (ce polymère à base de Polyuréthane et de Plexiglass a été spécialement créer pour cette étude avec des chimistes). Ainsi $E^j\nu^M = 2,31\times10^7 \leqslant E^M\nu^j = 5,87\times10^7$ nous assure qu'aucune contrainte cisaillante n'est générée au contact du joint avec le modèle tant que les déformations latérales sont faibles et identiques. Le lubrifiant TCX[1] peut constituer une solution satisfaisante pour les petites surfaces (bords latéraux). Pour les

grandes surfaces horizontales du modèle la friction doit être zéro. Le dispositif dévelloppé afin d'éliminer la friction au niveau des contacts horizontaux, correspond à une poche (ou vessie) élastique (Fig. I.4.25) remplie d'un fluide. Puisque les fluides ne maintiennent pas de contraintes déviatoriques, placée entre le modèle et les plateaux horizontaux de la presse cette vessie "efface" les contraintes cisaillante à la surface du modèle. Ce qui assure, d'un côté, la friction nulle et, d'un autre côté, la répartition homogène de la contrainte verticale appliquée au modèle (FIG. I.4.26). Les propriétés élastique du polymère silicone composant l'enveloppe de la vessie ($E = 4,5 \times 10^5$ Pa et $\nu = 0,45$) respectent la condition I.13.

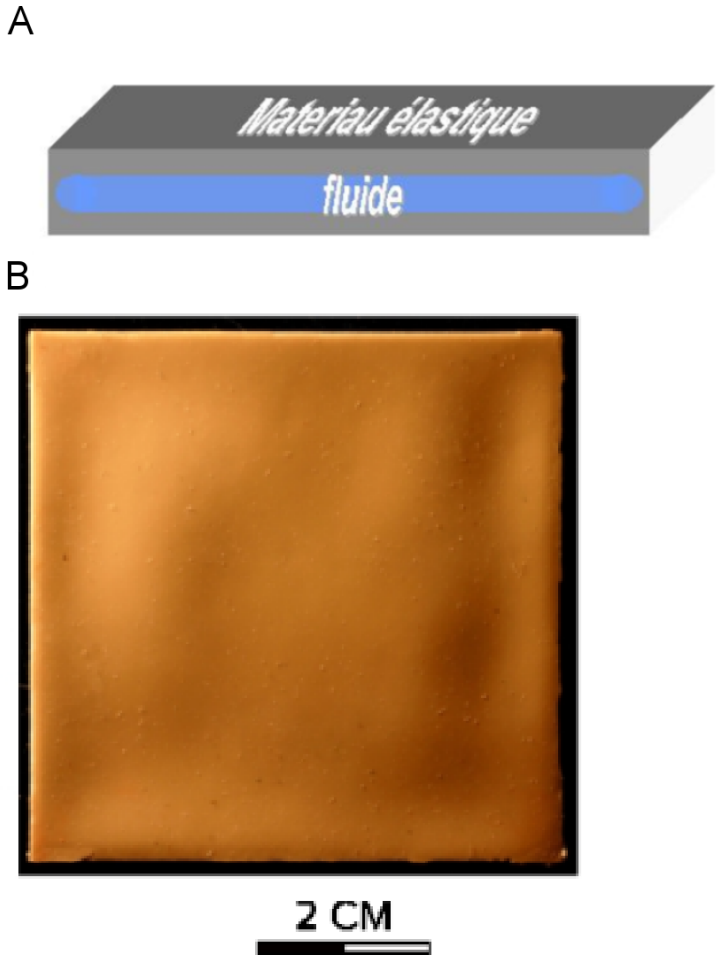

FIGURE I.4.25 – *La poche utilisé pour obtenir une friction nulle le long des grandes surfaces horizontales du modèle A) Coupe schématique ; B) Photo en vue de dessus d'une vessie les dimensions horizontales sont les mêmes que celle du modèle carré sont* $65 \times 65\times$ *mm et son épaisseur est de 3 mm.*

En conclusion, la configuration qui permet d'obtenir une friction nulle aux limites de l'échantillon de CRACK[1] nécessite d'une part la mise en place de vessies le long des surfaces inférieure et supérieure du modèle (I.4.27) et d'autre part, l'utilisation de films de polyuréthane, qui séparent les bords latéraux du modèle et les plateaux en aluminium. Le lubrifiant TCX[1] est étalé entre ces films et les plateaux.

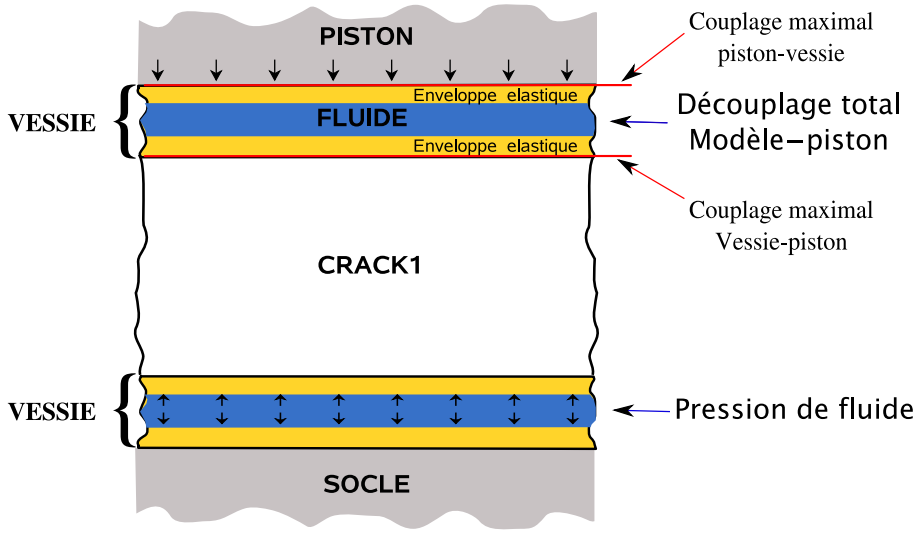

FIGURE I.4.26 – *Coupe verticale schématique simplifiée du dispositif avec les vessies en place pour l'expérience.*

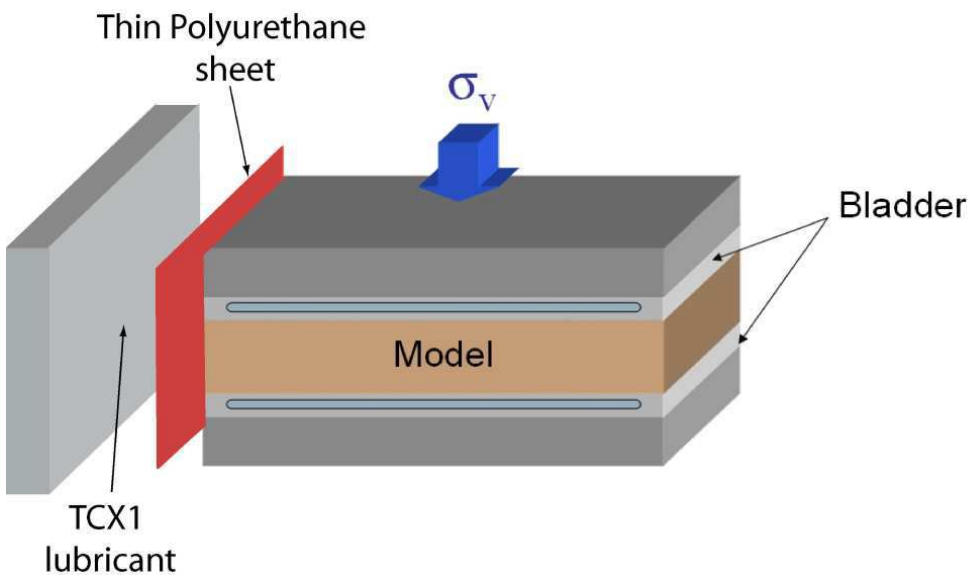

FIGURE I.4.27 – *Configuration permettant d'obtenir une friction nulle et une pression constante le long des surfaces supérieure et inférieure et une friction très faible $\mu = 0,01$ le long des bords latéraux du modèle.*

Chapitre II

Résultats des expériences

Sommaire

II.1 Les diaclases **100**
- II.1.1 Fracturation sous une compression uniaxiale 100
- II.1.2 Génération d'un réseau de diaclases parallèles en déchargement dans un dispositif simple 109
- II.1.3 Les paramètres contrôlant l'espacement entre les diaclases . . . 110
- II.1.4 Formation d'un réseau de diaclases dense en compression triaxiale au sein du dispositif polyaxial équipée de capteur de force horizontaux 118

II.2 Les couloirs fracturés **119**
- II.2.1 Sous quelles conditions les couloirs fracturés peuvent-ils se former ? 119

II.3 Changement du type de fracturation avec l'augmentation de la pression **125**
- II.3.1 Conditions expérimentales 125
- II.3.2 Évolution de l'angle du plan de rupture θ en fonction de σ_1 ; fractures hybrides et cisaillantes 126
- II.3.3 Influence de la géométrie et de la structure du modèle sur θ . . 131
- II.3.4 Les paramètres qui contrôlent l'espacement S des fractures cisaillantes 135

II.4 Le changement des figures fractographiques avec θ **139**
- II.4.1 Les figures fractographiques des diaclase ($\theta = 0$) 139
- II.4.2 Les figures fractographiques des fractures hybrides ($0 < \theta < 20^\circ$) 144
- II.4.3 Les reliefs des surfaces de fracture cisaillantes : $20 < \theta < 27^\circ$ . . 146

II.5 Enveloppe de rupture expérimentale **146**

II.6 Analyse des résultats expérimentaux **149**
- II.6.1 Les bandes de localisation de la déformation 149
- II.6.2 Application aux résultats des expériences 150

II.7 Interprétation et application des résultats aux conditions naturelles . . **154**
- II.7.1 Formation des réseaux de diaclases 154
- II.7.2 Formation des couloirs fracturés 158
- II.7.3 Les fractures cisaillantes 160

La migration des fluides au sein d'un réservoir fracturé est contrôlée en grande partie par l'organisation et la distribution des fractures souterraines. Les réseaux de fractures, plus ou moins parallèles, sont observés jusqu'à des profondeurs de plusieurs kilomètres où *les trois contraintes principales doivent être compressives.*
Les diaclases sont définies comme des fractures dont les lèvres ne montrent aucun mouvement relatif cisaillant. Les tests mécaniques effectués sur des échantillons cylindriques de roche montrent que quelques fractures (1 à 3) répondant à cette définition, sont obtenues *en compression uniaxiale.* Les plans de ces fractures se développent dans l'axe de la contrainte compressive appliquée σ_1 et perpendiculairement à $\sigma_3 = 0$. Néanmoins au cours de ces essais, les petites dimensions des échantillons et les problèmes liés à la friction à l'interface entre l'échantillon et les plateaux de la presse, ne permettent pas de générer un réseau de diaclases.
Dans notre approche analogique nous pouvons nous affranchir des problèmes d'échelle et contrôler plus aisément la friction.
Dans la suite de ce travail, les expérience sont numérotées, notées `Expérience` ***n*** . Chaque numéro n désigne en réalité une série d'une dizaine d'expériences menées dans des conditions de chargement et/ou de contact identiques. Pour chacune de ces séries est présenté le résultat le plus représentatif de l'ensemble des essais. Les conditions des expèriences ainsi que les dimensions des échantillons sont reportés dans le tableau II.1

La section suivante présente les résultats de notre étude des paramètres qui contrôlent la formation d'un réseau de diaclases en compression.

II.1 Les diaclases

II.1.1 Fracturation sous une compression uniaxiale

Comme l'utilisation des vessies développées (§ I.4.2) n'est pas possible dans les tests uniaxiaux (sans bords latéraux rigides) nous avons utilisé des modèles ayant une grande dimension dans la direction de chargement (FIG. II.1.1a). Ceci permet de minimiser les effets de bords et assure un chargement homogène dans la partie centrale éloignée des bords du modèle. Différentes conditions de friction et de rigidité au limite du modèle sont testées.

N° exp.	Dimensions L× l × H (mm)	Cond. contact latéral	Cond. contact horizontal	Contraintes initiales (MPa) σ_v^{ini}, σ_H^{ini}, σ_h^{ini}	Contraintes finales (MPa) $\sigma_v, \sigma_H, \sigma_h$	Allongement (mm)	θ (°)
1	150 × 57 × 6	Alu + Téf	Bords libres	0, 0, 0	non mesuré	- 0.1	≈ 0
2	150 × 57 × 6	Néo.	Bords libres	0, 0, 0	non mesuré	-1.2	0
3	150 × 57 × 6	Néo. + 2 ep. Téf	Bords libres	0, 0, 0	non mesuré	-1.5	0
4	150 × 57 × 6	Bords libres	Néo. + 2 ep. Téf	0, 0, 0	0.35, 0, 0	Non mesuré	0
5	150 × 57 × 10	Alu + Téf	Néo. + 2 ep. Téf	0.4, 0.5, 0.5	0.4, 0.30, ≈ 0	0.2	0
6	150 × 57 × 3	Alu + Téf	Néo. + 2 ep. Téf	idem	idem	idem	0
7	150 × 57 × 10	Alu + Téf	Néo. + 2 ep. Téf	0.11-0.42, 0.33-0.44, 0.33-0.44	0.11-0.42, 0.33-0.44, ≈ 0	idem	0
8	150 × 57 × 10	Alu + Téf	Alu + Téf	2, 0.65, 0.60	0, 0.2, 0.2	Non mesuré	0
9	10 × 10 × 20	Acier + Téf	Acier + Téf	3.75-10, n.m, n.m.	0, n.m., n.m.	Bords fixes	0
10	150 × 57 × 10	Alu + Téf	Alu + Téf	2, 0.7, 0.67	0.01, 0.2, 0.2	Non mesuré	0
11	65 × 65 × 10	TCX^1 + PUR	Vessie + PUR	0.15, 0.15, 0.15	0.15, 0.14, 0.01	0.3	0
12	65 × 65 × 10	TCX^1 + PUR	Vessie + Néo.	0.3, 0.3, 0.3	0.3, 0.11, 0.07	0.3	0
13	65 × 65 × 10	TCX^1 + PUR	Vessie	0.3, 0.3, 0.3	0.3, n.m., 0.27	2	≈ 0
14	65 × 65 × 10	TCX^1 + PUR	Vessie	0.3, 0.3, 0.3	0.3, 0.25, 0.18	2	≈ 0
15	65 × 65 × 10	TCX^1 + PUR	Mixte	0.3, 0.3, 0.3	0.3, 0.2, 0.025	1.2	$0 < \theta < 27$
16	65 × 65 × 10	TCX^1 + PUR	Vessie + PUR	0, 0.02, 0.02	0, 0.35, 0.35	Bords fixes	0
17	65 × 65 × 10	Alu + Téf	Néo. + 2 ep. Téf	0.4, 0.5, 0.5	0.4, 0.37, 0.016	0.16	0
18	65 × 65 × 10	Alu + Téf	Néo. + 2 ep. Téf	0.5, 0.53, 0.55	0.50, 0.38, 0.026	0.6	6
19	65 × 65 × 10	Alu + Téf	Néo. + 2 ep. Téf	0.6, 0.58, 0.54	0.6, 0.42, 0.08	1	13
20	65 × 65 × 10	Alu + Téf	Néo. + 2 ep. Téf	1, 0.6, 0.6	1, 0.48, 0.28	0.9	19
21	65 × 65 × 10	Alu + Téf	Néo. + 2 ep. Téf	1.5, 0.65, 0.69	1.5, 0.6, 0.43	1.4	28
22	65 × 65 × 10	Alu + Téf	Néo. + 2 ep. Téf	2, 0.7, 0.74	2, 0.68, 0.62	1.8	30
23	65 × 65 × 20	Alu + Téf	Néo. + 2 ep. Téf	1.5, 0.62, 0.63	1.5, , 0.43	1.36	30
24	65 × 65 × 30	Alu + Téf	Néo. + 2 ep. Téf	1.5, 0.67, 0.61	1.5, 0.62, 0.43	1.36	28
25	3 × (65 × 65 × 10)	Alu + Téf	Néo. + 2 ep. Téf	1.5, 0.61, 0.65	1.5, 0.58, 0.40	3	28
26	5 × (65 × 65 × 1)	Alu + Téf	Néo. + 2 ep. Téf	1.5, 0.63, 0.65	1.5, 0.60, 0.40	3	29
27	65 × 65 × 10	Alu + Téf	Néo. + 2 ep. Téf	1.5, 0.64, 0.66	0.32, 0.78, 1.36	3	29
28	65 × 65 × 10	Alu + Téf	Néo. + 2 ep. Téf	1.3, 0.64, 0.60 ; 2, 0.71,0.70	1.3, 0.50, 0.26 ; 2, 0.61, 0.5	3	28

TABLEAU II.1 – *Conditions de contact et valeurs des contraintes, au début et à la fin de l'expérience, appliquées aux limites des échantillons fracturés. La valeur de l'angle de rupture θ obtenu est également indiqué. Les valeurs négative d'allongement sont des raccourcissement du modèle. Alu = Aluminium ; Néo = Néoprène ; ep. = épaisseur ; Téf = Téflon ; n.m.= non mesuré. Alu + Téf = friction non négligeable ; Néo + Téf= friction trés faible ; TCX^1 + PUR = friction quasi nulle ; Vessie et vessie + X = friction nulle.*

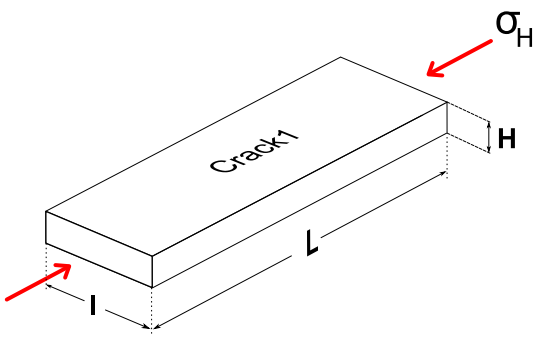

FIGURE II.1.1 – *Chargement uniaxial 1 : La contrainte σ_H est générée par le déplacement horizontal d'un piston selon la direction parallèle à la longueur L de l'échantillon. Les deux longs bords latéraux sont laissés libres et la contrainte verticale est nulle. Les modèles ont des dimensions $L \times l \times H = 150 \times 57 \times 6$ mm.*

`Expérience 1` (Fig II.1.2) : Les plateaux rigides en aluminium sont recouverts d'un film de Téflon ($E_{tef} = 3,5 \times 10^8$ Pa, $\nu_{tef} = 0,46$) d'épaisseur 0,1 mm. On constate que l'unique fracture générée n'est ni linéaire ni continue, mais contient une zone de relais complexe. La fracture s'initie au niveau du bord mobile (bord supérieur du modèle FIG.II.1.2) pour $\delta L \approx$ 0.05 mm. Elle se propage pendant le raccourcissement et s'arrête lorsque le raccourcissement est stoppé. Dans la moitié des expériences un chevauchement parallèle au bord mobile se forme avant l'apparition d'une fracture et accommode l'intégralité du raccourcissement.

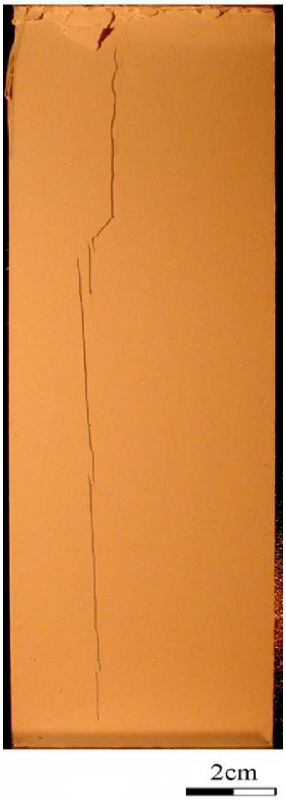

FIGURE II.1.2 – *Vue de dessus d'un modèle fracturé sous les conditions de l'expérience 1. L'endommagement du modèle le long du bord mobile (bord court du modèle en haut de la photo) est dû à la concentration de contraintes le long du contact plateau rigide-modèle dont la surface n'est pas idéalement plane. δL=0,1 mm*

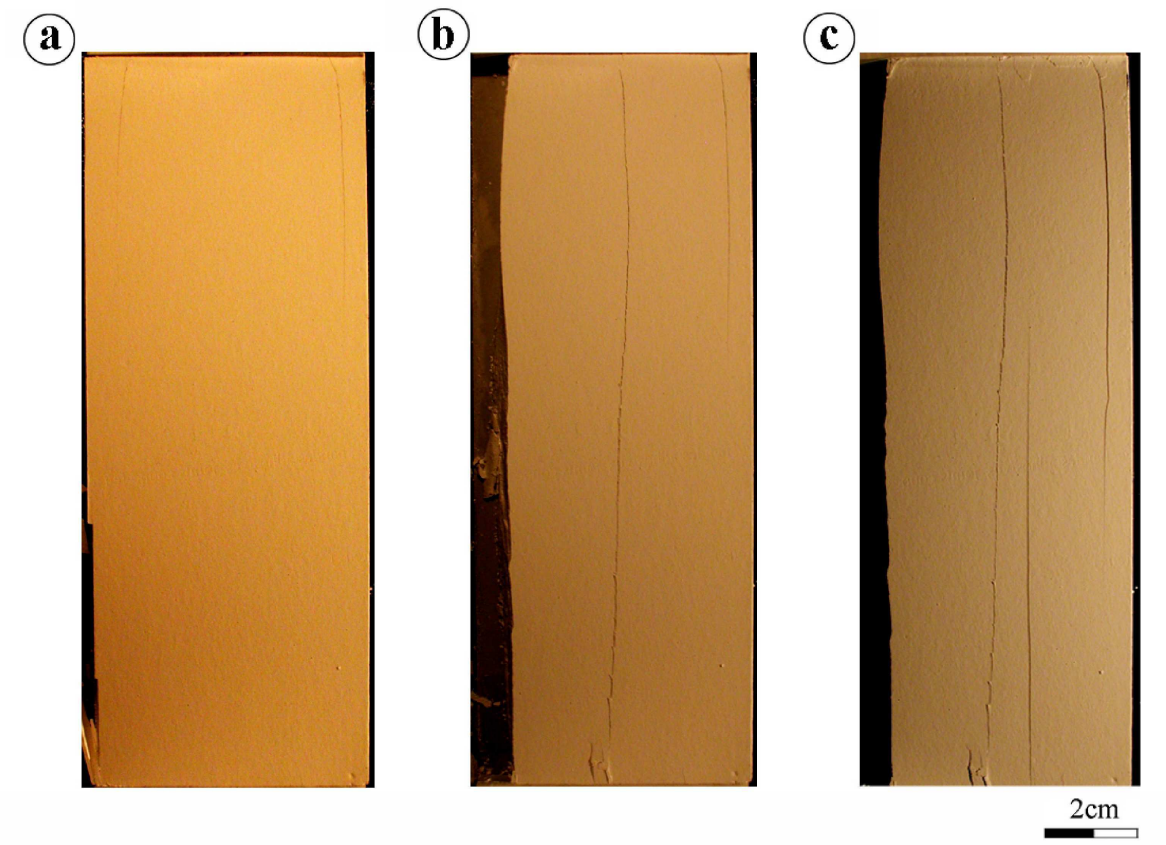

FIGURE II.1.3 – *Vue de dessus d'un modèle en contact direct avec le néoprène, présentant trois stades successifs de l'expérience. (a)* $\delta L = 1$ *mm ; (b)* $\delta L = 1,2$ *mm ; (c)* $\delta L = 1,3$ *mm.*

`Expérience 2` (FIG. II.1.3)
Une couche d'épaisseur de 1cm de néoprène ($E_{neo} = 4 \times 10^5$ Pa ; $\nu_{neo} = 0,45$), moins rigide que le modèle, est insérée entre les plateaux et le modèle. De la traction peut donc être générée lors du raccourcissement au contact entre le modèle et le néopréne. Les premières fractures apparaissent généralement à une distance allant de 0.5 à 2 cm du bord long de l'échantillon (FIG. II.1.3), puis des fractures peuvent apparaître au centre du modèle (FIG. II.1.3 b et c). Les fractures obtenues sont continues et parallèles et le nombre de fractures augmente avec le raccourcissement du modèle. L'apparition de ces fractures est accompagnée par des émissions acoustiques : leur formation est donc dynamique. La continuation du raccourcissement du modèle de la figure aboutit à sa destruction par la création de chevauchement et de fractures obliques à la direction de raccourcissement.

`Expérience 3 :` (FIG. II.1.4) Deux films de Téflon, plus rigides que le modèle, de 0,1 mm d'épaisseur sont insérés entre la couche de néoprène et le modèle. Il n'y a donc plus ici de traction générée dans le modèle par la déformation du néoprène. La fracturation apparaît pour un déplacement du piston plus important que dans l'expérience précédente. Deux orientations équiprobables des fractures sont alors observées : des diaclases verticales identiques à celles observées précédemment (FIG. II.1.4a) ou alors une fracture horizontale (FIG. II.1.4b). Les deux orientations de fractures sont quelques fois observées au sein d'un

même modèle. La première fracture verticale apparaît au centre du modèle, suivie par d'autres de chaque côté quand la déformation augmente. Dans certaines expériences toutes ces fractures apparaissent pratiquement simultanément. La fracturation horizontale s'initie au contact avec le piston (le film de Téflon). Après quoi l'expérience est terminée car le modèle ne supporte plus la charge.
Quel que soit l'orientation, la propagation de la rupture est accompagnée par des émissions acoustiques. La propagation des fractures est ici aussi dynamique. L'espacement S entre les fractures verticales est approximativement le même d'une expérience à une autre et est proche de 1.5 cm. Les plan des fractures horizontales et verticales sont parallèles à la contrainte principale appliquée $\sigma_H = \sigma_1$ et perpendiculaire à $\sigma_3 = \sigma_2$. *Ce sont donc des diaclases.*
Des résultats similaires sont obtenus en ajoutant TCX[1] entre les deux films de Téflon.

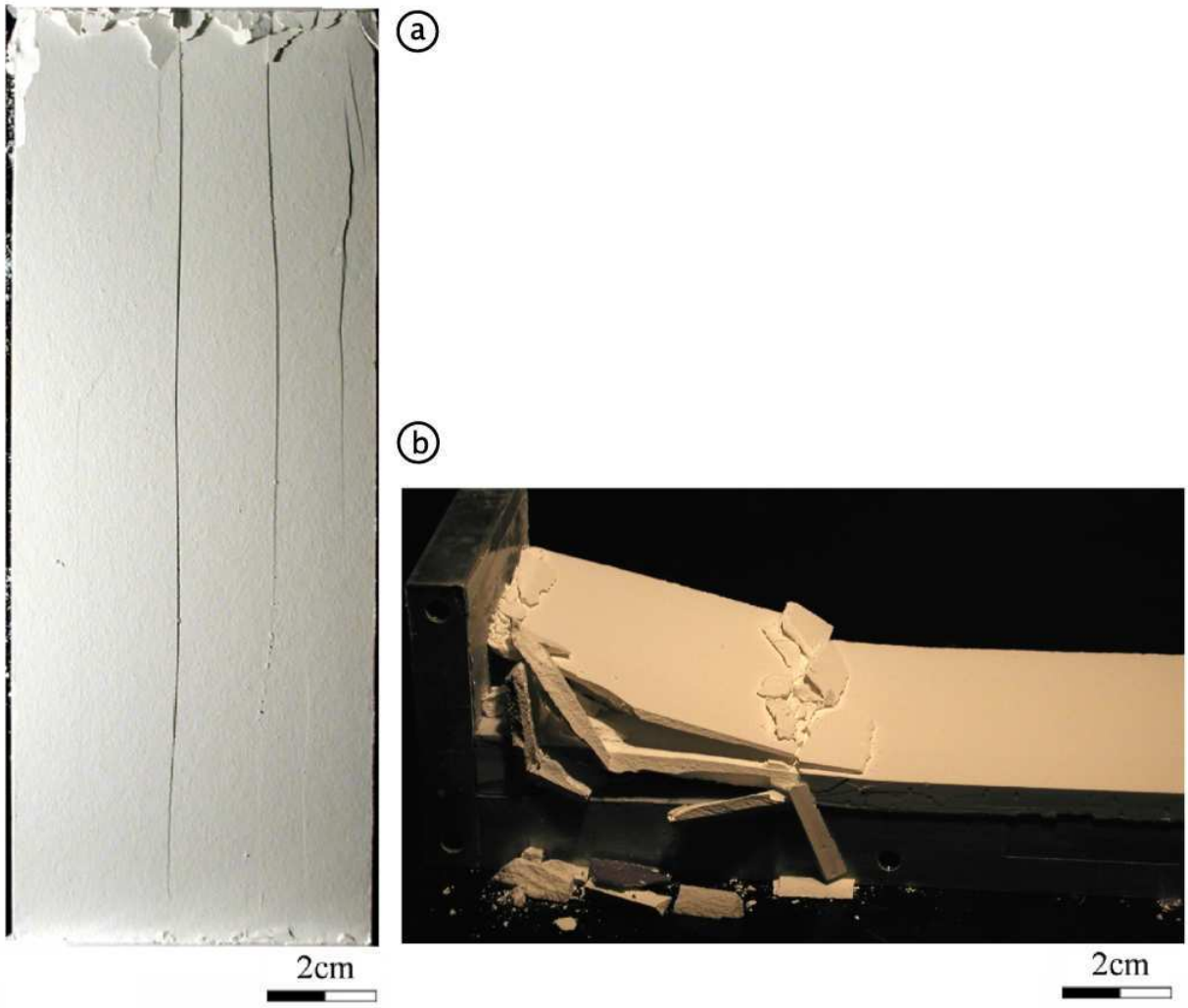

FIGURE II.1.4 – *Deux types de fracturation possibles dans les conditions de l'expérience 3. Le modèle est séparé des couches de néoprène par deux films de Téflon. (a) Vue de dessus d'un modèle affectée par une fracturation verticale. (b) Modèle affecté par une fracturation horizontale. Dans les deux cas,* $\delta L \approx 1,5$ *mm.*

En conclusion, cette série d"expérience montre que sous ce chargement uniaxial longitudinal (FIG. II.1.1a), plusieurs diaclases parallèles (verticale ou horizontale) sont générées avec un espacement régulier, *sans appliquer de traction aux limites du modèle* (néoprène + double téflon). L'orientation des fractures n'est pas prévisible et le nombre de fractures est limitée par la résistance en compression du modèle. Dans le cas de la formation de diaclases verticales (FIG. II.1.4) le modèle ne peut accommoder la contrainte compressive après l'apparition de deux ou trois diaclases. L' augmentation de σ_1 ne permet donc pas de générer un réseau de fractures plus dense sous ce type de chargement. Nous avons donc soumis notre échantillon au chargement uniaxial vertical (FIG. II.1.5).

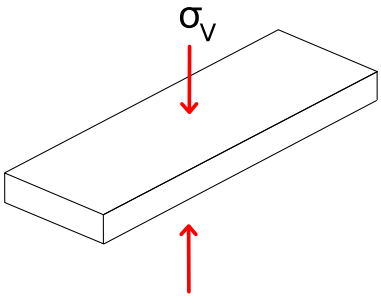

FIGURE II.1.5 – *Chargement uniaxial 2 : la contrainte σ_v est générée par le déplacement vertical d'un piston parallèlement à la hauteur H de l'échantillon. Tous les bords latéraux sont laissés libres. Les dimensions des modèles sont les mêmes que dans les expériences précédentes $L \times l \times H = 150 \times 57 \times 6$ mm.*

`Expérience 4 :` Les conditions de contact entre le modèle et les plateaux sont celles de l'expérience précédente (néoprène + double film de Téflon), mais l'orientation de la contrainte "motrice" est verticale. Au stade final de cette expérience (σ_v= 0,4 MPa) un réseau de fractures verticales très dense affecte le modèle (FIG. II.1.6).

Deux générations de fractures, au moins, sont visibles sur la photo II.1.6b dont la plus récente vient butter sur la fracture précoce surlignée en noir (FIG. II.1.6d). L'angle d'intersection entre les fractures de ces deux générations est proche de 90°. Quand le réseau de fracture devient très dense, avec un espacement entre les fractures inférieur à l'épaisseur du modèle (1 cm), les blocs découpés par les diaclases, ont la forme de parallélépipèdes (FIG. II.1.6c). La mise en place d'un réseau similaire est illustré sur la figure II.1.7, à travers 4 stades successifs de chargement sous σ_v croissant.

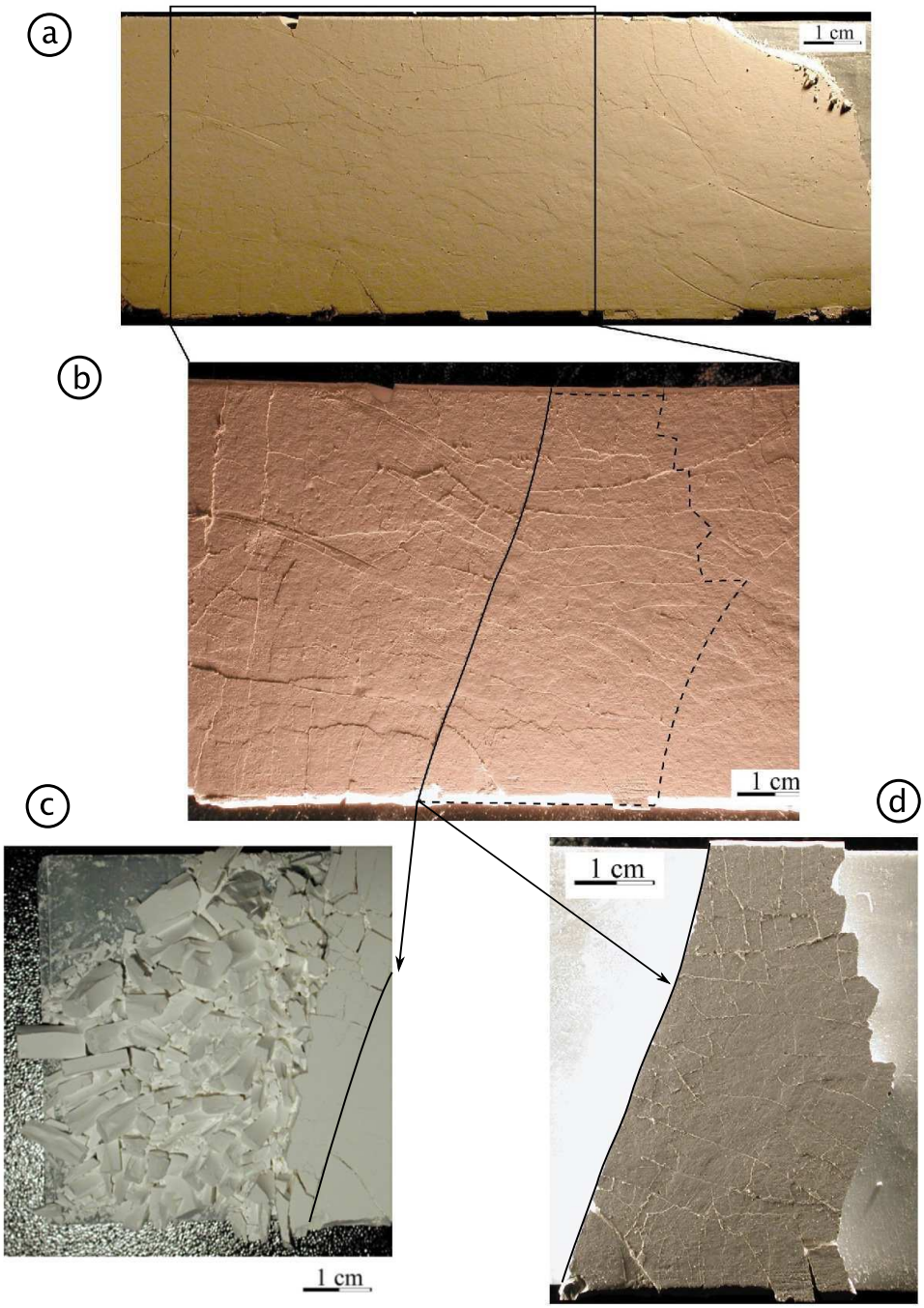

FIGURE II.1.6 – *Expérience 4 : Photos de surface du modèle fracturé sous $\sigma_v = \sigma_1$ perpendiculaire à cette surface avec $\sigma_2 = \sigma_3 = 0$. (a) Surface totale ; (b) zoom sur l'aire entourée en (a). La fracture surlignée en noir est une des première a être apparue ;(c) Les blocs intacts séparés par les fractures dans la partie gauche de la fracture surlignée en noir sur photo b) ; (d) zoom de la partie encadrée en (b). $\sigma_1 = 0.4$ MPa.*

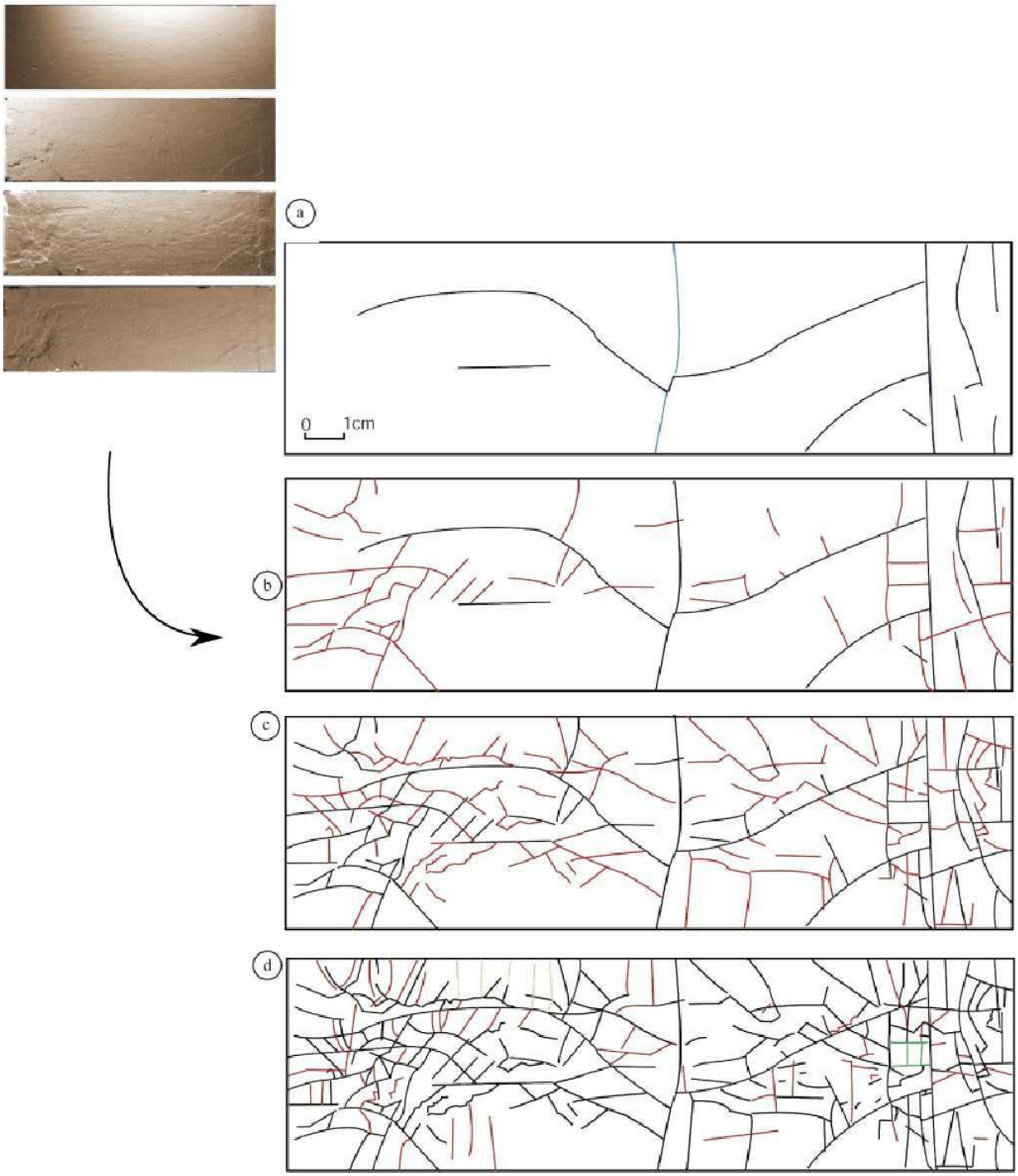

FIGURE II.1.7 – *Quatre stades successifs de la fracturation du modèle dans les conditions de l'expérience 4. 1) Montages des photos en vue de dessus du modèle ; 2) Reproduction exacte des fractures visibles en surface du modèle. Les fractures apparues entre chaque stade sont surlignées en rouge. (a)* σ_v *= 0,20 MPa, (b)* σ_v*= 0,22 MPa ; (c)* σ_v*= 0,28 MPa ; (d)* σ_v*= 0,35 MPa.*

Le nombre de fracture augmente avec la valeur de $\sigma_v = \sigma_1$. La fracturation commence par la formation de deux fractures parallèles aux bords courts du modèle (en bleu au stade a). Avec l'augmentation de σ_1 (stades *b*, *c* et *d*), le nombre de fractures augmente de manière hétérogène à travers le modèle, les zones initialement les plus fracturées se fracturent le plus : les nouvelles fractures se développent perpendiculairement au fractures préexistantes. Plus la densité de fractures est importante, plus les fractures sont rectilignes et leur longueur diminue. Prés des bords du modèle, les fractures sont quasiment perpendiculaires à ceux-ci.
La distribution des valeurs des angles d'intersection entre toutes les fractures présentes à chacun des stades de l'expérience précédente montre que dans les stades les plus tardifs, les intersections à angle droit prédominent nettement (FIG. II.1.8). Ainsi le réseau de fractures devient plus organisé avec l'augmentation de σ_v, puisque les nouvelles fractures qui apparaissent sont soit orthogonales, soit parallèles aux fractures préexistantes.

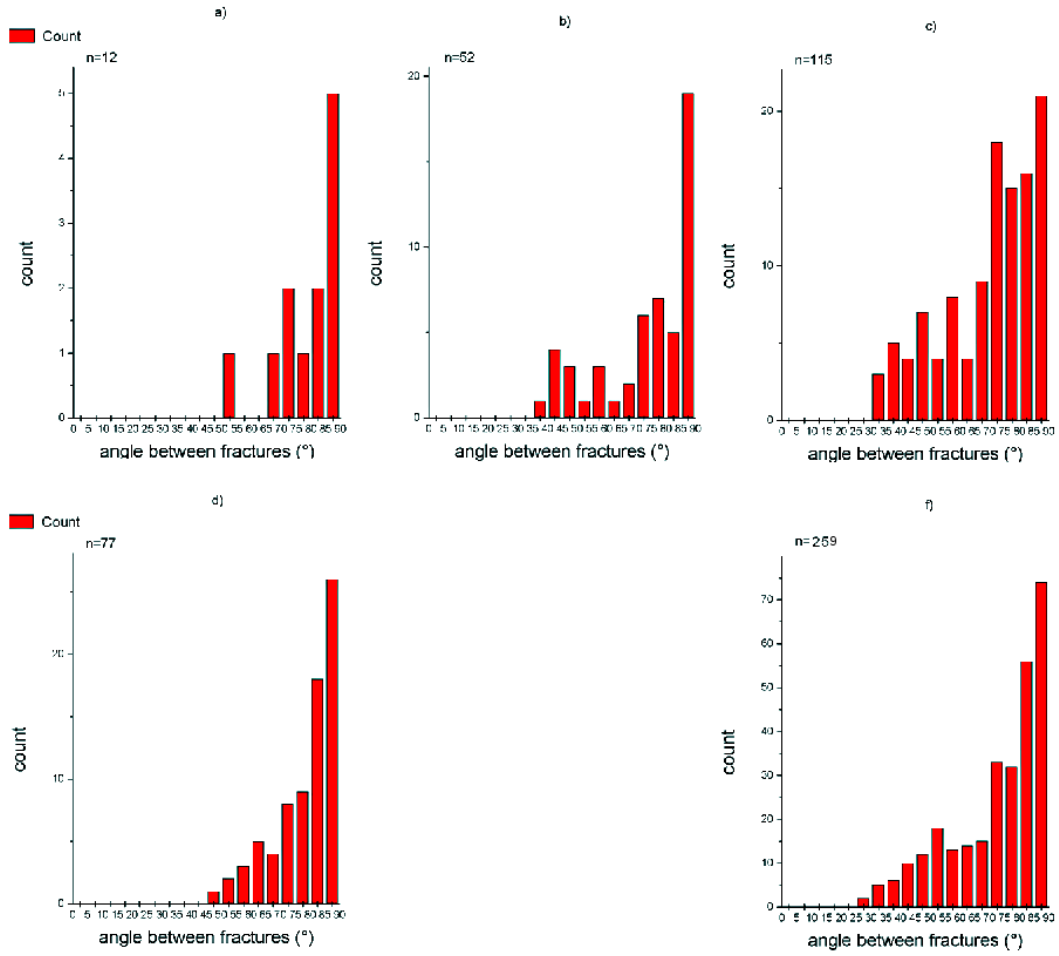

FIGURE II.1.8 – *Histogrammes montrant la distribution des angles d'intersection des fractures générées dans le modèle pour des diaclases apparaissant entre les différentes phases de la figure II.1.7 : (a) entre le stade initial (modèle homogène) et le stade a ; (b) entre les stades a et le b ; etc...(f) compilation de toutes les fractures apparues au cours de l'expérience. Les intersections des fractures avec les bords latéraux du modèle sont inclues dans les statistiques. L'erreur sur la mesure est de ± 2°.*

II.1.1.1 Conclusions

Le chargement uniaxial des modèles de CRACK[1] aboutit à la formation de diaclases. La densité des diaclases augmente de manière continue avec la charge appliquée. Sous la charge uniaxiale orthogonale à la surface d'une couche et en l'absence de traction aux limites du modéle, il n'y a pas de directions préférentielles pour les diaclases. L'organisation des diaclases est plutôt affectée par la géométrie du modèle et les directions des fractures préexistantes.
Ce type de chargement représente un cas naturel de chargement exceptionnel, par exemple la fracturation de couches sédimentaires tabulaires composant un plateau de forte épaisseur. En régle générale, au moins deux des trois contraintes principales sont compressives.

C'est pourquoi dans les expérience suivantes nous appliquons au modèle un chargement triaxial, c'est à dire $\sigma_1 \neq \sigma_2 \neq \sigma_3 \approx 0$, afin de d'étudier l'influence d'une asymétrie des contraintes principales intermédiaires et mineures sur l'organisation des diaclases.

II.1.2 Génération d'un réseau de diaclases parallèles en déchargement dans un dispositif simple

Le modèle est fabriqué dans un moule parallélépipèdique dont les deux bords latéraux sont mobiles et non équipé de capteurs de force horizontaux. Une fois $\sigma_v = \sigma_{vfab} = 2$ MPa atteint, σ_v est réduit, les bords latéraux fixes, jusqu'à σ_v^{ini} constant sous lequel l'expérience est menée. L'expérience débute alors lorsque, à partir de cet état de contrainte initial axisymétrique ($\sigma_H^{ini} = \sigma_h^{ini}$), le modèle est déchargé dans une direction horizontale en desserant un ou deux des bords latéraux opposés, les autres bords latéraux fixes. La baisse de la contrainte horizontale dans la direction d'allongement du modèle aboutit à un état de contrainte polyaxial $\sigma_v = \sigma_v^{ini} \neq \sigma_H < \sigma_h$. Dans les expériences suivantes, $\sigma_H = \sigma_1$, $\sigma_v = \sigma_2$ et $\sigma_h = \sigma_3$ (Segment BC FIG. I.3.17). Une couche de néoprène de 1 cm d'épaisseur est insérée entre le modèle et les plateaux horizontaux et elle est séparée du modèle par deux films de Téflon. Les plateaux latéraux sont eux recouverts uniquement d'un film de Téflon.

`Expérience 5 :` Desserage d'un bord long du modèle. La figure II.1.9 montre une organisation de fracture très différente des expériences précédentes (Fig II.1.3). Ces fractures sont nettement plus denses. Elles sont parallèles à σ_2, sub-parallèles à σ_1 et sub-perpendiculaires à σ_3 ; elles sont donc des diaclases. On remarque qu'elles sont courbes, ce qui résulte de la friction non nulle le long des bords courts. L'effet des bords diminue quand on applique le desserage symétrique des longs bords (FIG. II.1.11).

A notre connaissance cette expérience représente la première reproduction en laboratoire d'un réseau parallèle de diaclase sous compression triaxiale.

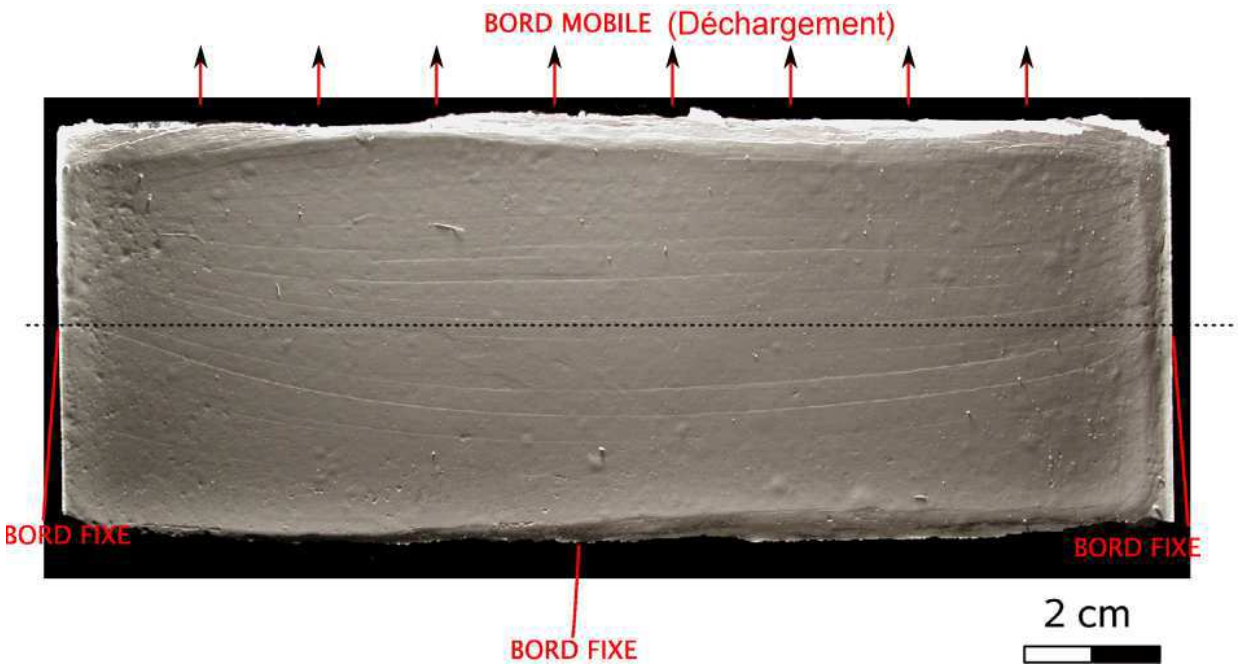

FIGURE II.1.9 – *Expérience 5 : Surface d'un modèle fracturé sous $\sigma_v = \sigma_2 = 0,4$ MPa et $\sigma_H = \sigma_1 > \sigma_h = \sigma_3$. La contrainte σ_1 est horizontale sur la photo et σ_3 tend vers 0 et est vertical. Dans ces expériences nous ne mesurions pas encore les contraintes horizontales. Les plateaux latéraux sont recouvert de Téflon.*

II.1.3 Les paramètres contrôlant l'espacement entre les diaclases

L'espacement est un paramètre capital pour des applications dynamiques concernant la double porosité des réservoirs. A la base de certaines études statistiques et de simulations numériques 2D, divers auteurs proposent que l'espacement S doit être typiquement comparable à l'épaisseur de la couche fracturée H (e.g.Bai and Pollard (2000b) et Bai and Pollard (2000c)). Aussi nous avons effectué une série d'expériences spécialement conçues pour vérifier directement cette hypothèse.

II.1.3.1 Rapport entre l'épaisseur H d'une couche et l'espacement S des diaclases

`Expérience 6 :` Les conditions sont les mêmes que dans l'expérience précédente. Le déchargement horizontal (réduction de σ_h) est ici effectué de manière symétrique. C'est à dire que les deux longs bords sont desserés simultanément. De nombreux modèles d'épaisseurs H = 1 cm (FIG. II.1.10 a) et H= 0,3 cm (FIG. II.1.10 b) ont été soumis à la même contrainte $\sigma_v = 0,22$ MPa. Une vue de dessus du modèle de la figure II.1.10b est présentée sur la figure II.1.11

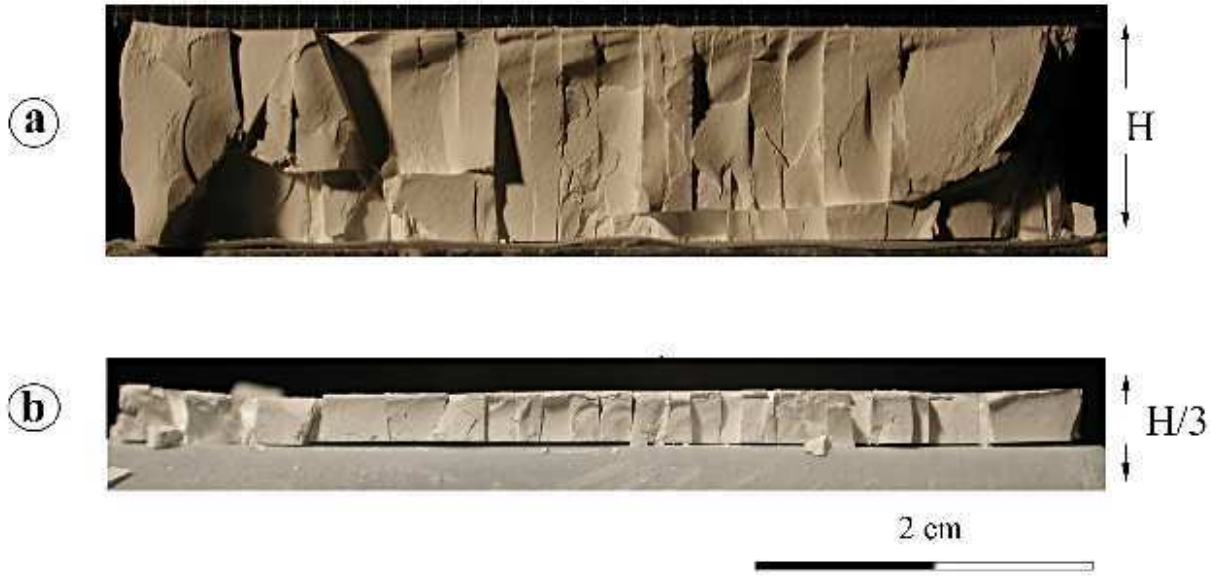

FIGURE II.1.10 – *Expérience 6 : Coupes perpendiculaire aux fractures verticales des modèles. $\sigma_v = 0,22$ MPa. a) H = 1 cm, espacement moyen S = 1,50 mm ; b) H = 3 mm, S moyen = 1,43 mm. (quelques fractures obliques visibles sur la figure (a) apparaissent après la formation des diaclases lors du resserrage du bord libéré et les fractures horizontales se forment lors du relâchement de la contrainte verticale).*

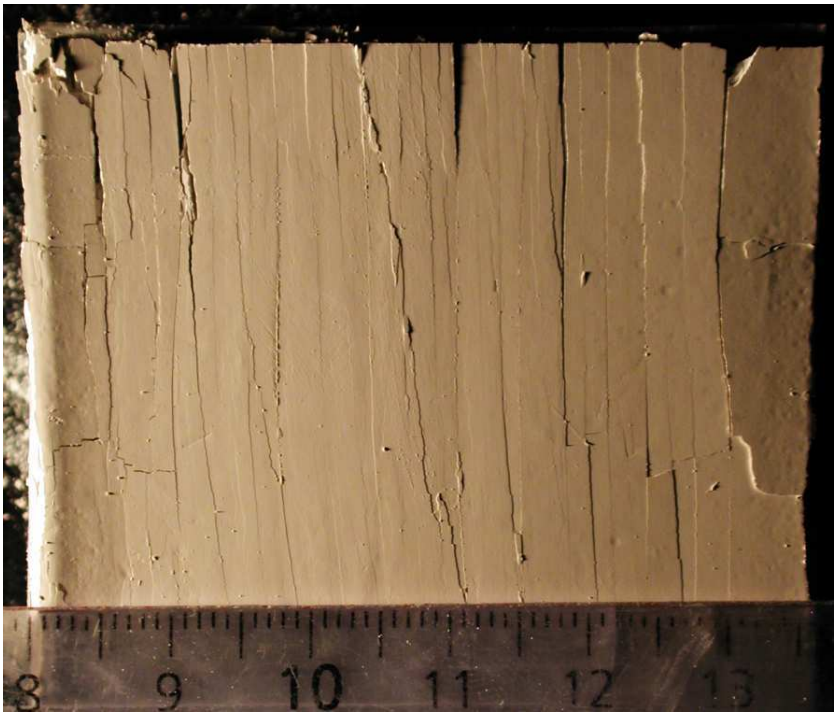

FIGURE II.1.11 – *Expérience 6 : vue de dessus d'une partie du modèle dont la coupe est sur la figure II.1.10.*

Les diaclases parallèles dans les deux échantillons sont caractérisées pratiquement par le même espacement. On en conclut donc que, ***l'espacement S entre les diaclases ne dépend pas de l'épaisseur de la couche H***. Dans la série d'expérience suivante nous avons essayer de déterminer quels paramètres peuvent contrôler l'espacement S.

II.1.3.2 Évolution de l'espacement des diaclases en fonction de la contrainte différentielle $\sigma_1 - \sigma_2$

`Expérience 7 :` Cette fois l'épaisseur H est constante (1 cm) et seul $\sigma_v = \sigma_2$ varie entre les trois expériences suivantes (σ_v = 0,11 MPa, 0,22 MPa et 0,4 MPa). Les valeurs de $\sigma_H = \sigma_h$ associées aux valeurs σ_v appliquées au début des expériences (avant la réduction de σ_h) sont indiquées sur la figure . L'allongement du modèle est le même pour les trois expériences ($\delta l = 0.2$ mm).

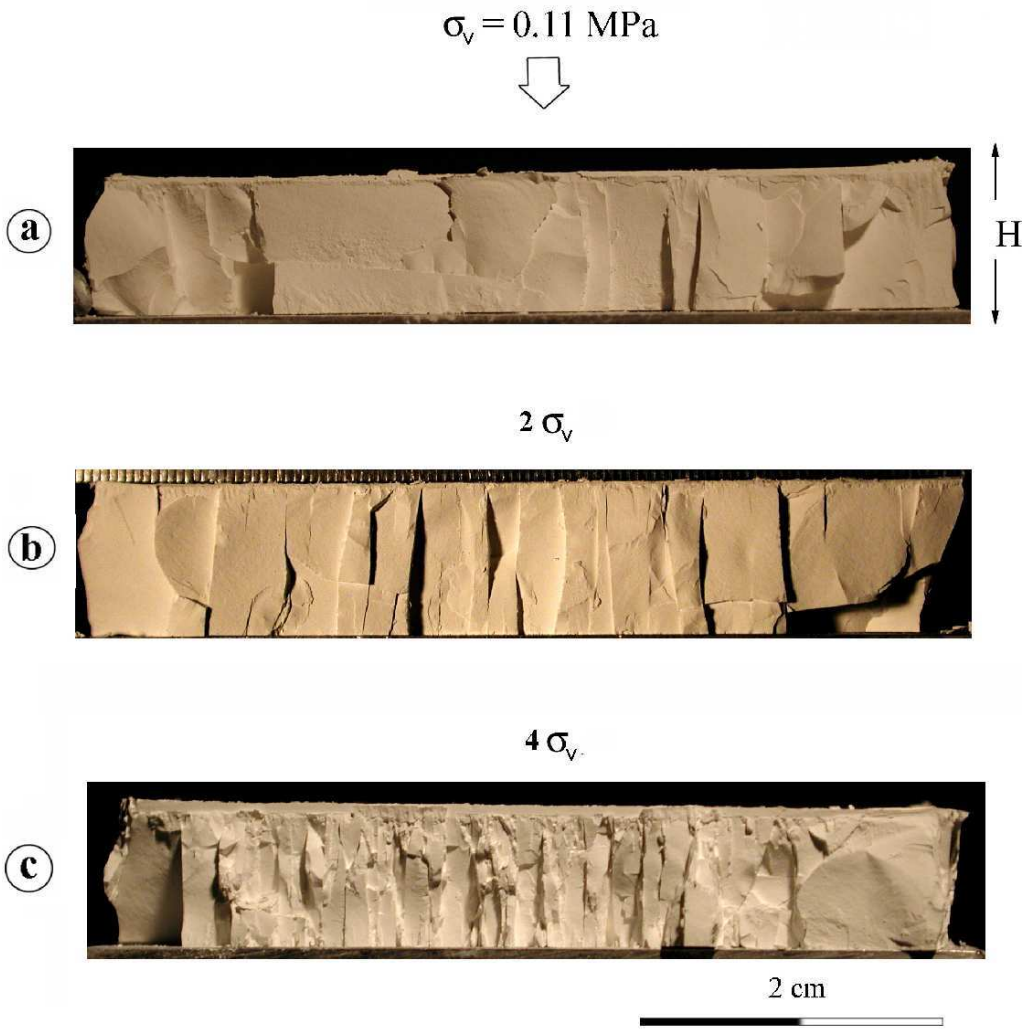

FIGURE II.1.12 – *Expérience 7 : Coupes perpendiculaires aux réseaux de diaclases dans des modèles soumis aux valeurs de σ_v croissantes. (a) σ_v = 0,11 MPa,$\sigma_H - \sigma_v = \sigma_1 - \sigma_2 = 0,22$ MPa, le nombre de fracture n'est pas suffisant pour calculer une valeur d'espacement moyen S significative ; (b) σ_v = 0,22 MPa, S = 1, 50 mm, $\sigma_H - \sigma_v = \sigma_1 - \sigma_2 = 0,20$ MPa (c) σ_v = 0,40 MPa, S = 1,15 mm, $\sigma_H - \sigma_v = \sigma_1 - \sigma_2 \approx 0$. Tous les modèles ont la même épaisseur (1cm) et ont été soumis au même $\delta l = 0.2mm$*

L'espacement S diminue avec l'augmentation de σ_v et la réduction de la contrainte différentielle $\sigma_H - \sigma_v = \sigma_1 - \sigma_2$ (FIG. II.1.12).

En conclusion, les deux expériences précédentes montrent que ***l'espacement entre les fractures est contrôlé par les conditions de chargement*** du modèle et non pas par son épaisseur. Les contraintes σ_1 et σ_2 élevées permettent d'obtenir des espacements très inférieurs à l'épaisseur du modèle. La densité de fracture maximale étant obtenue pour des conditions quasi-axisymétrique $\sigma_1 \approx \sigma_2$
L'influence des propriétés mécaniques de l'échantillon sur l'espacement des diaclases est testé dans les prochaines expériences.

II.1.3.3 Impact des conditions de fabrication de l'échantillon sur l'espacement des diaclases

Les résultats présentés ci-dessous sont obtenus en déchargeant verticalement des modèles fabriqués sous différents $\sigma_v = \sigma_{vfab}$ en maintenant les bords latéraux fixes.

`Expérience 8 :` L'échantillon a été fabriqué sous $\sigma_{vfab} = 2$ MPa. Une série de 7 à 15 fractures quasi-horizontales de longueurs variées est observée (FIG. II.1.13). Si nous stoppons le déchargement vertical lorsque $\sigma_v = \sigma_H = \sigma_h \approx 0,5$ MPa, pour appliquer ensuite un déchargement total hydrostatique, le modèle va rester intact. La fracturation intervient donc après que σ_1 soit devenu horizontale sous $\sigma_1 = \sigma_H \approx \sigma_h$ et $\sigma_v = \sigma_3$ proche de zéro (poids du plateau supérieur, 200gr, 3×10^3 Pa).

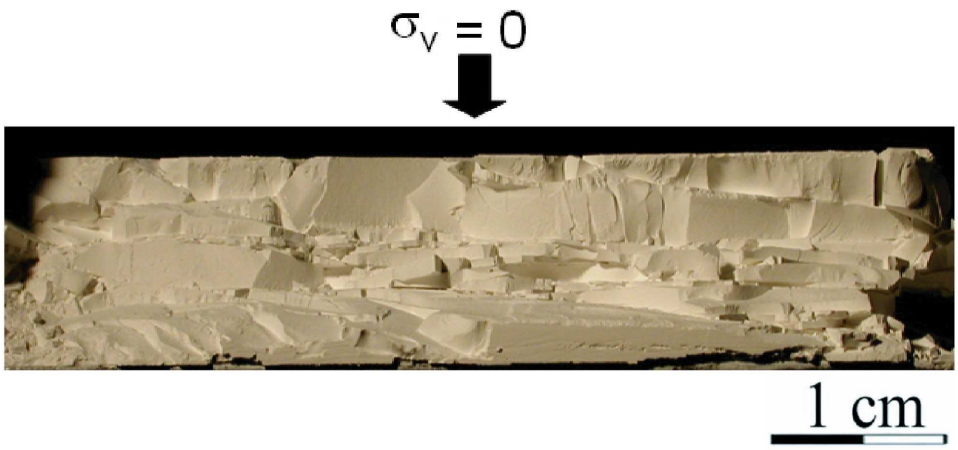

FIGURE II.1.13 – *Expérience 8 : coupe verticale d'un échantillon montrant un réseau de diaclases horizontales généré durant le déchargement vertical total du modèle fabriqué sous σ_v = 2 MPa avec les bords fixes.*

Les tests suivants mené sous $\sigma_{vfab} > 2$ MPa sont effectués avec un dispositif cylindrique (FIG. II.1.14) très rigide (pour éviter sa déformation sous des charges élevées). La force verticale est appliquée à l'aide d'un cylindre en acier plein, d'un diamètre très légèrement inférieur au diamètre interne du moule. Une fois la valeur de σ_v souhaitée atteinte, l'échan-

tillon est déchargé verticalement. Le cylindre est ensuite ouvert afin de pouvoir effectuer une coupe longitudinale dans le modèle cylindrique fracturé.

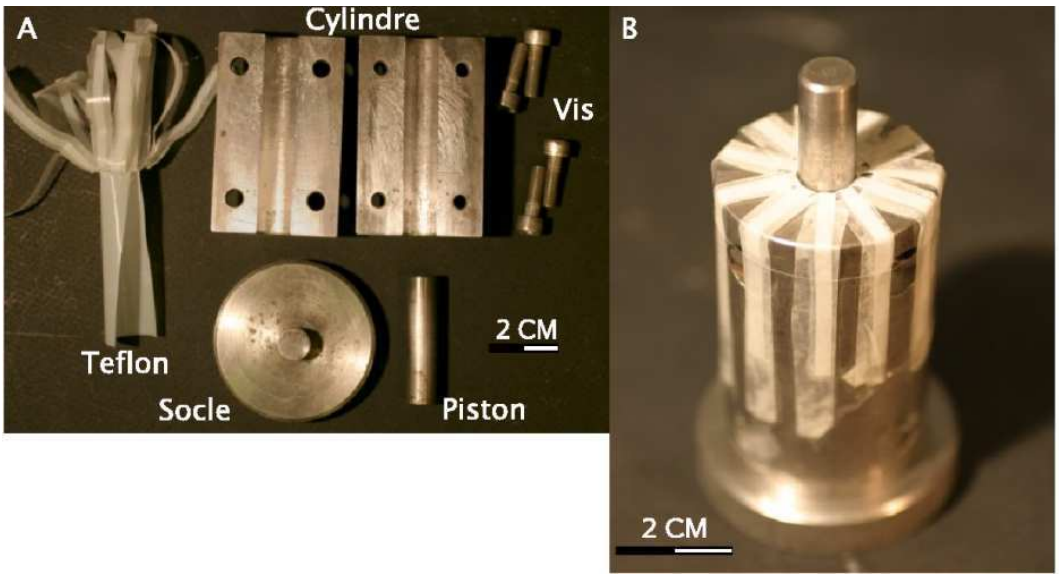

FIGURE II.1.14 – *Dispositif expérimental utilisé pour étudier l'influence des propriétés mécaniques de Crack 1 sur l'espacement S dans l' expérience 9. Il s'agit d'un cylindre creux en acier de 1,2 cm d'épaisseur et de 1 cm de diamètre interne. L'échantillon est en contact avec un film de Téflon, comme dans les expériences précédentes. (a) démonté ; (b) préparé pour l'expérience avec la poudre à l'intérieur.*

`Expérience 9 :` Les coupes longitudinales de modèles cylindriques de section constante, fabriqués sous différentes valeurs de $\sigma_v = \sigma_{vfab}$ (II.1.15), montrent des diaclases parallèles horizontales, dont la densité augmente avec σ_{vfab}. Nous ne pouvons, pour l'instant isoler le(s) paramètres(s) directement responsable(s) de l'augmentation de la densité de diaclases dans ces expériences. En effet, l'augmentation de σ_{vfab}, et donc de la déformation accumulée, à un impact à la fois sur les valeurs de $\sigma_H = \sigma_h$, qui augmentent avec σ_{vfab}, et sur les propriétés mécaniques de CRACK[1]. CRACK[1] devient notamment plus "fragile" avec l'augmentation de σ_{vfab}. De plus, des contraintes internes plus importantes peuvent être s'accumulées au sein de l'échantillon.
Cependant il est clair que la fracturation est générée lors de la réduction de la charge verticale. Les conditions de la fracturation sont ici proches des celles où apparaissent les diaclases dîtes de décompression (FIG.I.2.16).
Il est tentant de faire ici un parallèle entre ces diaclases et celles qui découpent en disques fins des carottes de roches prélevées en profondeur (FIG. II.1.16). En effet, à l'issue du carottage, la contrainte verticale est complètement réduite à zéro au sein de l'échantillon.

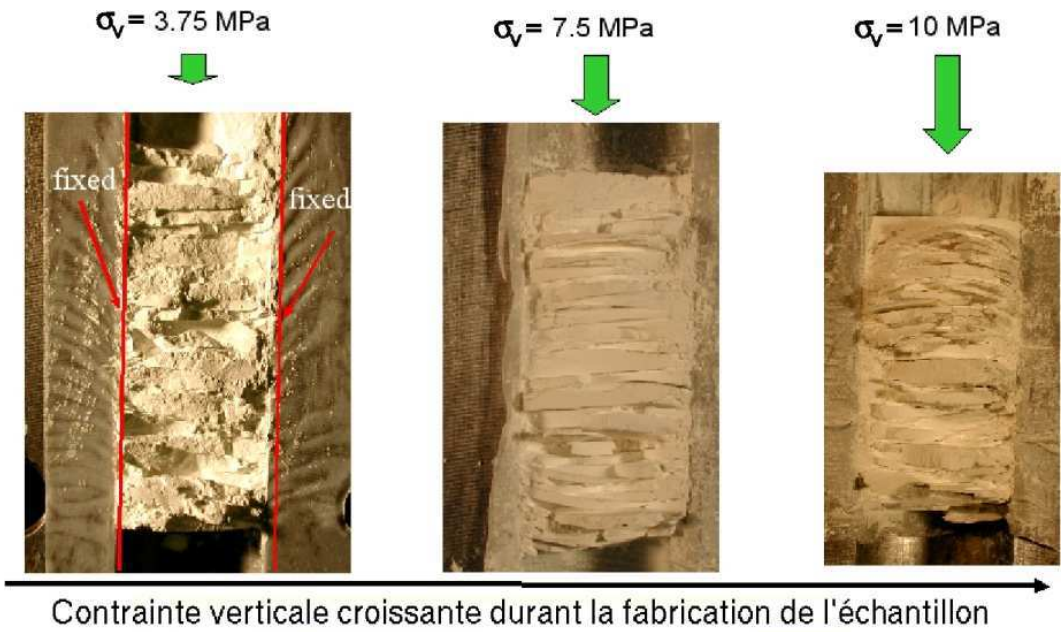

FIGURE II.1.15 – *Expérience 9 : coupes verticales transversales des échantillons cylindriques fabriqué sous différents σ_{vfab} montrant des diaclases horizontales générées durant le déchargement vertical total du modèle ($\sigma_3 = \sigma_v \approx 0$).*

FIGURE II.1.16 – *Comparaison entre des carottes de roches sujettes au phénomène de disking et des modèles de CRACK*[1].

Les expériences présentées jusqu'à présent ont montré que les diaclases étaient générés sous σ_3 proche de zéro. Comment l'augmentation de σ_3 compressif va-t-elle affecter l'espacement entre les diaclases ? Un début de réponse est apporté grâce à l'expérience suivante.

`Expérience 10 :` Les conditions de l'expérience sont similaires à celle de l'expérience sur la figure II.1.13, c'est-à-dire un échantillon parallélépipédique est déchargé verticalement avec les bords fixe à partir de $\sigma_v = 2$ MPa. Le déchargement vertical est ici stoppé lorsque $\sigma_v = \sigma_3 = 10^4$ Pa et les bords latéraux sont desserrés complètement réduisant ainsi les contraintes horizontales à zéro.
Les diaclases, visibles sur la figure II.1.17, sont donc apparues sous une ***contrainte principale mineure*** σ_3 ***compressive*** égale à 10^4 Pa.
Dans ce cas le nombre de diaclases (3) est plus faible que dans les cas où le modèle est déchargé jusqu'à σ_3 proche de zéro (FIG. II.1.13).

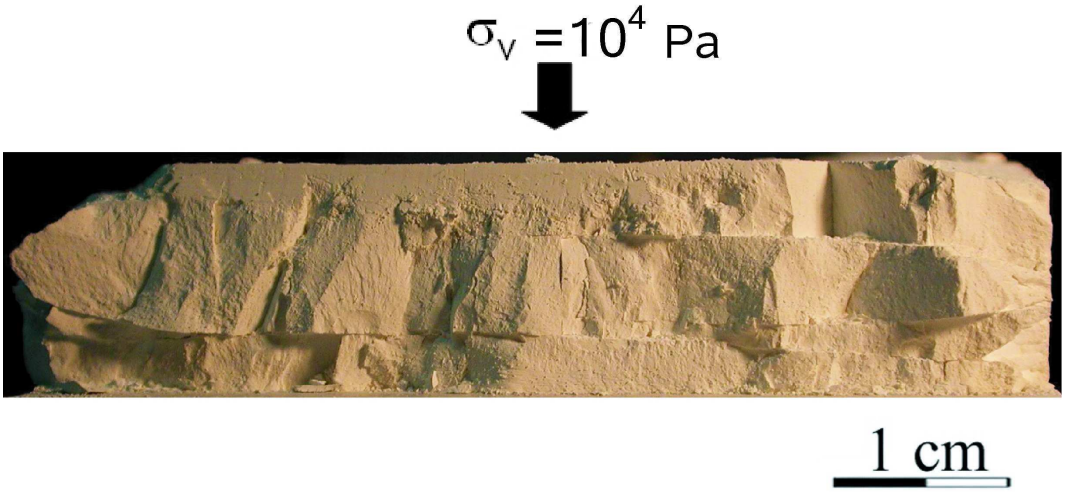

FIGURE II.1.17 – *Expérience 10 : coupe verticale d'un échantillon parallélépipédique montrant des diaclases horizontales générées pendant le déchargement vertical à partir de $\sigma_v = \sigma_1 = 2$ MPa, $\sigma_2 = \sigma_3 = 0,6$ MPa jusqu'à $\sigma_v = \sigma_3 = 10^4$ Pa, $\sigma_2 = \sigma_3 = 0,3$ MPa.*

Les diaclases subissent une courbure prés des bords latéraux. Ceci s'explique par une perturbation locale de l'orientation des contraintes aux limites du modèle à cause de la friction. Cette friction s'oppose à la déformation de l'échantillon lors de son déchargement et ainsi limite le nombre de fractures.

La réduction de la friction aux limites du modèle est obtenu en utilisant la presse polyaxiale et les dispositifs développés spécialement pour éliminer la friction sur les bords du modèle (vessie et film polyuréthane + lubrifiant TCX1, voir § I.4.2) (FIG. II.1.18). Des films de rigidité différentes, inférieures à celle des modèles, sont insérés entre la vessie et le modèle afin d'étudier leur influence sur la fracturation. Les échantillons ont des dimensions plus petites que lors des tests précédents ($d \times d \times H = 65 \times 65 \times 10$ mm).L'allongement dans la direction horizontale est donc dénommé δd.

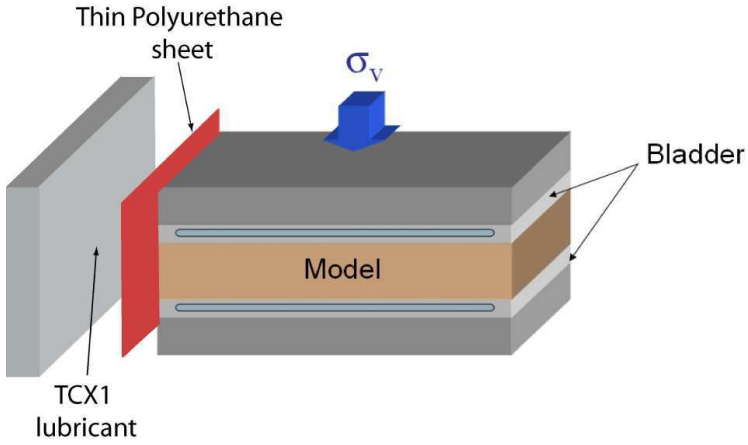

FIGURE II.1.18 – *Dispositif permettant de réduire considérablement la friction aux bords du modèle (jusqu'à quasiment nulle le long des surfaces horizontales). Le dispositif est présenté en détail dans la section I.4.2.*

II.1.4 Formation d'un réseau de diaclases dense en compression triaxiale au sein du dispositif polyaxial équipée de capteur de force horizontaux

Les conditions initiales de ces expériences sont $\sigma_v^{ini} = \sigma_H^{ini} = \sigma_h^{ini} = 0,15$ MPa (chargement hydrostatique). La fracturation est générée lors du déchargement de deux bords verticaux opposés sous une valeur constante de $\sigma_v = 0,15$ MPa. Un film de polyuréthane (PUR) ($E_{PUR} = 7,7 \times 10^7$ MPa ; $\nu_{PUR} = 0,45$) est inséré entre la vessie et le modèle.

`Expérience 11 :` (FIG. II.1.19) A la fin du déchargement, les contraintes dans cette expérience sont $\sigma_v = \sigma_1 = 0,15$ MPa ; $\sigma_H = \sigma_2 = 0,14$ MPa ; $\sigma_h = \sigma_3 = 1,0 \times 10^4$ Pa. Le modèle fracturé est présenté sur la figure II.1.19. On voit que malgré le fait que σ_3 soit considérablement compressif, le modèle est densément fracturé. La densité de diaclase est ici bien supérieure que dans les expériences précédentes effectuées sous σ_v équivalent, mais avec la friction aux bords du modèle plus forte (FIG. II.1.12 et II.1.10).

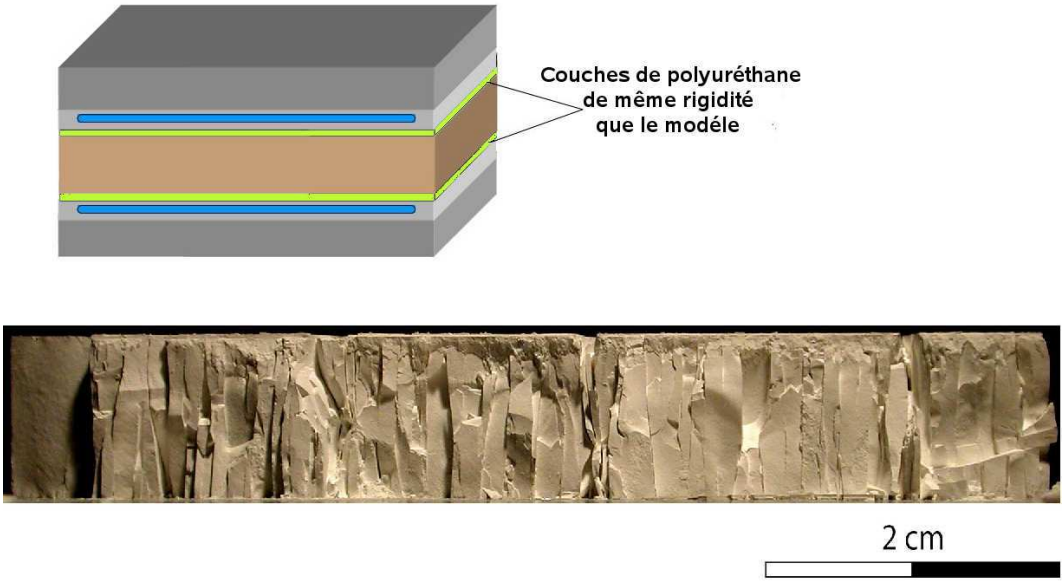

FIGURE II.1.19 – *Expérience 11 : Modèle fracturé sous* $\sigma_1 = 0,15$ *MPa ;* $\sigma_2 = 0,14$ *MPa ;* $\sigma_3 = 1,0 \times 10^4$ *Pa, avec* $\mu = 0$ *le long des surface supérieures et inférieures du modèle.* $\delta d = 0.3$ *mm*

Une étude statistique visant à établir une relation entre l'espacement S des diaclases et la valeur de σ_3 peut donc être conduite avec ces conditions d'expérience et reste à effectuer.

L'utilisation des vessies et des couches de PUR se révéle donc très efficace pour réduire la friction. Dans la suite de ce travail, les vessies ont été utilisées afin d'étudier le développement des couloirs fracturés.

II.2 Les couloirs fracturés

Les couloirs fracturés se caractérisent par une forte densité locale de diaclases.

II.2.1 Sous quelles conditions les couloirs fracturés peuvent-ils se former ?

Le modèle est d'abord chargé de manière hydrostatique jusqu'à une pression de 0.3 MPa. Puis, σ_v est maintenu constante et deux bords latéraux opposés sont desserés, tout en maintenant les deux autres bords fixes. Nous avons vu que lorsque une couche de polyuréthane, de rigidité proche de celle du modèle, est insérée entre la vessie et le modèle, on obtient un réseau de diaclases dense (FIG.II.1.19).
Dans les tests suivants, nous avons fait varier la rigidité de cette couche en contact avec le modèle, afin d'évaluer son influence sur la fracturation.

`Expérience 12 :` Les couches de polyuréthane sont remplacées par des couches de néoprène de 1 mm d'épaisseur et de rigidité 100 fois moins importante. L'expérience a été stoppée pour $\sigma_h = \sigma_3 = 7 \times 10^4$ Pa.

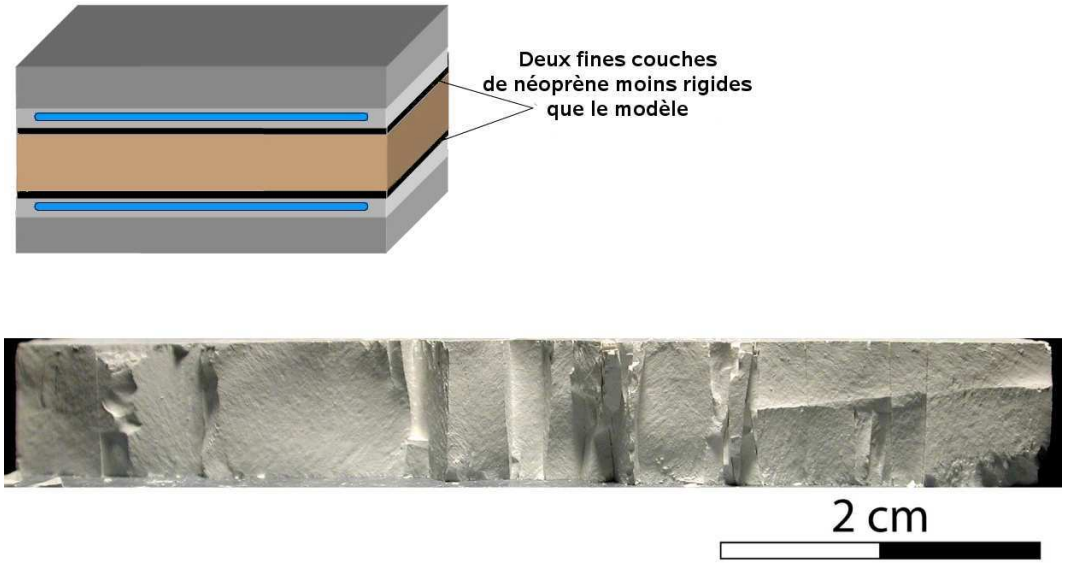

FIGURE II.2.20 – *Expérience 12 : Coupe du modèle parallèle à la direction d'élongation :* $\sigma_v = \sigma_1 = 0,30$ *MPa ;* $\sigma_2 = 0,11$ *MPa ;* $\sigma_3 = 7 \times 10^{-2}$ *MPa, avec une friction très faible le long de toutes les faces du modèle.* $\delta d = 0.3$ *mm*

Dans cette expérience, la distribution des fractures est moins homogène et le réseau moins développé que sur la figure II.1.19, mais on constate une localisation nette de la fracturation vers le milieu du modèle (FIG. II.2.21) : nous observons donc ici, l'initiation d'un couloir fracturé.
Ainsi pour créer des couloirs fracturés plus développés, il apparaît nécessaire de réduire d'avantage la rigidité du contact entre le modèle et la vessie.

`Expérience 13 :` La vessie est ici en contact direct avec le modèle. La rigidité de l'enveloppe élastique de la vessie est 10 fois plus faible que celle du néoprène.

FIGURE II.2.21 – *Expérience 13 : Vue du bord du modèle parallèle à la direction d'élongation du modèle.* $\sigma_v = \sigma_1 = 0,30$ *MPa ; La valeur de* σ_2 *n'a pas pu être mesurée, car les indications du capteur de force correspondant ont été perturbées par des fractures apparues à proximité du capteur. L'évolution de la contrainte horizontale perpendiculaire à la direction d'élongation est présentée sur la figure II.2.22.* $\delta d = 2$ *mm*

Un large couloir fracturé s'est formé au cours de cette expérience (FIG. II.2.21). L'épaisseur du modèle au niveau du corridor est considérablement réduite car l'allongement horizontal du modèle est principalement accommodée par la déformation à l'intérieur du corridor.
La figure II.2.22 retrace l'évolution de $\sigma_h = \sigma_3$ en fonction du déplacement du bord durant cette expérience.

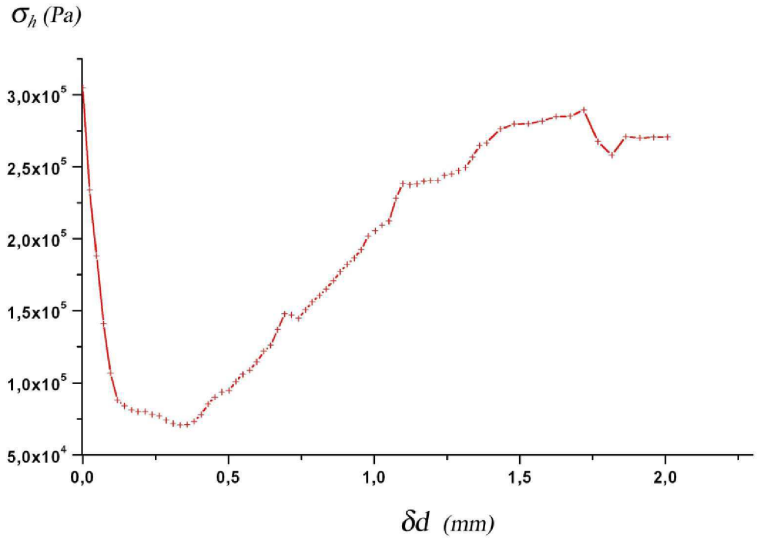

FIGURE II.2.22 – *Expérience 13 : Contrainte horizontale* σ_h *perpendiculaire au couloir fracturé en fonction de l'élongation du modèle* δd.

La variation de σ_h est inattendue. En effet, la contrainte σ_h chute d'abord de manière quasi-élastique puis durant une déformation non-élastique elle remonte tout en restant compressive pendant l'expérience. L'explication proposée pour cette évolution est la suivante : la fracturation progressive qui se développe au sein du couloir fracturé engendre la dilatation du matériau. Les fractures générées sont dilatantes. Le déplacement du bord ne compense pas durant cette phase l'augmentation du volume. Durant l'augmentation de la contrainte

horizontale, la formation de fracture à un autre endroit dans le modèle est “interdite”.
Si au début de l’expérience il apparaît deux fractures, alors la formation de deux couloirs fracturés est possible, comme le montre l’expérience suivante.

`Expérience 14 :` Les conditions sont exactement les mêmes que celles de l’expérience 13, y compris le déplacement total des bords opposés, mais ici nous observons clairement deux couloirs d’épaisseur plus réduites (FIG. II.2.23).

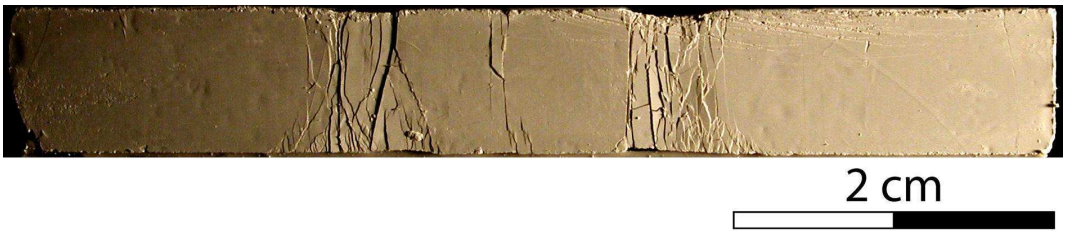

FIGURE II.2.23 – *Expérience 14 : Vue de côté du modèle parallèle à σ_3. Les conditions sont identiques à l’expérience 13* $\sigma_1 = 0,30$ *MPa ;* $\sigma_2 = 0,25$ *MPa ;* $\sigma_3 = 0,18$ *MPa ;* $\delta d = 2$ *mm*

Ces expériences 14 et 13 montrent que les couloirs fracturés se développent avec la vessie, lorsque la rigidité du contact aux limites du modèle est considérablement plus faible que celle du modèle (couche compétente). Par ailleurs, la vessie permet de maintenir une contrainte verticale constante sur les faces supérieure et inférieure du modèle, y compris au niveau des couloirs fracturés.
Dans ces expériences, les conditions de contact sont symétriques entre le toit et la base de l’échantillon. Une telle condition n’est pas forcément respectée dans la nature. Nous avons donc mené l’expérience suivante avec des conditions de contact disymétriques le long des bords horizontaux du modèle.

`Expérience 15 :` Nous avons remplacé la vessie inférieure par une fine couche de polyuréthane avec du lubrifiant TCX[1] entre le socle et le polyurethane. La friction reste donc très faible, mais la rigidité du contact est augmentée. Toutes les autres conditions sont inchangées.
Deux couloirs fracturés sont clairement visibles sur à la surface du modèle (FIG. II.2.24a) et sont asymétriques en coupe (FIG. II.2.24b).

Nous manquons d’éléments à ce stade de notre étude pour identifier clairement les facteurs qui contrôlent la formation et l’espacement des corridors. Un plus grand nombre d’expériences serait donc nécessaire.

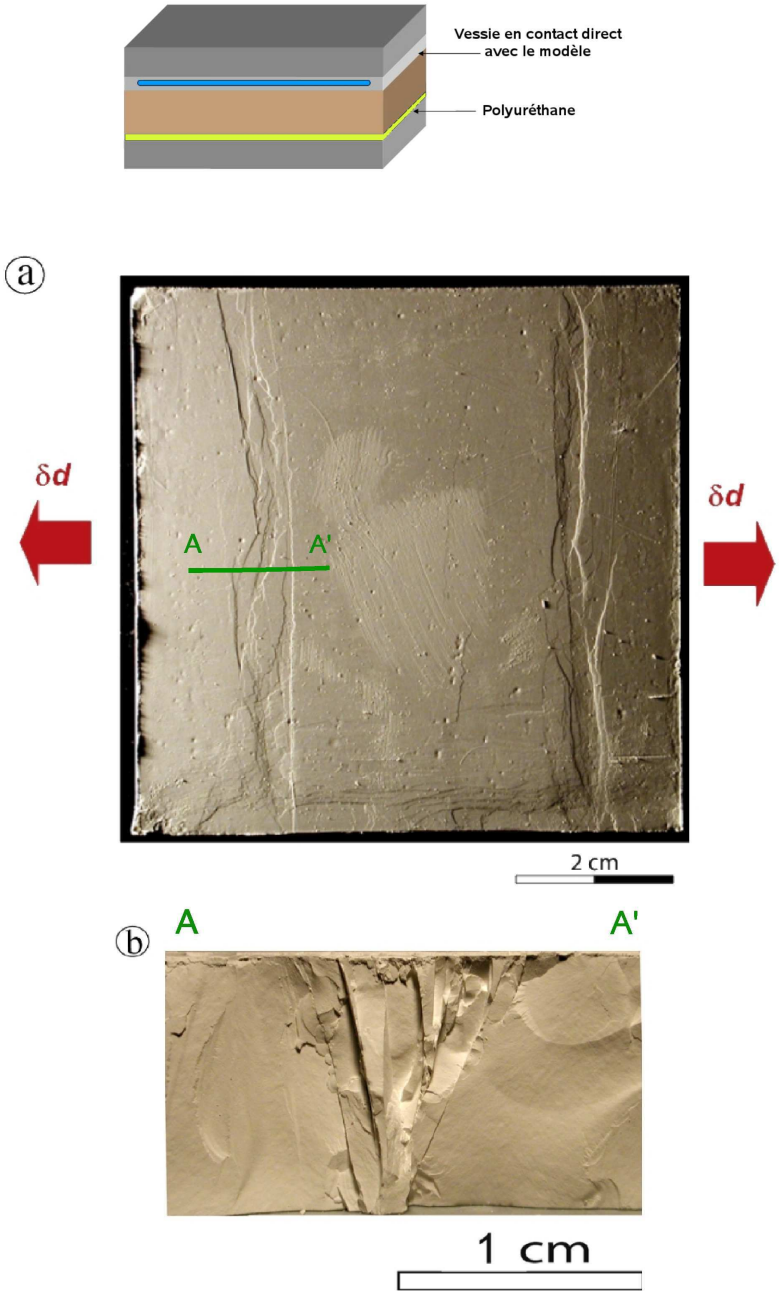

FIGURE II.2.24 – *Expérience 15 : Vue en plan (a) et en coupe (b) du modèle fracturé.* $\sigma_1 = 0,3$ *MPa ;* $\sigma_2 = 0,20$ *MPa ;* $\sigma_3 = 2,5 \times 10^4$ *Pa ;* $\delta d = 1.2$ *mm.*

Expérience 16 : Cette expérience vise à mettre en évidence le caractère dilatant des fractures évoqué précédemment pour expliquer l'évolution de la contrainte normale au couloir lors du développement de celui-ci au cours de l'expérience 13 (FIG. II.2.22). Deux fines couches de polyuréthane sont placées entre la vessie et le modèle pour augmenter la rigidité du contact. Le modèle est tout d'abord soumis aux contraintes compressives horizontales $\sigma_h = \sigma_H = 2 \times 10^4$ Pa puis à la contrainte verticale σ_v avec les bords latéraux fixes. L'application de σ_v aboutit à l'augmentation de σ_h et σ_H on s'attendrait à ce que sous ces conditions compressives aucune diaclase n'apparaisse. Néanmoins à $\sigma_v = 1,1 \times 10^4$ Pa, une émission acoustique a été entendue accompagnée par une augmentation instantanée des deux contraintes horizontales illustrée sur la figure II.2.25. Après déchargement total, le modèle est observé et aucune fracture n'est visible en surface. Néanmoins sa manipulation met en évidence la présence d'une fracture parallèle à $\sigma_H = \sigma_3$, dont les lévres sont solidement collées entre elles.

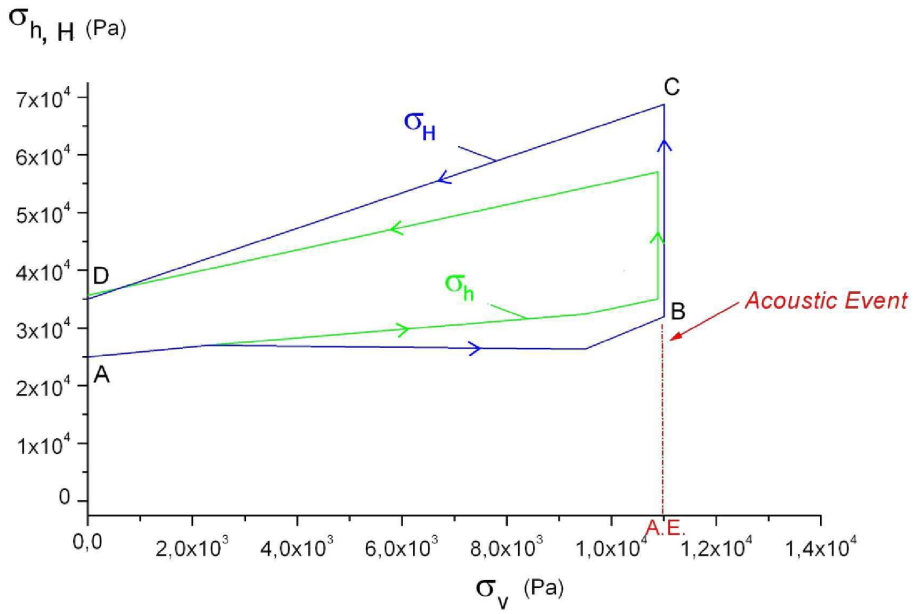

FIGURE II.2.25 – *Expérience 16 : Evolution de σ_h et σ_H pendant l'augmentation de σ_v. Les bords latéraux sont fixes. Le graphe comporte 3 segments. Le premier (AB) correspond au chargement élastique du système. Au point B, σ_h et σ_H "sautent", accompagnés par une émission acoustique (segment BC). Le long du segment CD, le modèle est alors complètement déchargé verticalement. Les contraintes horizontales ne reviennent pas aux valeurs initiales ; le volume du modèle a donc été augmenté.*

Des expériences similaires ont été menée en augmentant σ_v. Au cours de l'une d'entre elle, 9 émissions acoustiques d'intensité décroissantes sont entendues au cours du chargement vertical. Un unique "saut" de contrainte horizontale ($\Delta\sigma_H = 2 \times 10^4$ Pa)a été enregistrée pour $\sigma_v \approx 2 \times 10^4$ Pa. A la fin de l'expérience, ($\sigma_v = 3,5 \times 10^4$) Pa, une seule fracture, globalement linéaire, est visible (FIG. II.2.26 a). Elle est orientée perpendiculairement à σ_H . Après inspection du modèle, il a été mis en évidence la présence de plusieurs fractures, initialement fermée, qui sont perpendiculaire entre elles et parallèles aux bords du modèle (FIG.II.2.26 b).

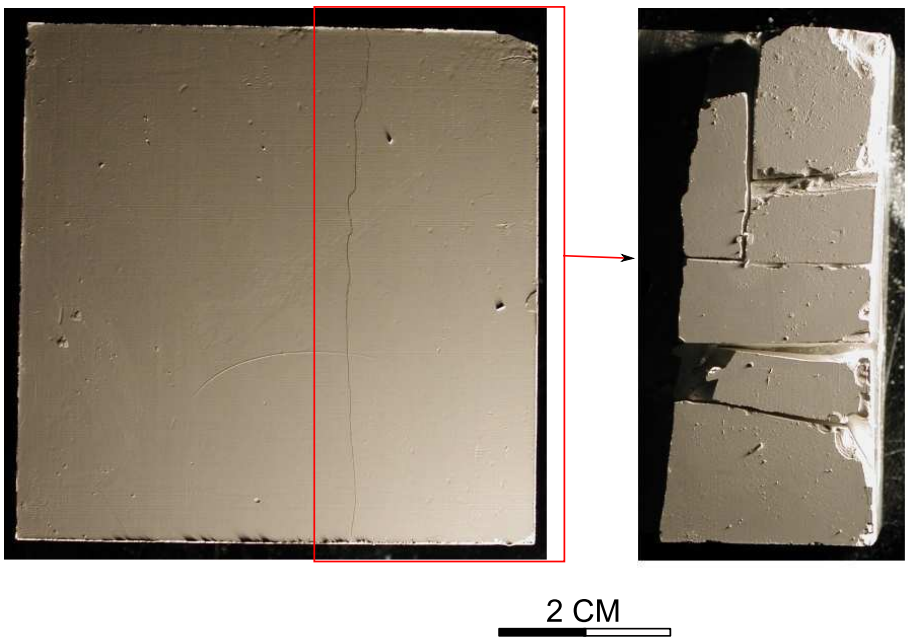

FIGURE II.2.26 – *Modéle soumis au même conditions que celles de l'expérience 16. Des fractures invisibles à l'oeil nu, formées en compression triaxiale sont révélées après manipulation.*

Nous avons vu dans cette section que des diaclases peuvent être générées en compression triaxiale sous des valeurs de contrainte principale majeure σ_1 allant jusqu'a deux fois la résistance en compression de CRACK[1]. Certains auteurs proposent l'existence de fractures cisaillantes hybrides faisant un angle faible, inférieur à l'angle de friction interne, avec σ_1 lorsque la pression augmente (Engelder (1999); Ramsey and Chester (2004)). L'existence de telles fractures est étudiée dans la section suivante.

II.3 Changement du type de fracturation avec l'augmentation de la pression : fracturation oblique

II.3.1 Conditions expérimentales

Les conditions de contact aux limites de l'échantillon sont les suivantes : le modèle est séparé des plateaux horizontaux par une couche fine de néoprène (1mm) et du lubrifiant N9 (voir FIG. I.4.23). Les plateaux latéraux sont recouverts par un film de Téflon (FIG. II.3.27). Comme au cours des expériences précédentes le modèle est déformé en déplaçant un ou deux bords latéraux opposés en maintenant toujours les deux autres bords parallèles fixes et σ_v constant. Dans ces conditions nous avons mené une série d'expérience en augmentant progressivement d'une expérience à l'autre $\sigma_v^{ini} = \sigma_1$ de 0,4 MPa à 2 MPa (Segment AB, FIG. I.3.17).

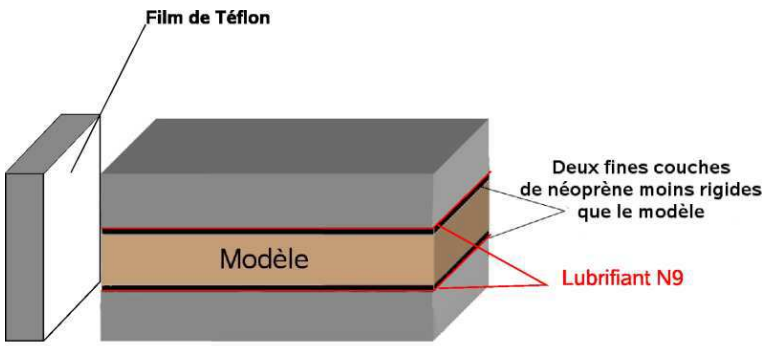

FIGURE II.3.27 – *Conditions de contact aux limites du modèle (un seul des 4 bords latéraux est représenté).*

II.3.2 Évolution de l'angle du plan de rupture θ en fonction de σ_1 ; fractures hybrides et cisaillantes

`Expérience 17 :` (FIG. II.3.28) $\sigma_1 = 0,4$ MPa est maintenu constant et un seul des bords latéraux est desséré (celui de gauche sur la figure II.3.28). Le déplacement est stoppé pour $\sigma_3 = 1,6 \times 10^4$ Pa ($\delta d = 0.16$ mm). Les contraintes à la fin de l'expérience sont : $\sigma_1 = 0,40$ MPa ; $\sigma_2 = 0,37$ MPa ; $\sigma_3 = 1,6 \times 10^4$ Pa.

FIGURE II.3.28 – *Expérience 17 : Vue en coupe du modèle fracturé. La coupe est effectuée au centre de l'échantillon perpendiculairement au bord mobile, situé à gauche sur la photo.*

La valeur de σ_3 au sein du modèle, durant l'expérience, est la plus faible au niveau du bord mobile. En effet la présence d'une friction le long des bords latéraux horizontaux, implique une augmentation de σ_3 vers le centre du modèle, où aucune diaclase n'est présente. Nous pouvons conclure ainsi qu'une valeur compressive de σ_3 supérieure à $\sigma_{3\,min}$ ici égale à $1,6 \times 10^4$ Pa, interdit la formation de diaclases dans cette partie du modèle. Ces dernières se concentrent donc à proximité immédiate du bord mobile. Si l'on augmente encore la valeur de δd, la valeur de σ_3 décroît jusqu'à zéro et 1-2 fractures nouvelles peuvent apparaître plus près du centre du modèle.

`Expérience 18 :` (FIG.II.3.29) Nous appliquons ici $\sigma_v = \sigma_1 = 0{,}5$ MPa.
Pendant le relâchement du bord mobile, σ_3 ne se réduit pas à zéro mais se stabilise à

$\sigma_3 = 2,3 \times 10^4$ Pa. L'expérience a été stoppée à $\delta d = 0,6$ mm. La densité des diaclases est beaucoup plus importante (FIG. II.3.29) que dans l'expérience 17 (FIG.II.3.28).
La différence principale avec l'expérience précédente concerne l'inclinaison θ des plans des fractures par rapport à σ_1 (à la verticale) dans la partie droite de la coupe sur la figure. II.3.29, au fur et à mesure que nous nous enfonçons dans le modèle et donc que la pression augmente. Nous voyons cette fois-ci des fractures qui sont clairement obliques. De plus à certains endroits, deux familles de fractures ayant des pendages opposés sont également visibles. La transition de fractures des diaclases, faisant un angle nul avec σ_1, vers les fractures obliques semble continue.
En surface, ces fractures obliques montrent un très faible rejet vertical, correspondant au déplacement cisaillant associé aussi très faible. Ces fractures sont donc des fractures cisaillantes. Les valeurs de l'angle de rupture θ par rapport à σ_1 sont indiquées dans l'encart 2 de la figure II.3.29. Elles sont comprises entre 6 et 9°.
Les valeurs de θ obtenues dans cette expérience sont bien inférieurs à ceux prédit par le critère de Coulomb ($\theta = \pi/4 - \varphi/2 = 32^\circ$). C'est pourquoi nous dénommerons les fractures obliques et cisaillantes obliques ci-dessous des fractures hybrides selon la dénomination de Engelder (1999)

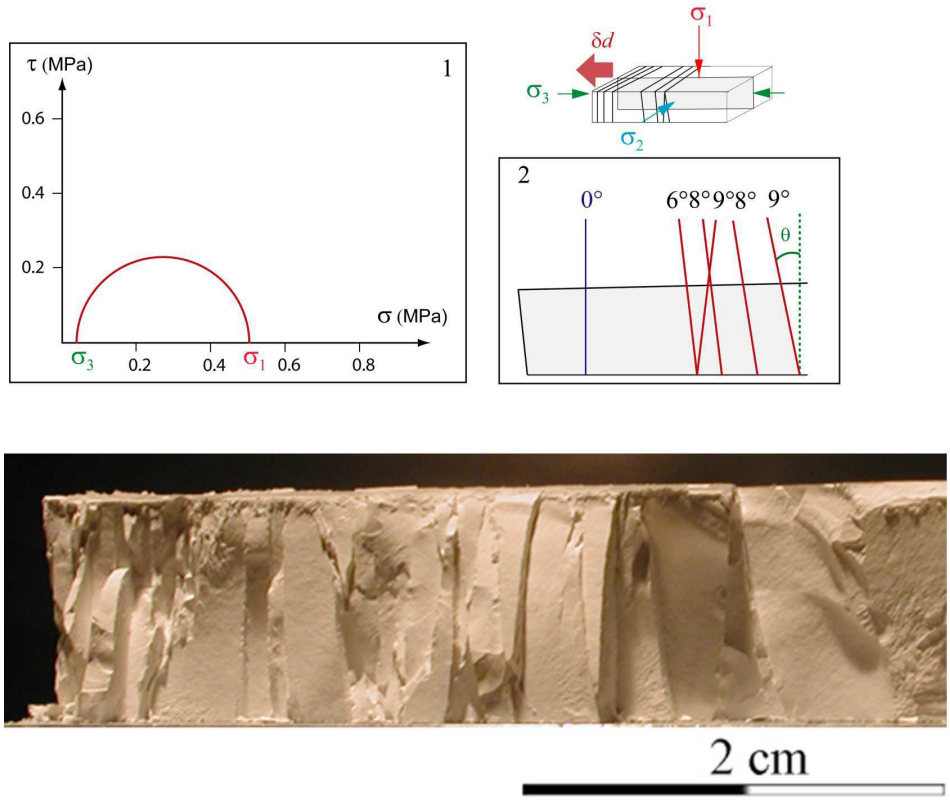

FIGURE II.3.29 – *Expérience 18 : Zoom sur la coupe du modèle prés du bord mobile.* $\sigma_1 = 0,50$ *MPa ;* $\sigma_2 = 0,38$ *MPa ;* $\sigma_3 = const = 2,6 \times 10^4$ *Pa ;* $\delta d = 0.6$ *mm. L'encart 1 représente un diagramme de Mohr-Coulomb où sont représentées les valeurs de* σ_1 *et* σ_3 *au moment de la rupture cisaillante. L'encart 2 indique les valeurs de l'angle* θ *des fractures cisaillantes par rapport à la direction de* σ_1*, mesurées le long de la coupe. L'erreurs sur les mesures d'angle est de* $\mp$ *0,5°. Les encarts 1 et 2 seront utilisés dans toute la suite de cette section.*

`Expérience 19 :` (FIG. II.3.30) Nous continuons d'augmenter σ_1 : dans cette expérience $\sigma_1 = 0,6$ MPa. σ_3 atteint une valeur stationnaire $\sigma_3 = 4 \times 10^4$ Pa ($\delta d = 0,9$ mm) pendant l'allongement du modèle (FIG. II.3.31), qui est plus importante que dans l'expérience précédente.

Sur la coupe du modèle, deux familles croisées de fractures cisaillantes croisées sont clairement observée avec θ plus important que dans l'expérience précédente (FIG. II.3.29) : $\theta = 14^\circ$. Au cours des expériences 19 et 20 *aucune émission acoustique n'est entendue.*

Les traces des fractures en surface sont courbes mais restent globalement perpendiculaires aux bords fixes (FIG.II.3.32). Elles sont donc sub-parallèles à σ_2. On voit clairement sur cette figure le rejet vertical le long des fractures, générant des reliefs qui décroîssent quand on s'éloigne du bord du modèle. Les fractures les plus éloignées du bord mobile ne montrent quasiment pas de décalage.
A la fin des expériences 19 et 20, les blocs de modèle individualisés par les fractures cisaillantes sont *facilement détachables.* Les photographies des figures fractographiques correspondantes sont décrites dans la section II.4.

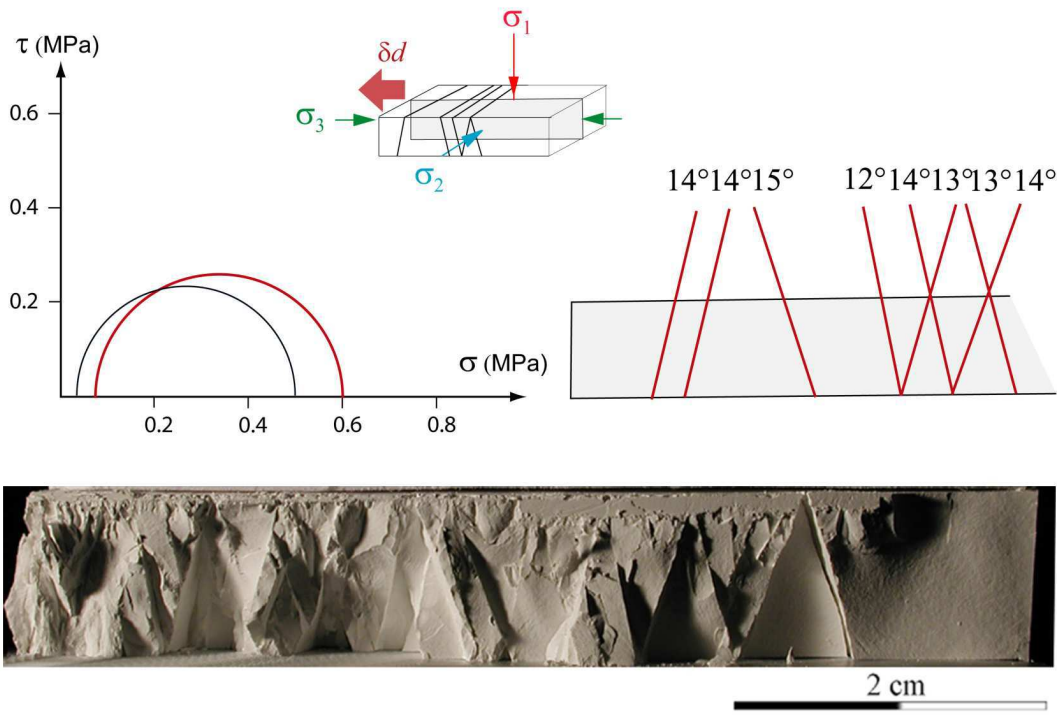

FIGURE II.3.30 – *Expérience 19 :* $\sigma_1 = 0,60$ *MPa ;* $\sigma_2 = 0,4$ *MPa ;* $\sigma_3 = const = 0,8 \times 10^5$ *Pa ;* $\delta d = 1$ *mm.*

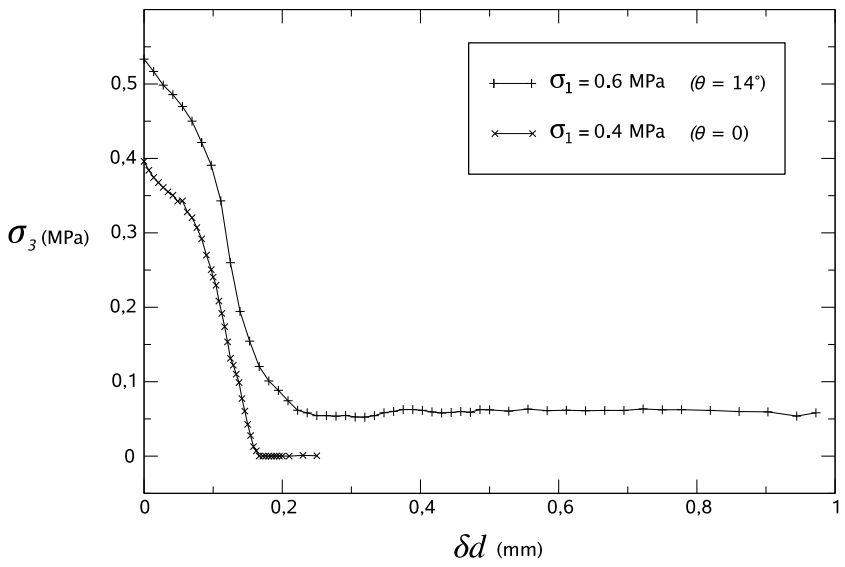

FIGURE II.3.31 – *σ_3 en fonction de δd pour les expériences 18 ($\sigma_1 = 0,40$ MPa) (diaclases) et 20 ($\sigma_1 = 0,60$ MPa) (fractures hybrides).*

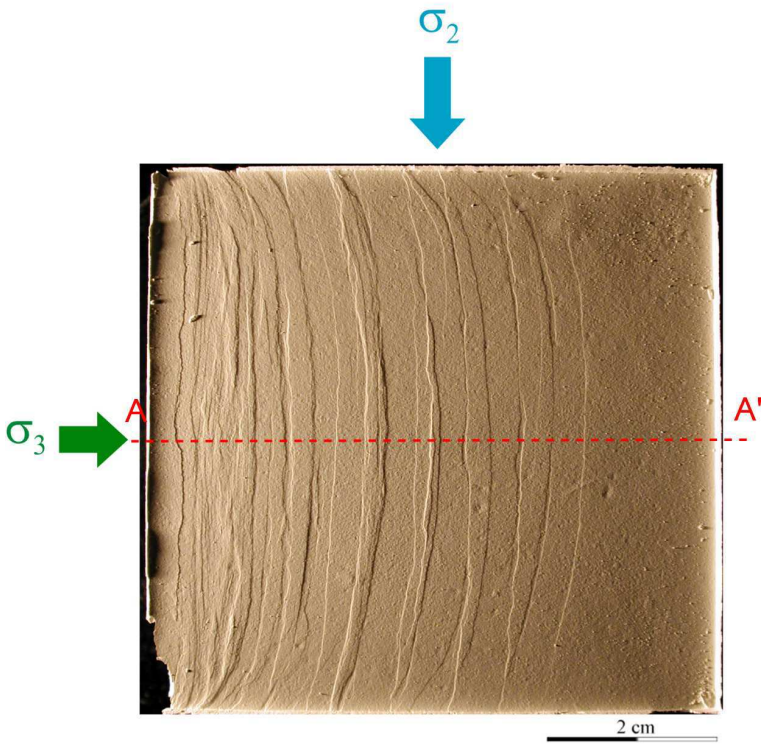

FIGURE II.3.32 – *Expérience 19 : surface du modèle. Le bord mobile est à gauche. La ligne A-A' représente la coupe présentée sur la figure II.3.30*

Les figures II.3.33, II.3.34 et II.3.35 présentent les résultats de 3 autres expériences menées avec σ_1 croissante d'une expérience à une autre. σ_3 s'est stabilisée aussi pour des valeurs de plus en plus importantes. θ a augmenté aussi jusqu'à la valeur $\theta \approx 27 - 30^{\circ}$ dans l'expérience 23 (FIG. II.3.35), prédite par le critère de Coulomb. Nous appelons donc les fractures correspondantes les fractures de type Coulomb. Contrairement au fractures hybrides, la séparation des lèvres de ces fractures réclame une *tension importante*.

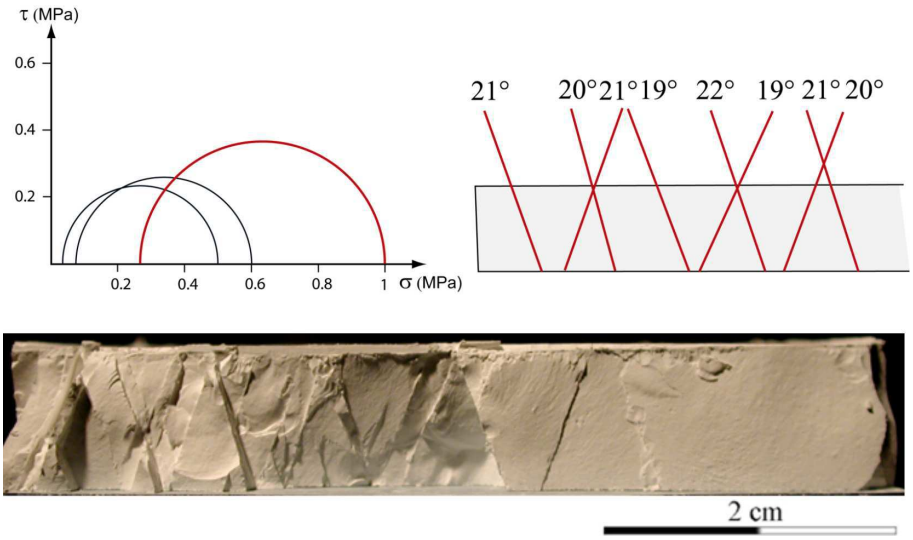

FIGURE II.3.33 – *Expérience 20 : :* $\sigma_1 = 1$ *MPa ;* $\sigma_2 = 0,48$ *MPa ;* $\sigma_3 = const = 0,28$ *MPa ;* $\delta d = 0,9$ *mm.*

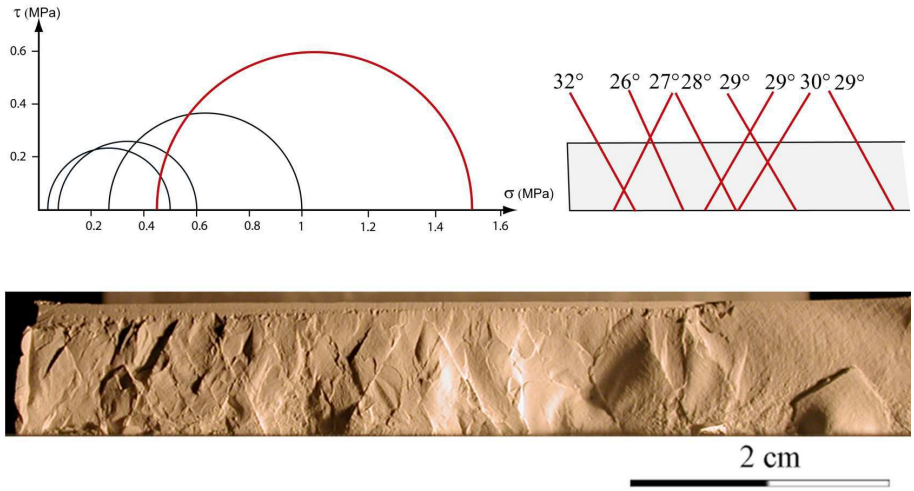

FIGURE II.3.34 – *Expérience 21 :* $\sigma_1 = 1,5$ *MPa ;* $\sigma_2 = 0,60$ *MPa ;* $\sigma_3 = const = 0,43$ *MPa ;* $\delta d = 1,4$ *mm.*

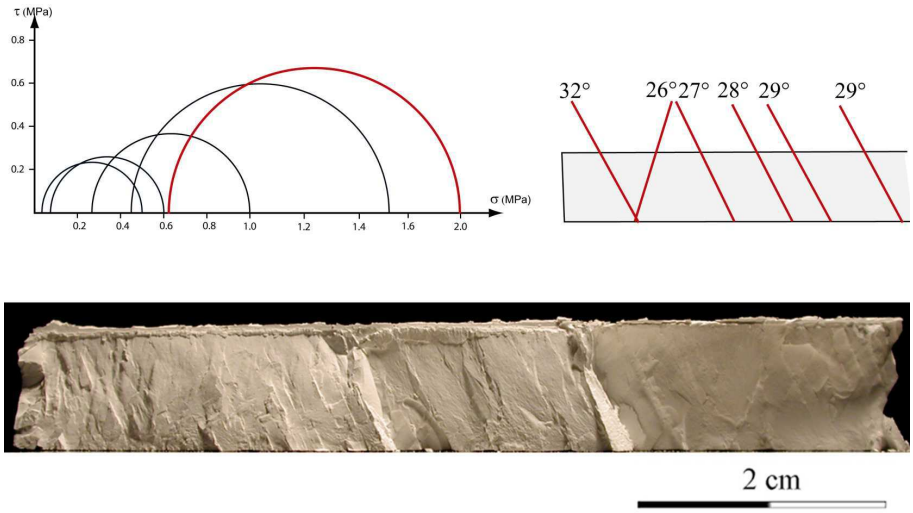

FIGURE II.3.35 – *Expérience 22 :* $\sigma_1 = 2$ *MPa ;* $\sigma_2 = 0,7$ *MPa ;* $\sigma_3 = const = 0,62$ *MPa ;* $\delta d = 1,8$ *mm.*

La conclusion de cette série d'expérience est la suivante : l'augmentation de la pression se traduit par ***une évolution continue de l'inclinaison*** θ ***des fractures de*** $\theta = 0$ ***(diaclases), à faible pression, vers une valeur de "saturation"*** ($\theta \approx 31^\circ$) ***à partir de*** $\sigma_1 \approx 1,5$ ***MPa***.

L'ensemble de ces expériences a été effectué sous les mêmes conditions de contact, avec des modèles monocouches à épaisseur constante. Or, dans la nature les piles sédimentaires sont caractérisées par des couches à épaisseur variable avec des conditions de contact variées. Nous avons montré dans la section II.2 que la nature du contact et les contrastes de propriétés mécaniques entre la couche fragile et les couches en contact avec celle-ci contrôlent la génération soit d'un réseau de diaclases, soit d'un couloir fracturé.
Les fractures cisaillantes conjuguées ayant un angle apical de l'ordre de 60° sont les plus couramment observées sur le terrain. Il serait désormais intéressant d'étudier l'évolution de l'angle θ en fonction de l'épaisseur des couches et des conditions d'interface.

II.3.3 Influence de la géométrie et de la structure du modèle sur θ

Dans un premier temps nous avons testé l'influence de l'épaisseur d'un modèle monocouche sur la valeur de θ.

`Expérience 23 :` Deux modèles d'épaisseurs $H = 1$ cm et 2 cm ont été soumis aux mêmes conditions de chargement à partir des contraintes initiales $\sigma_v = \sigma_1 = 1,5$ MPa, $\sigma_H = \sigma_h = 0,6$ MPa jusquà $\sigma_H = \sigma_2 = 0,5$ MPa, $\sigma_h = 0,43$ MPa pour $\delta d = 1,36$ mm. (FIGs.II.3.36 etII.3.37).

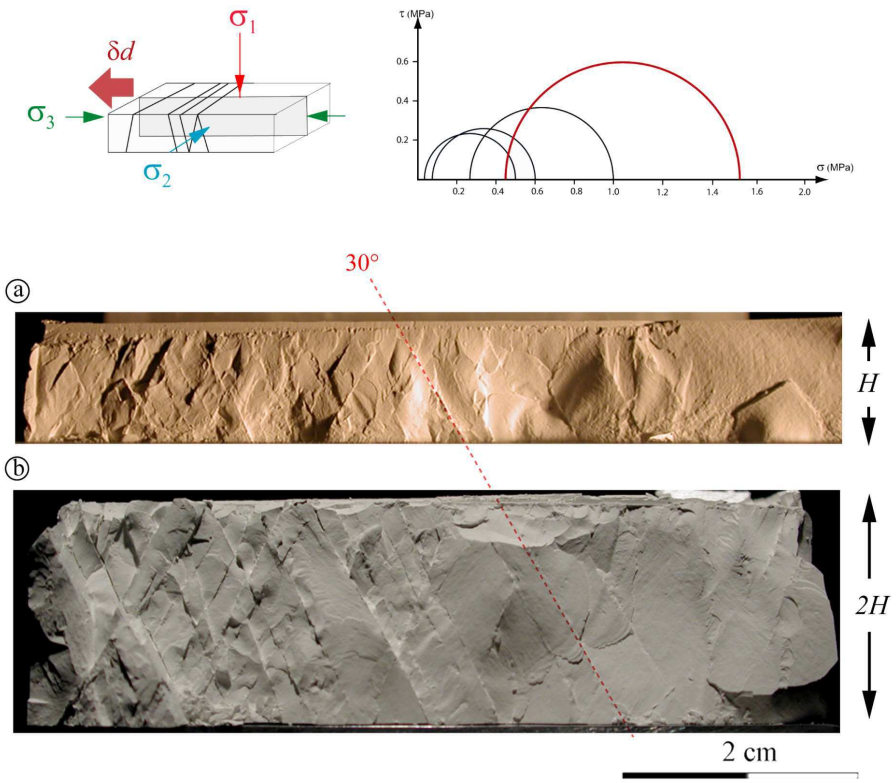

FIGURE II.3.36 – *Expérience 23 : Coupe verticale des modèles fracturé. (a) : H = 1cm ; (b) H = 2 cm.* $\sigma_1 = 1,5$ *MPa ;* $\sigma_3 = 0,43$ *MPa ;*$\delta d = 1,36$ *mm.*

On remarque que *l'épaisseur de l'échantillon n'a pas d'influence sur* θ. On note également que la densité de fractures est similaire dans les deux échantillons et que la zone la plus densément fracturée se localise prés du bord mobile (situé à gauche sur la photo de la figureII.3.36).

`Expérience 24 :` (FIG. II.3.37). Le modèle consiste en deux couches d'épaisseur 1cm et 2cm, qui sont en contact direct. Ces deux couches ont été fabriquées durant un unique épisode de fabrication/compactage afin d'assurer un couplage maximal.

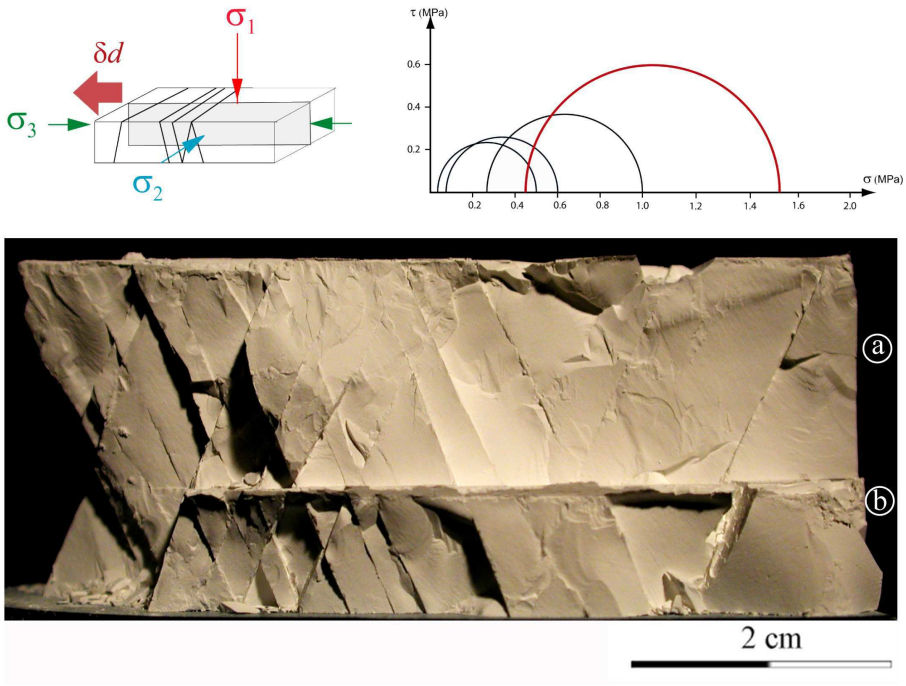

FIGURE II.3.37 – *Expérience 24 : Coupe verticale d'un modèle fracturé composé de deux couches d'épaisseur différentes : 1cm (a) et 2cm (b). Le couplage entre les couches est maximal.* $\sigma_1 = 1,5$ *MPa ;* $\sigma_3 = 0,43$ *MPa ;*$\delta d = 1,36$ *mm.*

On remarque que toutes les fractures traversent l'interface entre les deux couches sans perturbation. Le modèle bi-couche se comporte donc comme une unité mécanique unique. La valeur de l'angle θ, mesurée loin du bord mobile, est de 28° comme dans le cas du modèle monocouche soumis au mêmes condition (FIG. II.3.34)

`Expérience 25 :` (FIG. II.3.38). Le modèle consiste en trois couches de CRACK[1] de 1 cm d'épaisseur séparées par une double couche de Téflon. Ce double film permet le découplage total entre les couches. Les films de Téflon étant fins et rigides, on limite ainsi le rejet vertical sur le long des fractures, particulièrement dans la couche centrale. La connection verticale entre les fractures n'est pas permise.

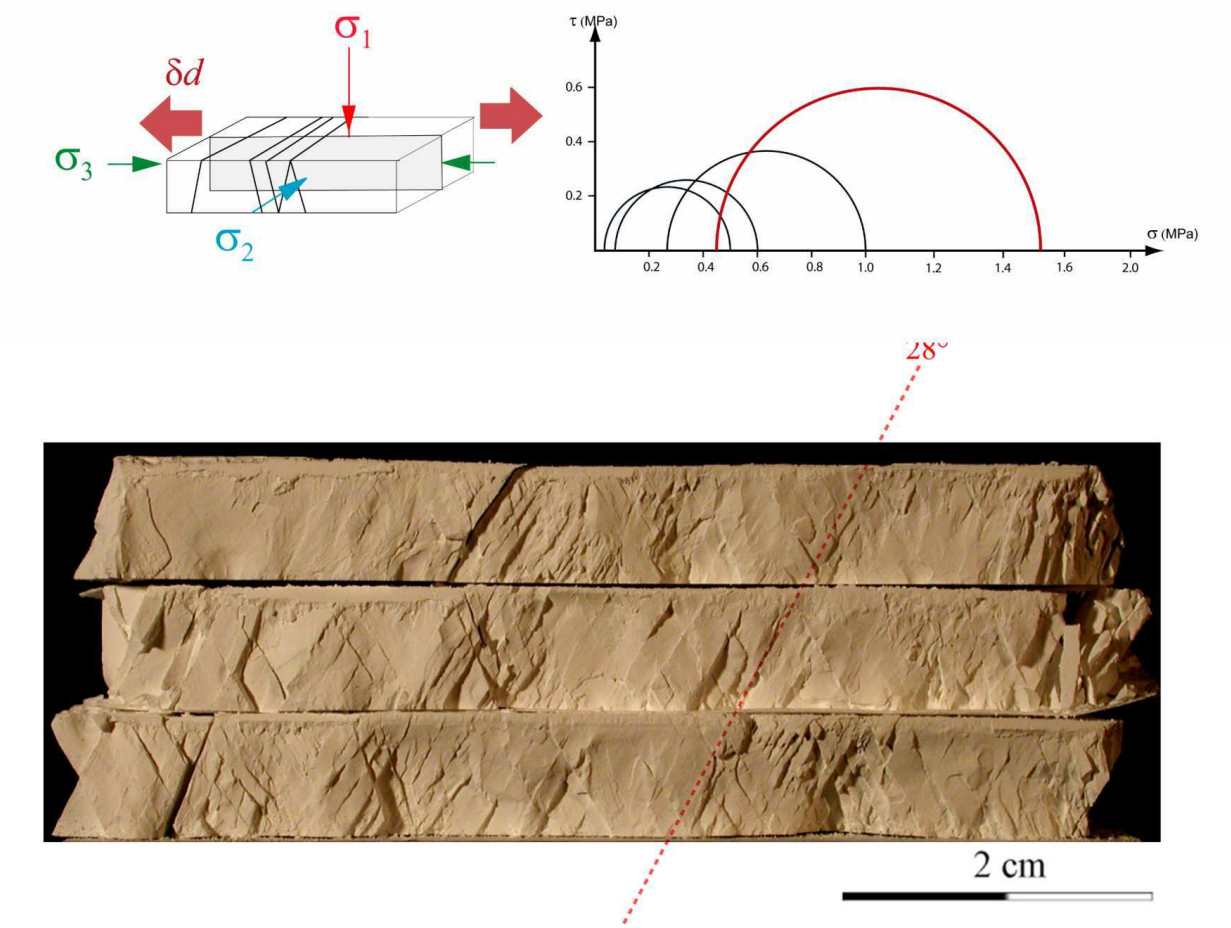

FIGURE II.3.38 – *Expérience 25 : Coupe verticale d'un modèle tri-couche fracturé. Le couplage entre les couches est limité par deux films de Téflon. L'épaisseur est la même pour les trois couches (1 cm).* $\sigma_1 = 1,5$ *MPa ;* $\sigma_3 = 0,4$ *MPa ;* $\delta d = 3$ *mm à l'arrêt de l'expérience.*

On voit que les fractures affectent toutes les 3 couches et que θ varie peu d'une couche à une autre et par rapport aux valeurs mesurées précédemment (28-30°) sous les mêmes conditions aux limites. Aucune des deux directions de pendage des fractures ne semble prédominer.
La quantité d'allongement $\delta d = 3$ mm, deux fois plus importante que dans les expériences précédentes et appliquée de manière symétrique, est à l'origine de la forte densité de fractures observée ici. L'espacement entre les fractures S est très inférieur à l'épaisseur de la couche et est localement inférieur au millimètre.

Expérience 26 : (FIG. II.3.39) Dans cette expérience, l'épaisseur des couches est de 1 mm. Elles sont séparées par des couches à faible résistance, constituées d'une poudre fine ayant une cohésion et un coefficient de friction interne très faibles. Ces niveaux fins jouent le rôle de couches incompétentes, qui permettent d'accommoder à la fois la déformation horizontale au sein de chacune des couches fragiles et le glissement le long des plans de fractures.

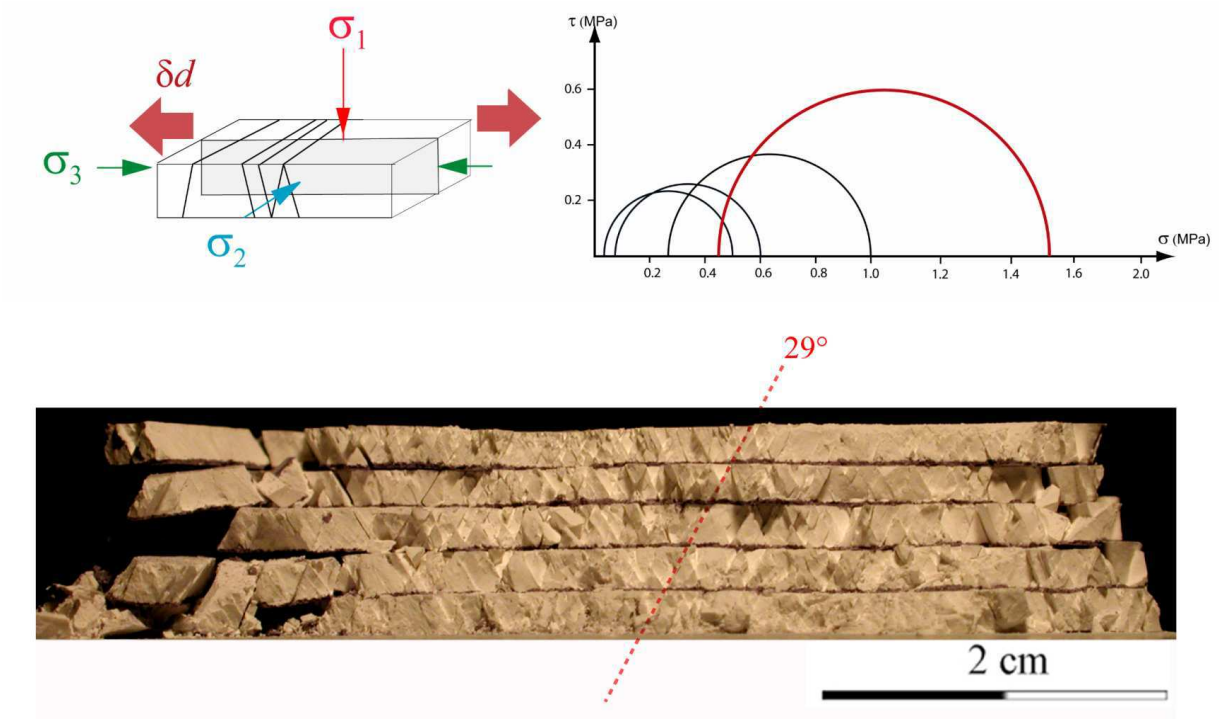

FIGURE II.3.39 – *Expérience 26 : Coupe verticale d'un modèle fracturé constitué de neuf couches (cinq couches compétentes) de CRACK*[1] *de même épaisseur (1mm).* $\sigma_1 = 1,5$ *MPa ;* $\sigma_3 = 0,4$ *MPa ;*$\delta d = 3$ *mm.*

La valeur moyenne de θ est la même que dans l'expérience précédente réalisée sous les mêmes conditions.
On note que la densité de fracture la plus importante est localisée dans la partie centrale du modèle où σ_3 est la plus la plus forte, i.e. où la pression est maximale.
La ligne pointillée rouge tracée sur la figure II.3.39 montre que, localement, quelques fractures sont alignées. Cependant il ne nous a pas été possible de déterminer s'il s'agissait de fractures coalescentes ou d'alignement coïncidant de fractures indépendantes. D'autres expériences sont nécessaires pour étudier l'accommodation de la déformation au sein des niveaux compétents et incompétents.

Les expériences 26 et 27 montrent donc que *la valeur de θ ne dépend ni de l'épaisseur des couches, ni du couplage entre les couches compétentes.*
Elles suggèrent aussi que la densité de fracture augmente avec la quantité d'allongement horizontal à pression constante. Dans la suite de ce travail, nous allons nous attacher à étudier plus en détail les paramètres qui contrôlent l'espacement S entre les fractures cisaillantes.

II.3.4 Les paramètres qui contrôlent l'espacement S des fractures cisaillantes

Afin de connaître l'influence de δd sur S, une série de trois expériences a été menée dans les mêmes conditions mais stoppées pour trois différentes valeurs de δd. Une coupe est ensuite effectuée sur chaque modèle parallèlement à la direction d'allongement.

II.3.4.1 Influence de la quantité d'allongement du modèle sur la densité de fracture

Expérience 27 : (FIG. II.3.40). Nous regroupons ici les trois tests de déchargement conduits à partir des mêmes contraintes initiales $\sigma_v = \sigma_1 = 1,5$ MPa, $\sigma_H = \sigma_h = 0,6$ MPa. La valeur de σ_3 à la rupture est identique pour les trois expériences et est égale à 0,45 MPa. Un seul des bord latéraux (bord gauche) est desséré. L'évolution de σ_2 et de la contrainte différentielle $\tau = \sigma_1 - \sigma_3$ en fonction de δd pour les 3 expériences est présentée sur la figure II.3.41

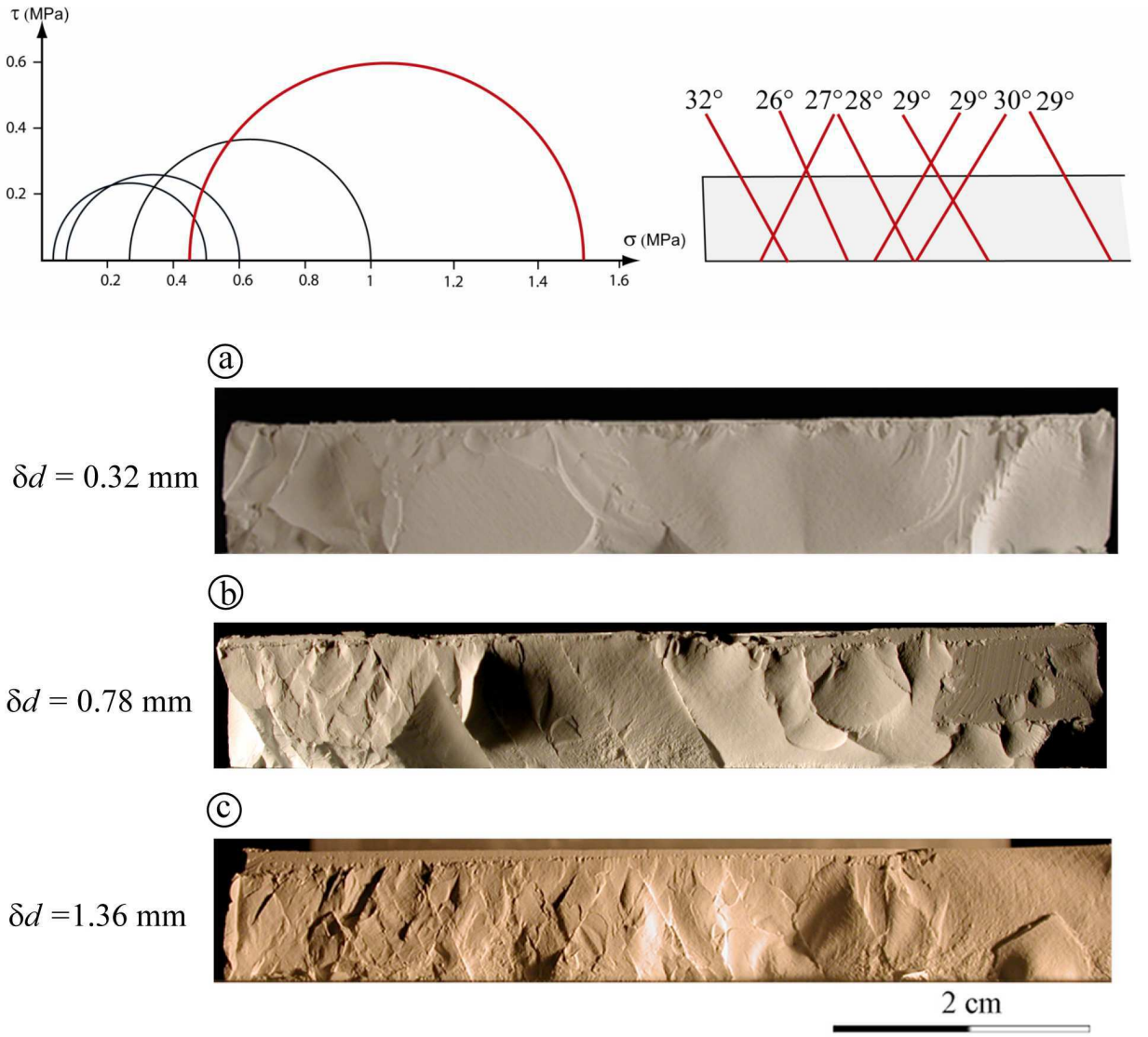

FIGURE II.3.40 – *Expérience 27 : Coupe verticale des modèles fracturés : $H = 1$ cm. $\sigma_1 = 1,5$ MPa ; $\sigma_2 = 0,55$ MPa ; $\sigma_3 = const = 0,45$ MPa. (a) $\delta d = 0,32$ mm ; (b) $\delta d = 0,78$ mm ; (c) $\delta d = 1,36$ mm.*

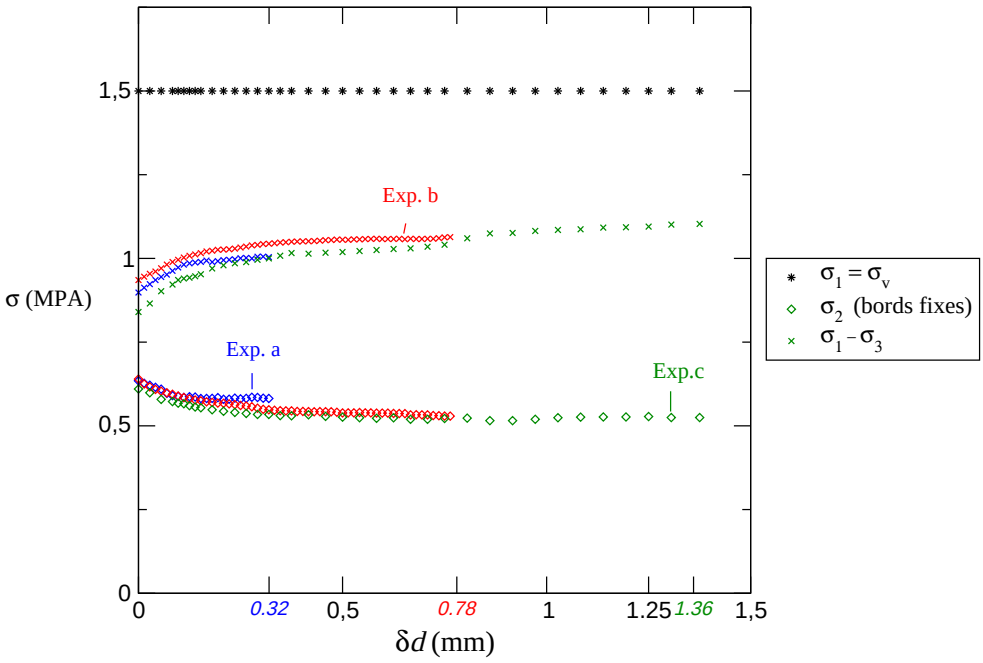

FIGURE II.3.41 – *Evolution de σ_2 (trapèzes) et de $(\sigma_1 - \sigma_3)$ (croix) en fonction de δd au cours des trois expériences (a,b et c) présentée sur la figure II.3.40. L'expérience a est représentée par une couleur bleue, l'expérience b par une couleur rouge et l'experience c par une couleur verte.*

Les évolutions de σ_2 et τ au cours des trois expériences sont pratiquement les mêmes. Cette superposition des courbes témoigne de la très bonne reproductibilité des résultats qui peuvent donc être considérés comme trois stades successifs de fracturation durant l'allongement du modèle. Cela nous permet de proposer une chronologie de mise en place des fractures en fonction du déplacement δd :

1- Pour $\delta d < 0,2$ mm, les deux contraintes horizontales diminuent simultanément de manière quasi-linéaire. Aucune fracture n'est alors générée dans l'échantillon. La contrainte différentielle $\tau = \sigma_1 - \sigma_3$ augmente.

2- A partir de $\delta d \approx 0,25$ mm, τ se stabilise. A $\delta d = 0,32$ mm, deux fractures apparaissent à proximité immédiate du bord mobile (FIG. II.3.40a). Le seuil de résistance en cisaillement $\tau = \tau_s$ de CRACK[1] pour la valeur de σ_1 alors appliquée, a donc été atteinte durant le déplacement du bord de $\delta d = 0,25$ à $\delta d = 0,32$ mm.

3- Pour $\delta d > 0,32$, sous $\tau = \tau_s$, les fractures conjuguées cisaillantes se développent. Un "front de fracturation", délimitant la partie intacte de l'échantillon et celle qui est fracturée, est traçable sur les figures II.3.40a, b et c. La position de ce front matérialise l'endroit le plus éloigné du bord mobile où τ_s a été atteint. On voit, qu'à partir de ce moment, *l'augmentation de δd a deux conséquences sur la fracturation : elle provoque (1) une propagation du front de fracturation vers le centre du modèle et (2) une densification progressive de la fracturation en arrière de ce front, s'initiant près du bord mobile.*
Par ailleurs, le rejet vertical des blocs dû au glissement cisaillant le long des fractures, diminue au fur et à mesure que l'on s'approche du front de fracturation. Il existe donc un gradient de déplacement horizontal accommodé par le glissement des blocs, croissant du front de fracturation vers le bord mobile.

Pour δd = const, S dépend des conditions de chargement notamment de la pression moyenne comme le montre les deux expériences suivantes, effectuées sous différentes valeurs initiales de $\sigma_v = \sigma_1$ (FIG. II.3.42) (Expérience 28).

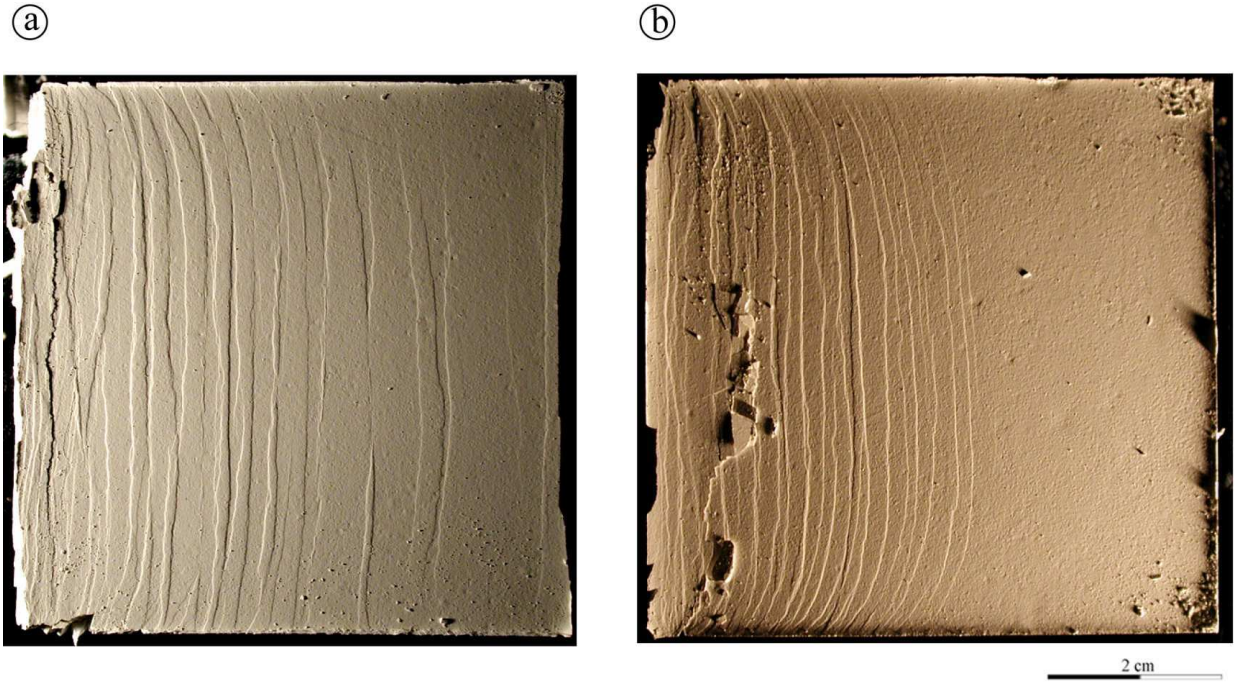

FIGURE II.3.42 – *Expérience 28 :surfaces des modèles fracturés à $\delta d = 3$ mm. (a) $\sigma_1 = 1,3$ MPa ; $\sigma_3 = 0,28$ MPa ; (b) $\sigma_2 = 2$ MPa ; $\sigma_3 = 0,5$ MPa*

Plus la pression est forte plus l'espacement entre les fractures est faible.

Nous pouvons conclure de cette série d'expérience que *l'espacement S entre les fractures au sein d'une couche est contrôlé par la valeur des contraintes et des déplacements aux limites de la couche.*

Ainsi nos expériences ont permis d'identifier 3 types de fractures différentes en fonction de *leur orientation par rapport à la contrainte principale* σ_1 et de *la pression moyenne* σ à laquelle elles apparaissent.

Cependant, σ n'est pas aisément accessibles au géologue sur le terrain. Ce dernier peut être ainsi confronté à un réseau de fractures conjuguées verticales ou à un segment d'une unique fracture cisaillante, sans pour autant pouvoir en identifier le type de rupture. Le géologue ne dispose que des caractéristiques géométriques de la fracture, en plan ou en coupe, telles que son ouverture, les rejets ou les figures fractographiques si celles-ci sont observables.

Dans la prochaine section, nous présentons les résultats de l'analyse des figures fractographiques présentes sur les surfaces de chaque type de fracture au sein de nos modèles, ainsi que les directions et amplitudes des mouvements relatifs des lèvres des fissures pendant ou juste après leur formation. Nous verrons s'il s'agit de propriétés intrinsèques permettant l'identification du type de rupture et nous soulignerons leur possible influence sur le comportement hydro-mécanique des fractures.

II.4 Le changement des figures fractographiques avec θ

A la fin de chacune des expériences présentées précédemment, les blocs individualisés par les fractures ont été séparés pour découvrir et photographier les surfaces des fractures. Nous présentons ici les figures fractographiques les plus représentatives pour des valeurs de θ (et donc de pression) croissante. Nous commençons donc par les diaclases, ($\theta = 0$).

II.4.1 Les figures fractographiques des diaclase ($\theta = 0$)

L'une des figures fractographiques les plus régulièrement observées sur une surface de diaclase générée en compression dans un échantillon de CRACK[1] est présentée sur la figure II.4.43 -2. On distingue un point d'initiation à partir duquel part une figure en forme de plume. Il est généralement observé dans nos expériences que l'axe de la plume suit la direction de la contrainte principale majeure. Les plumes (ou plumoses) sont supposés se former durant l'initiation et la propagation de la diaclase. Leur orientation donne la direction de propagation de la rupture et la forme du front de rupture peut être dessinée en traçant la perpendiculaire à chaque plume. Dans la figure II.4.43, nous pouvons déduire que la diaclase s'est initiée à la base du bord latéral gauche du modèle et s'est propagée continuement vers le bord opposé. Dans nos expériences l'axe du plumose tend à se parallèliser à la direction horizontale, c'est-à-dire à σ_H.

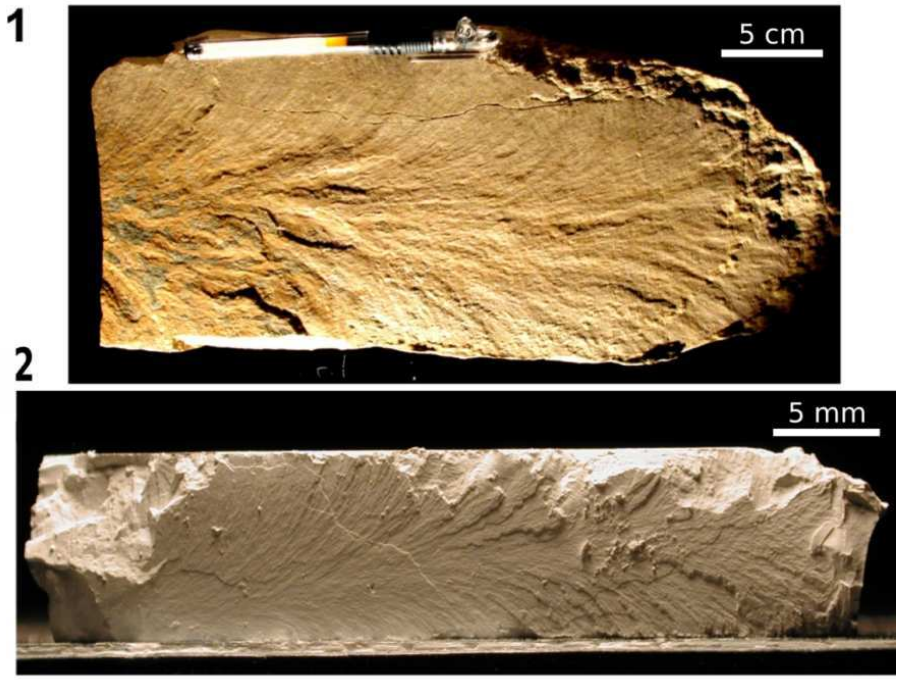

FIGURE II.4.43 – *Plumoses sur la surface d'une diaclase naturelle dans le calcaire (1) et le modèle expérimental (2) dans un modèle monocouche soumis à σ_1 horizontal, parallèle à la couche avec σ_2 compressif et $\sigma_3 \approx 0$.*

La présence de plumoses sur les surfaces de diaclases ainsi que leur géométrie ne semble pas dépendre de l'espacement entre les fracture. Néanmoins différentes organisations existent

qui apportent quelques informations sur la mise en place des diaclases.
La figure II.4.44 illustre un plan de fracture au sein d'un modèle. Le faible espacement $S < 1$ mm est de l'ordre de 20 fois plus important que l'amplitude des reliefs des plumoses. On remarque que le plan de fracture est constitué en fait de deux segments paralèlles quasi coplanaires identifiables par l'arrangement des plumoses. Le plan situé à gauche sur la photo est limité par un plumose qui donne une orientation de propagation vers la droite (Plumose n°1), alors que le plan constituant la partie droite de la fracture est définie par un plumose donnant une orientation opposée, vers la gauche (Plumose n°2). Il semble alors que *deux fractures se soient initiées en deux point opposés du modèle de manière quasi-simultannée* et se soient propagée en deux plans parallèles quasiment coplanaires. A leur point de rencontre les deux fractures interagissent et coalescent pour former la macro fracture finale. Le plumose n°3 est situé sur la diaclase adjacente à celle photographiée. Il est constitué d'un point d'initiation, situé à la limite supérieure du modèle, et de plumes qui indiquent une direction de propagation vers le bas, différente de celle du plumose 2.
Le processus de formation de diaclase est donc ici le résultat d'une interaction de différents segments distincts, ou cracks, pour former la fracture finale.

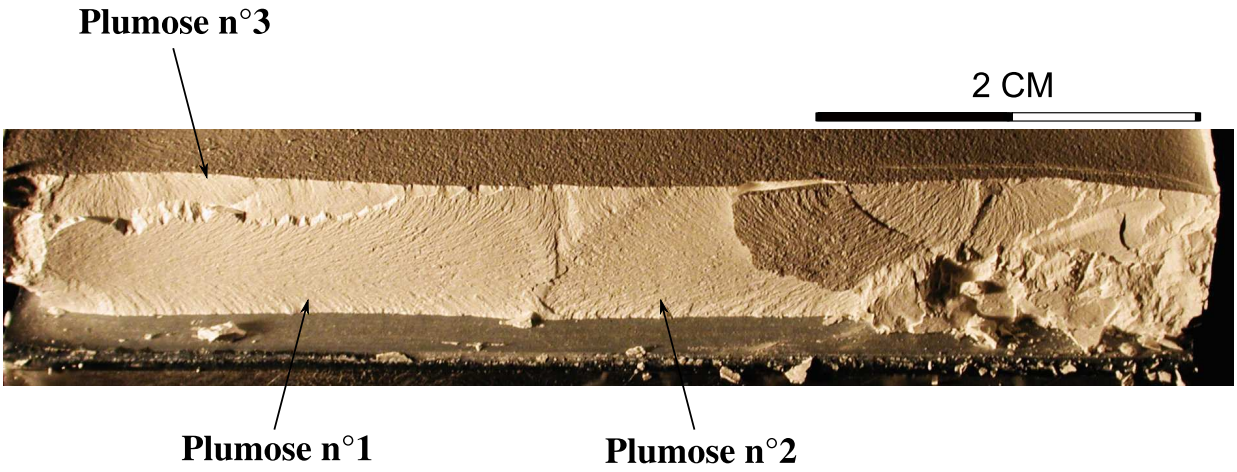

FIGURE II.4.44 – *Surface verticale d'une diaclase constituée de deux segments distincts quasi coplanaires dans un modèle monocouche densément fracturé soumis à σ_1 horizontal, parallèle à la couche avec σ_2 compressif et σ_3 proche de zéro.*

Nous observons couramment sur une même surface de diaclase, des plumoses qui ont une même direction (horizontale) mais qui donnent des sens de propagation opposés. Ils s'initient à deux point différents du modèle et *se propagent exactement dans le même plan.* Au point de rencontre, ils peuvent soit se stopper, soit se chevaucher. Deux exemples sont présentés ci-dessous.

La figure II.4.45 montre des plumoses qui s'arrêtent lorsqu'ils se "rencontrent". On peut comprendre que, lorsque deux fractures se propagent en sens opposé dans un même plan se rencontrent, elles vont former une seule grande fracture, après coalescence. A leur point de rencontre, nous nous attendons donc à trouver une organisation de plumoses telle que celle illustrée sur la figure II.4.45, où les plumoses ne se chevauchent pas.

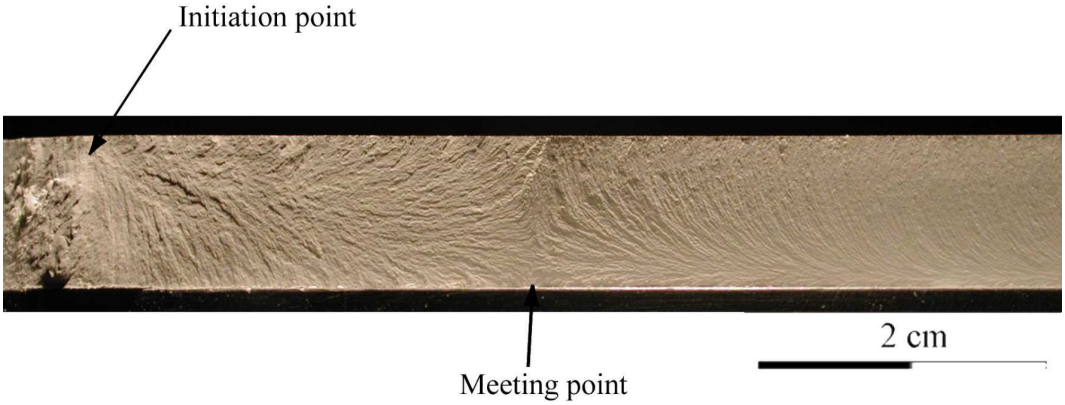

FIGURE II.4.45 – *Surface d'une diaclase verticale avec deux plumoses s'arrêtant l'un en face de l'autre dans un modèle monocouche soumis à σ_1 horizontal, avec σ_2 compressif et σ_3 proche de zéro. L'orientation des contraintes est identique à celle de la figure II.4.43.*

Mais ce qui est moins compréhensible est l'organisation des plumoses illustrée sur la figure II.4.46.

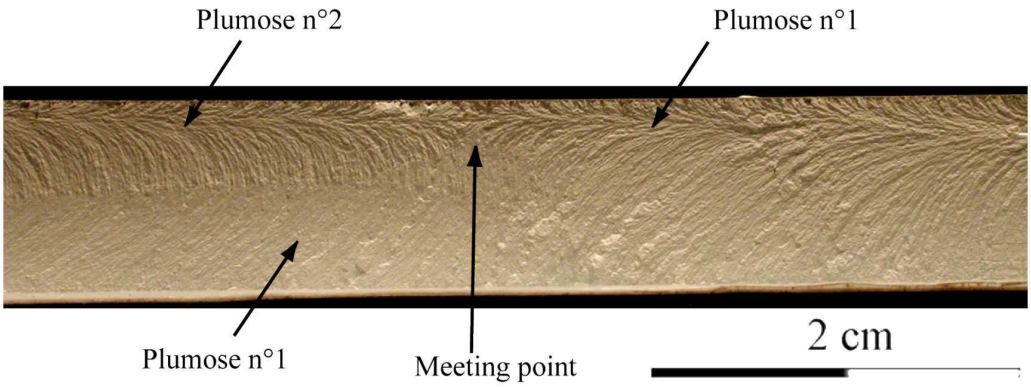

FIGURE II.4.46 – *Surface d'une diaclase verticale avec deux plumoses qui se chevauchent dans un modèle monocouche soumis à σ_1 horizontal,avec σ_2 compressif et $\sigma_3 \approx 0$. L'orientation des contraintes est identique à celle de la figure II.4.43.*

Sur cette figure on remarque que des plumes ayant les mêmes orientations que le plumose n°1 sont visibles dans la partie inférieure du modèle, directement sous le plumose n°2. Si l'on admet que les plumoses sont générés pendant la propagation de la diaclase, l'organisation des plumoses suggère que *deux* fronts de rupture de sont propagés sur une même section du modèle *simultanement et en sens opposé le long d'un même plan* qui constitue le plan de rupture final. Nous pouvons noter sur les figures II.4.44, II.4.45 et II.4.46 l'absence de hachures en bordure des plans de rupture indiquant que la formation de la diaclase est intervenue sous un champ de contrainte homogéne.

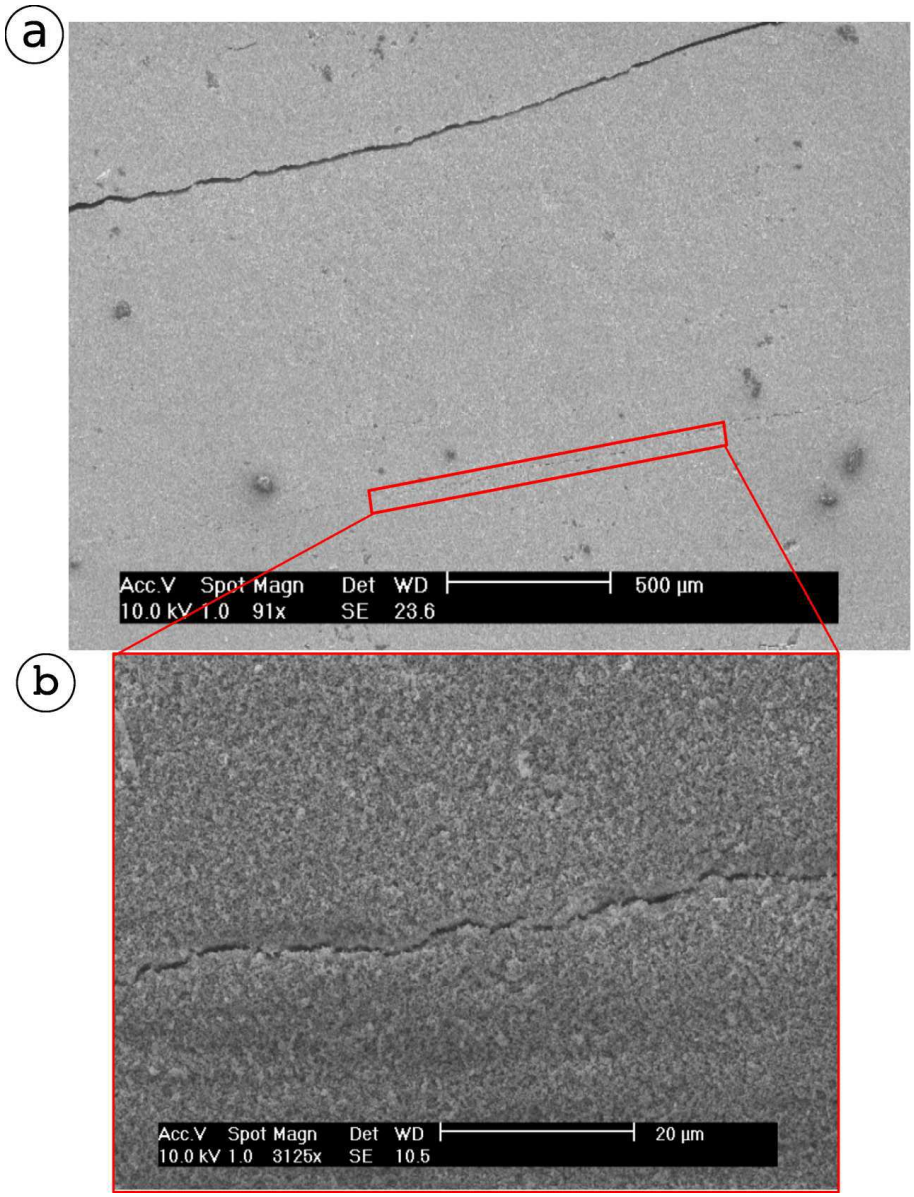

FIGURE II.4.47 – *Micrographe d'une surface de diaclase dans un modèle monocouche soumis à σ_1 horizontal horizontal,avec σ_2 compressif et $\sigma_3 = 0$. (a) diaclase non ouverte observée avec un grossissement de $\times 91$ (encadré rouge) ; (b) la même diaclase sous un grossissement $\times 3125$.*

Le processus de formation des diaclases est donc dynamique (émissions acoustiques) et implique la nucléation quasi-simultanée en plusieurs points du modèle de cracks qui vont interagir et coalescer. Des études complémentaires sont nécessaires pour clarifier cette hypothèse. L'étude de la microstructure des diaclases dans nos modèles peut encore donner quelques informations sur la mise en place de ces fractures. Afin de quantifier l'épaisseur d'une diaclase, nous ne pouvons nous baser que sur l'ouverture d'une diaclase néoformée. Pour cela il faut pouvoir observer un plan strictement perpendiculaire au plan de rupture avec un grossissement de l'ordre de $\times 1000$. Nous avons observé au microscope électronique à balayage la trace en surface du modèle, d'une diaclase développée au sein d'un réseau de fractures généré sous les mêmes conditions que les diaclases des figures II.4.43, II.4.45 et II.4.46, (FIG. II.4.47).
La diaclase choisie pour l'observation est invisible à l'oeil nu et est à peine décelable avec un grossissement $\times 91$ (FIG. II.4.47a). Il s'agit de la fracture la moins "ouverte" du modèle. La figure II.4.47b confirme qu'il y a très peu de mouvement relatif des deux blocs. L'ouverture est de l'ordre de la dizaine de grains (de l'ordre de 3-4 μm).

Mais le plus remarquable sur ce cliché est la géométrie de la fracture : elle zigzague. Aussi si le déplacement fini des blocs de la fracture est principalement normal aux épontes, il doit intervenir des mouvements cisaillants dans les segments non parallèles à la direction moyenne du plan de fracture au cours de l'écartement des blocs. La diaclase apparaît ouverte sur toute la longueur du cliché de la figure II.4.47b, cependant localement l'ouverture de la fracture peut être égale à zéro (FIG. II.4.48). Il apparaît donc *que la diaclase n'est pas complètement ouverte sur toute sa longueur juste après sa formation.*

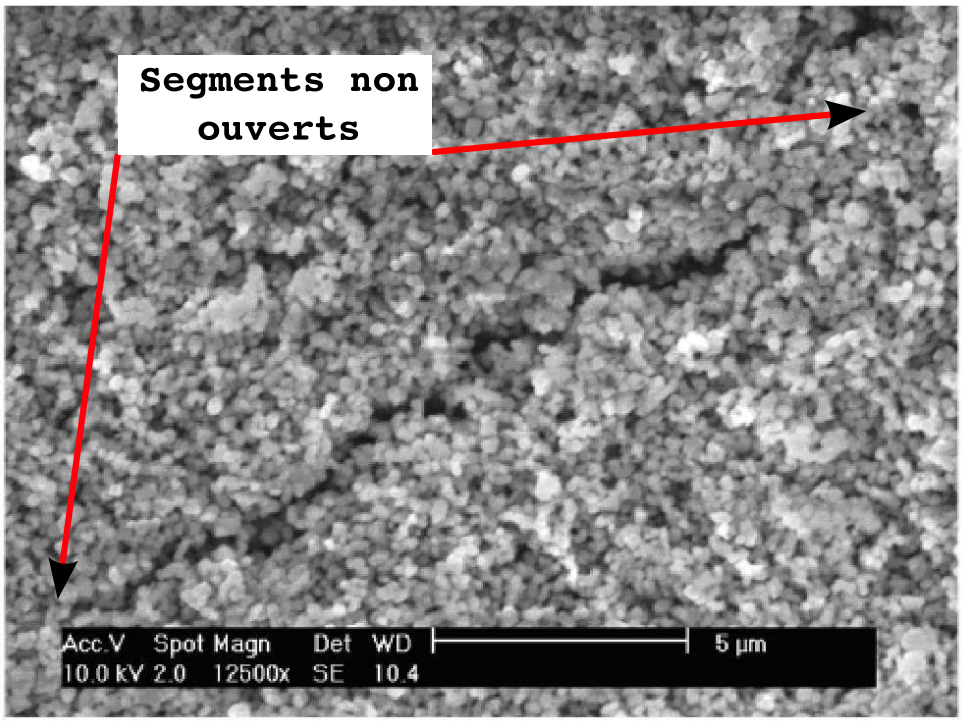

FIGURE II.4.48 – *Partie de la diaclase précédente sous un grossissement $\times 12500$.*

Une diaclase néoformée est donc caractérisée par une ouverture très faible et discontinue. Elle se comporte comme une bande de déformation, composée par des segments non linéaires qui combinent ouverture et probablement cisaillement. Sa porosité et sa perméabilité apparaissent donc relativement faible.

II.4.2 Les figures fractographiques des fractures hybrides ($0 < \theta < 20^\circ$)

FIGURE II.4.49 – *Surface d'une fracture hybride ($\theta = 10^\circ$).*

Les figures fractographiques observées sur la fracture de la figure II.4.49 ressemblent aux plumoses des diaclases, mais avec un relief plus important avec des pentes asymétriques.

Les images obtenues au microscope électronique montrent que les fractures hybrides néoformées, démontrant un cisaillement très faible, sont ouvertes à certains endroits, avec une ouverture de l'ordre du micromètre (FIG.II.4.50). Il y a donc une augmentation de volume précoce, liée au cisaillement le long des plans de rupture. Cela s'explique par le relief très important des figures fratographiques. Ces fractures peuvent alors être qualifiées de *bande de cisaillement dilatante*.

Du point de vue hydrodynamique, les fractures hybrides précoces doivent être de bons drains. Cependant, leur porosité tend à se réduire et à disparaître avec un déplacement cisaillant croissant, puisque celui-ci entraîne une érosion mécanique progressive des reliefs fractographiques.

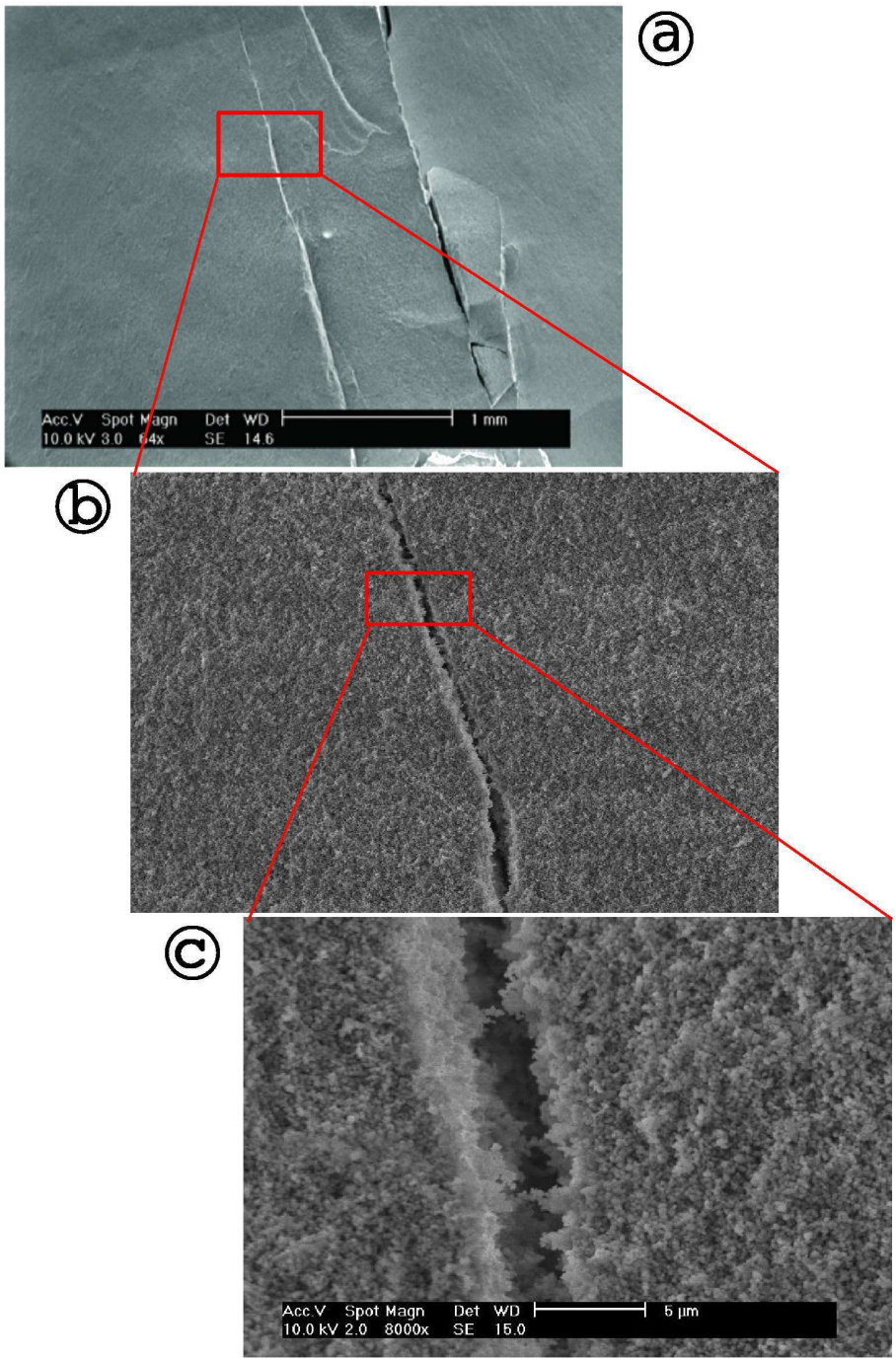

FIGURE II.4.50 – *Zoom sur une fracture hybride néoformée. (a) grossissement ×64 ; (b) Zoom sur la partie encadrée en rouge sur le cliché (a), grossissement ×4000 ; (c) Zoom sur la partie encadrée en rouge sur le cliché (b), grossissement ×8000.*

II.4.3 Les reliefs des surfaces de fracture cisaillantes : $20 < \theta < 27^\circ$

Pour ce type de fracture, les reliefs typiquement observés sur les plans de rupture sont des stries parallèles à la direction du mouvement cisaillant (FIG. II.4.51 a). Ces stries apparaissent pour un rejet très faible. Il nous a été impossible d'arrêter une expérience assez tôt pour voir s'il existe ou non une figure fractographique spécifique à ce type de fracture. Nos observations ne nous ont pas permis, pour l'instant, de déterminer la nature des nombreux reliefs de quelques millimètres de longueur en forme de gradins et orientés quasiment horizontalement sur la figure II.4.51 a. Ces lignes sont parallèles à la trace d'une fracture cisaillante conjuguée visible dans la partie supérieure du modèle. Des lignes similaires sont observées sur des surfaces de glissement dans des grès (FIG. II.4.51 b) et sont interprétées comme les traces de petites failles conjuguées au plan de glissement principal (Johnson, 2001).

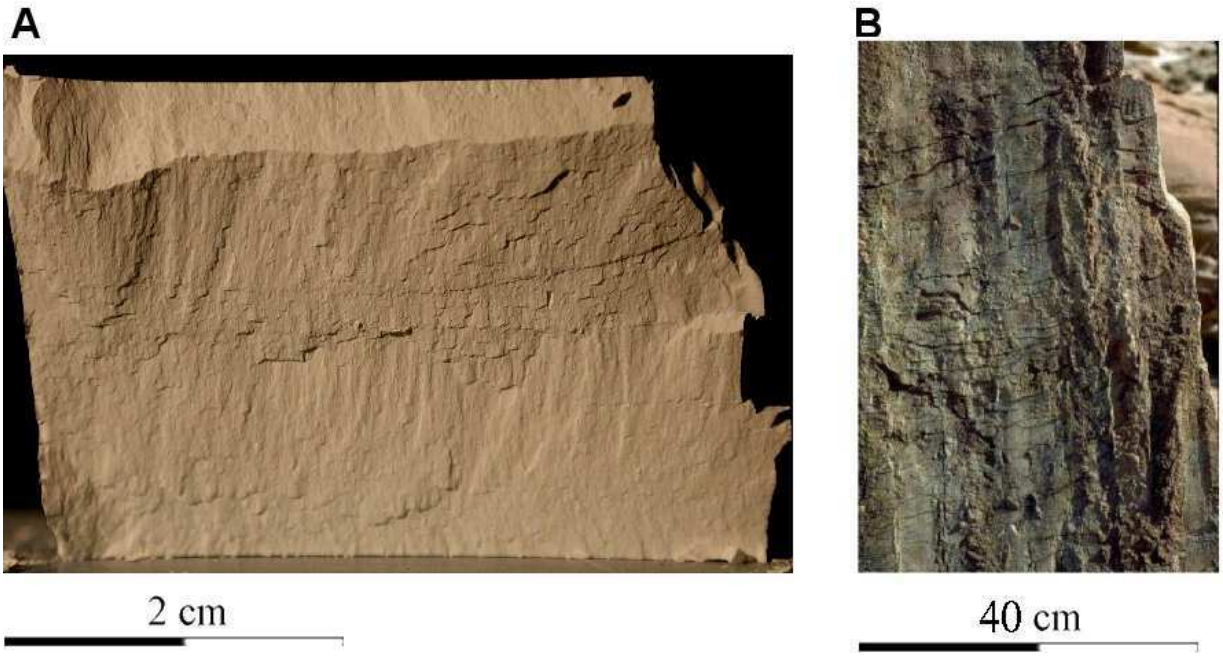

FIGURE II.4.51 – *Surface d'une fracture cisaillante dans le modèle de CRACK*[1] *;* $\theta = 28^\circ$*(1) et dans des grès (Molly Castle, Utah) (Johnson, 2001).*

Les observations effectuées au microscope électronique sur les fractures cisaillantes n'ont pas permis, pour l'instant, de mettre en évidence une variation de la densité des grains perpendiculairement aux épontes de la fracture.

II.5 Enveloppe de rupture expérimentale

Nous avons vu qu'en sollicitant le matériau analogue CRACK[1] sous une compression triaxiale croissante, nous générons progressivement trois types principaux de fractures : les diaclases, les fractures hybrides et des fractures cisaillantes. Indépendamment de leur type, les fractures sont organisées en réseaux, parallèlement à la contrainte principale intermé-

diaire σ_2. Nous avons dessiné sur la figure II.5.52 les cercles des contraintes, correspondant à la rupture pour chaque type de fracturation.

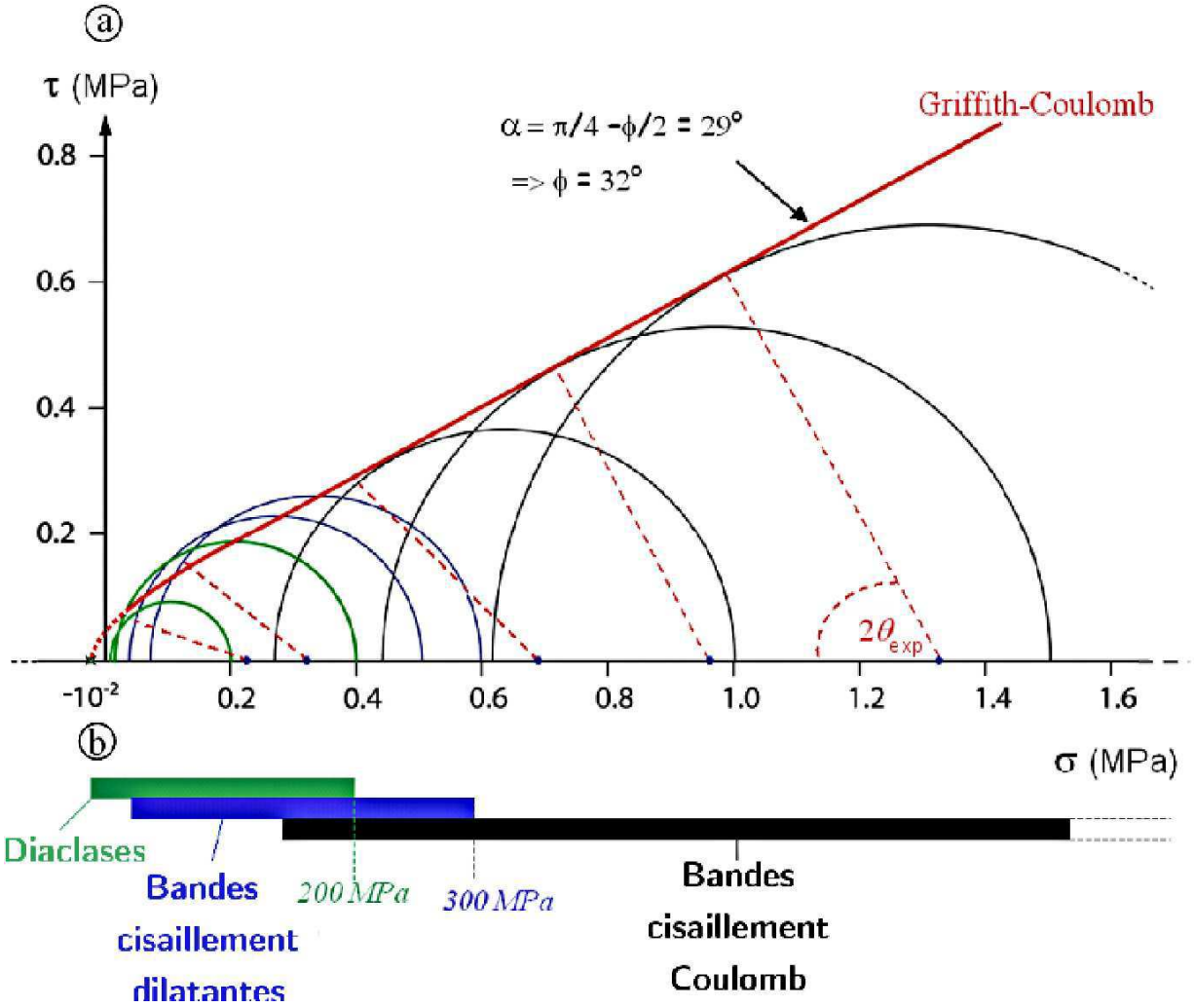

FIGURE II.5.52 – *(a) Enveloppe de rupture expérimentale. Les demi-cercles correspond aux valeurs des contraintes principales σ_3 et σ_1 à la rupture pour les diaclases (vert), bandes de cisaillement dilatantes (bleu), bandes de cisaillement (noir) ; Les lignes pointillées représentent l'angle de rupture θ_{exp}, mesuré sur le modèle ; La ligne rouge correspond au critère de Mohr-Coulomb. L'angle de friction interne ϕ est égal à 32°. (b) Fourchettes des contraintes naturelles correspondant aux différents type de fracturation. Les valeurs écrites en italique représentent les valeurs des contraintes naturelles pour les conditions naturelles déduites du critère de similarité : $\sigma_c^o/\sigma^o = \sigma_c^m/\sigma^m$, où σ_c^o est la résistance en compression d'une roche calcaire (admise égale à 5 $\times 10^7$ Pa), σ_c^m celle de CRACK[1] ($\simeq 2 \times 10^5$ Pa).*

Pour une pression forte, on peut tracer une droite tangente aux cercles de Mohr des contraintes. L'équation de cette droite, représentée en rouge sur la figure II.5.52, est $\tau = \sigma \times tan\alpha + const$ où $\alpha = 29^\circ \approx \theta_{exp} = 30^\circ$. L'angle de friction interne ϕ est calculé : $\theta_{exp} = \pi/4 - \phi/2$. Il en résulte $\phi = 32^\circ$. *Ainsi il apparaît que l'angle de rupture pour les*

fractures cisaillantes peut-être prédit par le critère de Coulomb.
Par contre, les cercles de Mohr pour les bandes de cisaillement hybrides ne touchent pas la droite précédente et les angles θ_{exp} ne correspondent pas à la prédiction à partir du critère de Coulomb. Ceci est encore plus vrai pour les diaclases, dont la formation n'obéit pas à la théorie de Coulomb-Mohr. Le modèle de Griffith n'est pas applicable non plus, car les diaclases obtenue se forment sous σ_3 compressif et ne sont donc pas des fractures en Mode I.

La formation de diaclases s'accompagne d'une augmentation du volume de la zone de rupture(FIG. II.2.25). Cette dilatation serait propre à des phénomènes de microfissuration diffuse et de rotation de grain, plutôt qu'à la formation d'une unique fracture en mode I sans épaisseur, qui après fermeture, ne devrait pas changer le volume du matériau. Les fractures observées dans nos modèles ont une épaisseur finie, de l'ordre de 5-10 grains (FIG. II.4.47). Les approches basées uniquement sur un comportement élastique du matériau (Hobbs, Franc2D), prédisent que l'espacement entre les diaclases est relié à l'épaisseur de la couche fracturée. Ceci n'est vérifié ni dans la nature, ni dans nos expériences, où l'espacement peut être très inférieur à l'épaisseur du modèle (FIG. II.1.15).
Ainsi les diaclases semblent être le résultat d'un comportement non-élastique (quasi plastique) du matériau plutôt que d'une rupture fragile. Elles ne seraient alors pas des fractures en Mode I, mais des bandes de localisation de la déformation non-élastique.

L'ensemble des observations concernant les diaclases et les fractures cisaillantes suggère que les macro-fractures qui se forment dans nos modèles, sont le résultat d'une interaction dynamique d'une multitude de micro-fissures qui se rejoignent pour former une fracture macroscopique. Ces observations sont cohérentes avec l'évolution de la distribution des hypocentres des émissions acoustiques au sein d'échantillons cylindriques de roche soumis à de la compression triaxiale par Lockner and Byerlee (1992) (granite) et Stanchits et al. (2001) (grès). Les longueurs des microfissures dans les échantillons de CRACK[1] sont petites, de l'ordre de la taille de quelques grains et composeraient les différents reliefs des figures fractographiques sur la surface de la macrofracture.
Ainsi l'étude de la formation des trois types de fracture présents dans nos modèles doit passer par une approche spécifique capable de prendre en compte des déformations non élastiques. La bifurcation de la déformation semble être une bonne base pour analyser les résultats.
Dans cette approche, plutôt que d'analyser individuellement des micro-fractures, des pores ou des micro-défauts, c'est leur effet global sur le comportement mécanique du matériau qui est pris en compte, à travers des équations constitutives phénomènologiques reliant les invariants des tenseurs des déformations volumétriques et cisaillantes incrémentales prenant en compte des lois de déformation non-élastique (Nikolaevskii (1971); Rudnicki and Rice (1975); Garagash (1982)). Nous avons commencé une étude de la fracturation obtenues au cours de nos expériences en utilisant cette approche. Les résultats, préliminaires, sont présentés dans la section suivante qui débute avec les quelques bases théoriques nécessaires à leur compréhension.

II.6 Analyse des résultats expérimentaux à partir du concept de la bifurcation de la déformation

II.6.1 Les bandes de localisation de la déformation

La formation des discontinuités telles que les bandes de localisation de la déformation est considérée comme une bifurcation de la déformation initialement homogène en bandes (FIG. II.6.53) avec la déformation localisée. Ce processus peut se produire dans des matériaux qui se déforment non-élastiquement. Cette non-élasticité a pour micromécanisme la formation de microfissures et les glissements sur ces fissures accompagnés de leur propagation et de leur interaction entraînant un changement de volume irréversible (la dilatance). Le comportement macroscopique du matériau est décrit par les lois phénomènologiques constitutives reliant les incréments de la déformation, $d\varepsilon_{ij}$ et des contraintes, $d\sigma_{ij}$, avec l'état des contraintes et l'histoire de la déformation.

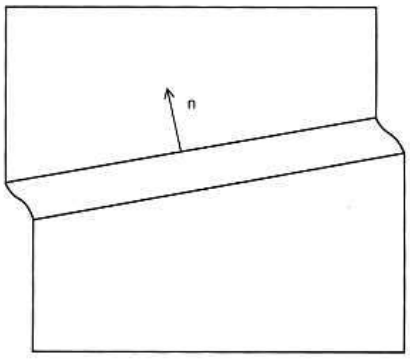

FIGURE II.6.53 – *Bande de localisation de déformation.* $\boldsymbol{n}$ *représente la normale à la bande.*

Ces lois ont une forme générale :

$$d\varepsilon_{ij} = \Pi_{ijkl} \cdot d\sigma_{kl} \tag{II.1}$$

où Π_{ijkl} est le tenseur de raideur élasto-plastique dont la forme exacte dépend du modèle constitutif choisi. Par exemple, dans l'analyse de Rudnicki and Rice (1975),

$$\Pi_{ijkl} = \frac{1}{4G}(\delta_{ik}\delta_{jl} + \delta_{kj}\delta_{il}) - \frac{\nu}{2G(1+\nu)}\delta_{ij}\delta_{kl} + \frac{1}{H}(\frac{s_{ij}}{2T} + \frac{1}{3}\beta\delta_{ij})(\frac{s_{kl}}{2T} + \frac{1}{3}\mu\delta_{ij}) \tag{II.2}$$

où G est le module élastique de cisaillement ; ν le coefficient de Poisson ; H le module de durcissement plastique ; $s_{ij} = \sigma_{ij} - \sigma$, $\sigma = \frac{1}{3}\sigma_{ij}$ est la pression moyenne ; $T = \sqrt{\frac{1}{2}s_{ij}s_{ij}}$ est l'intensité de contrainte cisaillante ; β est le coefficient de dilatance ; μ est assimable au coefficient de friction interne du matériau et δ_{ij} est le delta de Kronecker.

Rudnicki and Rice (1975) montrent que, dans le cas où le plan de localisation est parallèle à la direction de la contrainte principale intermédiaire, la localisation intervient quand H atteint sa valeur critique H_{cr} :

$$H = H_{cr} = \Big[\frac{1+\nu}{9(1-\nu)}(\beta-\mu)^2 - \frac{1+\nu}{2}\Big(N + \frac{1}{3}(\beta+\mu)\Big)^2\Big]\cdot G \tag{II.3}$$

Où

$$N = \frac{s_2}{T} \tag{II.4}$$

est le paramètre définissant l'état des contraintes. Ce paramètre est égal à zéro pour un chargement en cisaillement pur, $\frac{-1}{\sqrt{3}}$ pour une extension déviatorique axisymétrique et $\frac{1}{\sqrt{3}}$ pour une compression axisymétrique.

L'angle θ_{cr} entre la normale à la bande et la direction de σ_1 (Rudnicki and Rice, 1975) (Rudnicki and Olsson, 1998) est défini par

$$\theta_{cr} = \frac{\pi}{2} - \big(\frac{\pi}{4} + \frac{1}{2}arcsin(\alpha)\big) \tag{II.5}$$

Où

$$\alpha = \frac{\frac{2}{3}(1+\nu)(\beta+\mu) - N(1-2\nu)}{\sqrt{4-3N^2}} \tag{II.6}$$

A partir des équations II.5 et II.6, on obtient

$$\beta = \frac{3}{2}\Big(\frac{-cos(2\theta_{cr})\sqrt{4-3N^2} + N(1-2\nu)}{(1+\nu)}\Big) - \mu \tag{II.7}$$

Si $\beta > 0$, la déformation volumétrique non-élastique augmente au cours de la déformation. Dans le cas où $\beta < 0$ le matériau se compacte.

II.6.2 Application aux résultats des expériences

Pour confronter l'approche théorique présentée ci-dessus à nos résultats expérimentaux, nous allons calculer les valeurs des paramètres N, μ, et β pour chacune des expériences. Pour cela, les paramètres expérimentaux à notre dispositions sont les valeurs des contraintes $\sigma_v, \sigma_H, \sigma_h$, et $\theta = \theta_{exp}$ pour chacun des modèles fracturés (Tab. II.2). Les valeurs des trois contraintes correspondant à la rupture peuvent être évaluées approximativement à partir des ruptures de pente ou stabilisation des courbes expérimentales $\varepsilon_3 = f(\sigma_3)$. Nous faisons ensuite l'hypothèse que $\sigma_v, \sigma_H, \sigma_h$ représentent les 3 contraintes principales $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, respectivement et que l'angle de rupture θ_{exp} est égal à celui des bandes de localisation θ_{cr}.

Afin d'apprécier l'influence de l'histoire du chargement sur la rupture de CRACK[1], nous avons inclus dans le tableau II.2 une expérience (♦), où $\sigma_2^{ini} = \sigma_1^{ini}$. Le fort raccourcissement ainsi appliqué dans la direction de σ_2 pour obtenir les condition initiales axisymétriques le différencie du point de vue de son histoire de chargement initial des autres échantillons représentés par les symboles △ et ◊.

La figure II.6.54 représente l'évolution de l'intensité de la contrainte cisaillante T_{max}, en fonction de la pression moyenne σ à la rupture pour l'ensemble des résultats des expériences présentées dans le tableau II.2.

σ_v (MPa)	σ_H (MPa)	σ_h (MPa)	Angle θ_{exp} (°)	Symbole	Chargement à la rupture
0,18	0	0	0	□	Uniaxial
0,2	0,11	0	0	□	Biaxial
0,2	0,22	0,012	0	□	Polyaxial
0,3	0,30	0,011	0	□	Polyaxial
0,4	0,21	0,012	0	□	Polyaxial
0,5	0,38	0,026	6	△	Polyaxial
0,6	0,33	0,052	12	△	Polyaxial
0,6	0,34	0,069	12	△	Polyaxial
0,6	0,42	0,08	13	△	Polyaxial
1	0,41	0,10	17	△	Polyaxial
1	0,45	0,21	19	△	Polyaxial
1	0,48	0,22	19	△	Polyaxial
1,3	0,50	0,26	24	◊	Polyaxial
1,5	0,49	0,46	27	◊	"Axisymétrique"
1,5	0,52	0,48	28	◊	"Axisymétrique"
1,5	0,53	0,44	28	◊	Polyaxial
1,5	0,55	0,45	27	◊	Polyaxial
1,5	0,58	0,50	28	◊	Polyaxial
1,5	0,60	0,43	28	◊	Polyaxial
1,5	1,30	0,65	25	♦	Polyaxial
2	0,66	0,65	27	◊	"Axisymétrique"
2	0,70	0,62	30	◊	Polyaxial
2	0,71	0,68	31	◊	"Axisymétrique"
2	0,77	0,62	28,5	◊	Polyaxial

TABLEAU II.2 – *Valeurs des contraintes σ_v,σ_H, σ_h estimées au moment de la rupture ainsi que les valeurs moyennes des angles de ruptures θ_{exp} par rapport à σ_v obtenus au cours des expériences. Excepté dans l'expérience réalisée en compression uniaxial, la contrainte σ_h représente la contraintes horizontale parallèle à la direction d'allongement du modèle. La forme des symboles désigne les 3 types de fractures identifiées jusqu'à présent : diaclases (□), fractures hybrides (△), fractures cisaillantes (◊). l'expérience réalisées sous forte pression avec une valeur de la contrainte $\sigma_H \simeq \sigma_v$ est marquée par le symbole unique ♦. Le chargement à la rupture donne une idée de l'état de contrainte au moment de la rupture. Le terme "axisymétrique" désigne l'état où $\sigma_H \simeq \sigma_h$ avec $\sigma_H - \sigma_h < 0,1 \times \sigma_H$ afin de rendre en compte de l'imprécision de la mesure sur les contraintes. Tous nos échantillons sont parallèlèpipèdiques et ont les mêmes dimensions.*

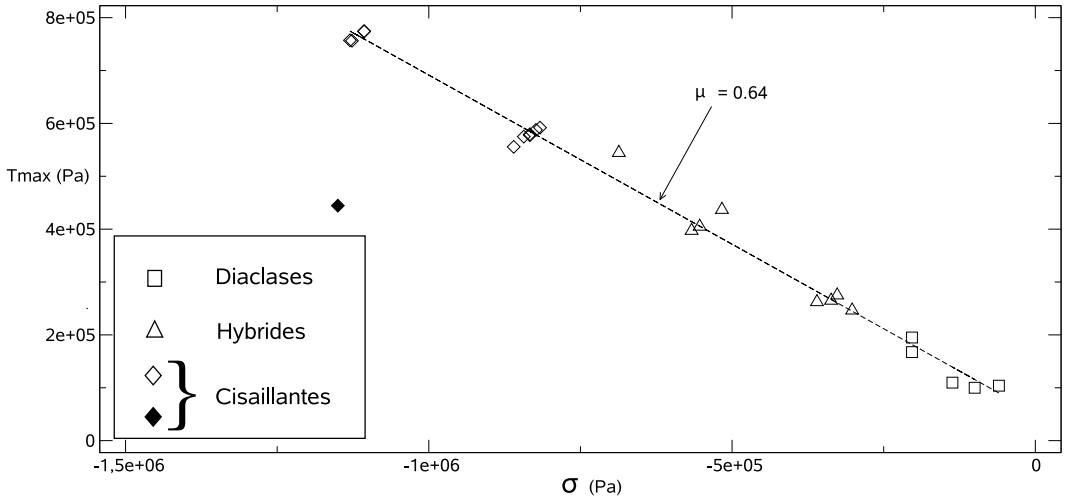

FIGURE II.6.54 – *Intensité de la contrainte T_{max} en fonction de la contrainte moyenne σ à la rupture pour les expériences indiquées dans le tableau II.2. Les contraintes compressives sont négatives. La forme des symboles représente l'un des trois types de fracture identifié précédemment (diaclase, hybride ou cisaillante).*

On voit que la majorité des points s'alignent selon une droite, dont la pente est de $\mu = 0,64$, qui ne dépend donc pas de σ.
L'échantillon soumis à des contraintes initiales différentes des autres échantillons, (⧫), est situé largement sous la droite. La valeur de la pression moyenne à la rupture est similaire à celle des fractures cisaillantes. Cela indiquerait que la valeur de μ, pour un même matériau dépend du chargement initial.

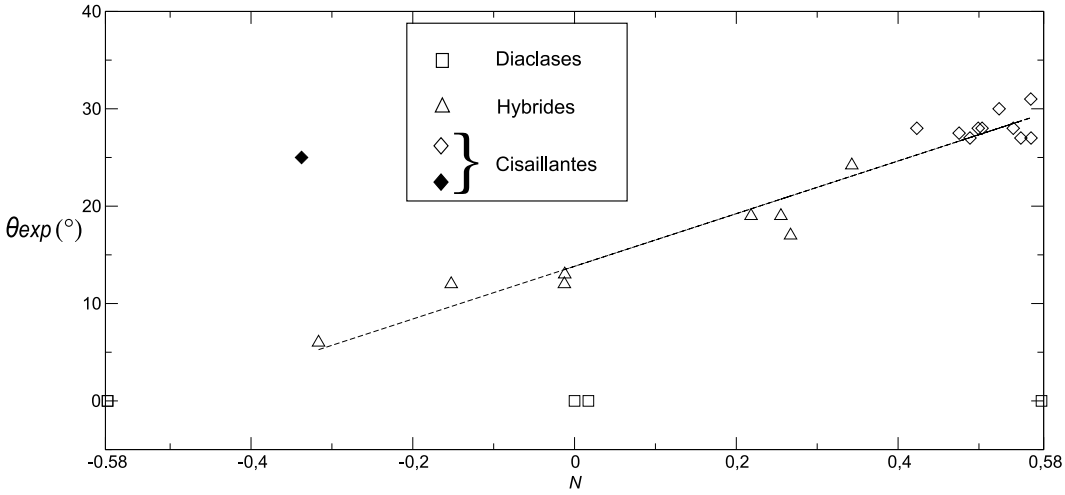

FIGURE II.6.55 – *Angle moyen θ en fonction de N.*

La figure II.6.55 montre que la dépendance de θ par rapport à N est aussi linéaire.

On remarque que les fractures cisaillantes obtenus dans nos expériences se forment sous un état de contrainte proche de celui de la compression axisymétrique, alors que les fractures hybrides apparaissent uniquement dans des conditions de chargement essentiellement polyaxial. Cela pourrait expliquer pourquoi la formation de fractures hybrides est peu documentée au cours des tests "triaxiaux" (compression axisymétriques, $N = +\frac{-1}{\sqrt{3}}$) communs en mécanique des roches.
La figure II.6.55 montre aussi que des bandes de déformation peuvent se former avec des angles θ similaires ($\theta \simeq 26^\circ$) mais sous des conditions de chargement différentes. Dans notre cas, les fractures formant ces angles apparaissent sous N = -0,35 et N=+0,35.
Enfin, on remarque que les conditions de chargement dans des expériences conduisant à la formation de diaclases, correspondent à trois valeurs discrètes de N qui sont $N = \frac{-1}{\sqrt{3}}$, N=0 et $N = \frac{1}{\sqrt{3}}$.

Le fait que des bandes ayant un même angle θ puissent apparaître sous des états de contrainte différents impliquent, selon l'équation II.7, que des paramètres constitutifs ν, β ou μ du matériau varient en fonction de σ. Supposons que $\nu = const$ et prenons, comme montré sur la figure II.6.54, $\mu = const$. Dans ce cas à partir de l'équation II.7, nous pouvons calculer β en fonction de θ.

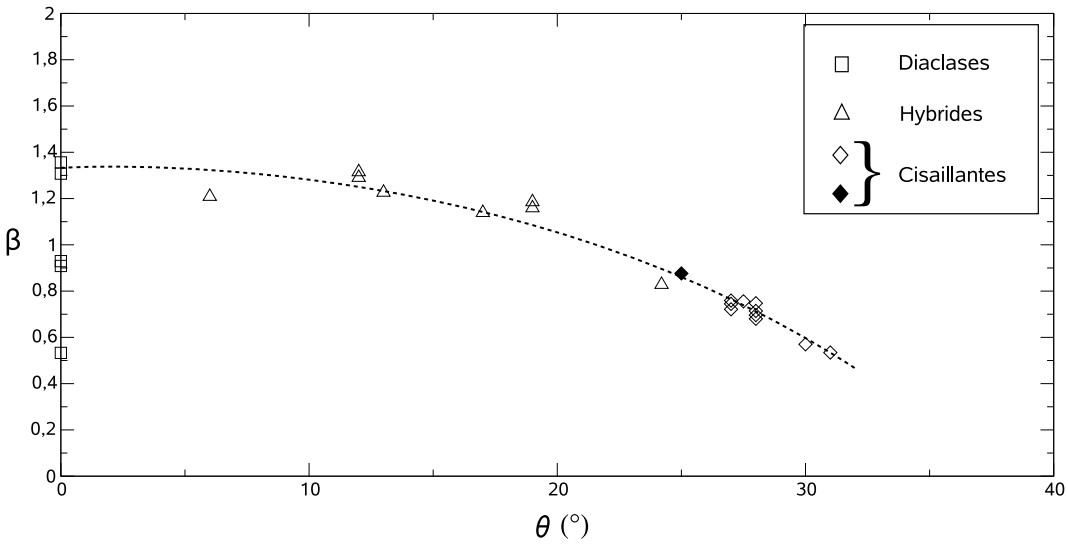

FIGURE II.6.56 – *Valeurs de β théorique en fonction de θ_{exp}.*

β calculé est toujours positive (FIG. II.6.56). La déformation non-élastique du matériau CRACK[1] se traduirait donc par augmentation du volume pour l'ensemble des expériences présentes dans le tableau $II.2$ et ce, indépendamment de l'état des contraintes. β est maximal pour les expériences où nous obtenons des diaclases sous $\sigma_1 = \sigma_2$ et diminue avec l'augmentation de l'angle θ et avec donc l'augmentation de la pression moyenne comme on le voit sur la figure II.6.57. L'augmentation du volume plastique serait la plus faible pour les fractures cisaillantes générées à forte pression.
Les valeurs de β semblent proches pour deux mêmes valeurs de θ malgré un chargement différent (♦ ou ◊ pour $\theta \simeq 25^\circ$).

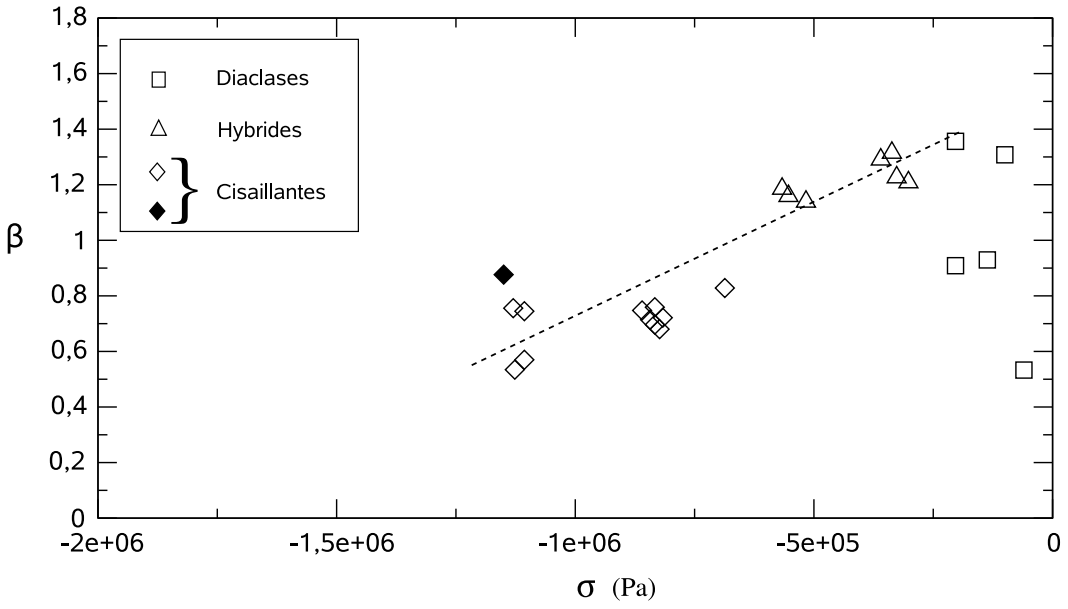

FIGURE II.6.57 – *β en fonction de la pression moyenne σ.*

Conclusions
Le passage des diaclases à des fractures cisaillantes est clairement associé à la réduction de β. Ce paramètre à son tour est contrôlé par σ et certainement par d'autres facteurs à étudier.
La comparaison des résultats expérimentaux avec la théorie de la bifurcation de la défiormation est prometteuse et demande donc être affinée et élargie à des modes de chargement différents pour étudier l'évolution des valeurs des paramètres constitutifs μ, β en fonction de la pression et de la valeur des angles de rupture θ. Le but final est de proposer un modèle constitutif du matériau CRACK[1], qui sera capable de prédire la nature de la fracturation en fonction de l'histoire et des conditions de chargement.

Néanmoins les résultats des expériences menées jusqu'à présent, dans différentes conditions de chargement, peuvent d'ors et déjà être interprétés en termes de conditions de formation des différentes fractures dans un pile sédimentaire.

II.7 Interprétation et application des résultats aux conditions naturelles

II.7.1 Formation des réseaux de diaclases

Les réseaux de diaclases obtenues, dans nos expériences sous la compression triaxiale sont orientés parallèlement à la direction de σ_1 et perpendiculairement à celle de σ_3. La formation des diaclases est permise jusqu'a ce qu'une valeur "bloquante" de $\sigma_3 = \sigma_3^{bloq}$ *compressive*, soit atteinte. Si $\sigma_3 > \sigma_3^{bloq}$ aucune diaclase ne pourra se former sans l'aide d'une pression intersticielle. A titre d'exemple, la valeur maximale de σ_3^{bloq} obtenue au cours des expériences équivaut dans des conditions naturelles, pour un calcaire ayant une

résistance en compression $\sigma_c = 5 \times 10^7$ Pa, à $\sigma_3 = 25$ MPa. Cette valeur a été calculé grâce au critère de similarité :$\sigma_c^o/\sigma^o = \sigma_c^m/\sigma^m$, où $\sigma_c^o = 5 \times 10^7$ Pa, $\sigma_c^m = 2 \times 10^5$ Pa. Ce résultat implique que dans les conditions naturelles, les diaclases peuvent se former jusqu'à une profondeur de quelques kilomètres ce qui en accord avec l'analyse ci-dessous.

Les diaclases présentes au sein d'une pile sédimentaire tabulaire sont, dans la majorité des cas, verticales, ce qui implique une orientation horizontale σ_3. Supposons maintenant que σ_1 est vertical et que la valeur de la contrainte extensive tectonique horizontale, non hydrostatique, σ_{tec} est de $\sigma_{tec} = +10^8$ Pa. La contrainte horizontale totale dans cette direction sera $\rho g z - \sigma_{tec}$, z étant la profondeur. Si nous prenons pour la valeur de la densité d'une série carbonatée $\rho = 2,4 \times 10^3$ kg/m^3, la profondeur maximale à laquelle apparaissent les diaclases peut être déduite grâce à la condition : $\rho g z_{max} - \sigma_{tec} = \sigma_3^{bloq}$: $z_{max} = 5$ km. Ce résultat est cohérent avec les observations de Narr and Suppe (1991) qui rapportent l'existence de diaclases à 2400 m de profondeur.
Il convient de noter que la profondeur z_{max}, au-delà de laquelle aucune diaclase ne peut se former, et donc à partir de laquelle des fractures cisaillantes apparaissent, dépend de la résistance en compression σ_c^o du matériau : z_{max} augmente avec l'augmentation de σ_c^o.

La distribution des diaclases parallèles au sein d'un échantillon se montre très sensible au contraste de rigidité entre l'échantillon (couche compétente) et les deux couches mitoyennes (FIG. II.7.58). Malgré la même histoire de chargement, lorsque le contraste de rigidité est faible, des diaclases régulièrement espacées apparaissent avec un espacement indépendant de l'épaisseur de la couche (FIG.II.7.59), alors qu'elles se localisent en un ou deux couloirs lorsque le contraste est fort.

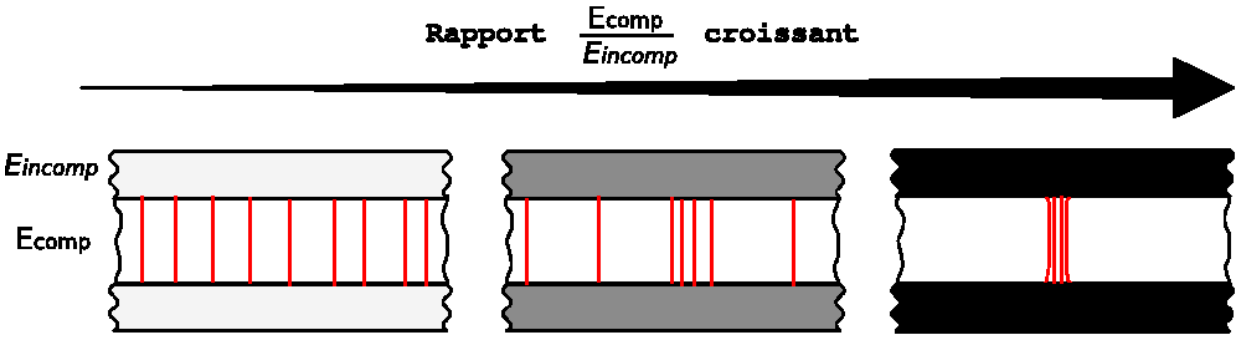

FIGURE II.7.58 – *Représentation schématique montrant le changement de la distribution des diaclases au sein d'une couche compétente avec la réduction de la rigidité des couches mitoyennes.*

FIGURE II.7.59 – *Diaclases parallèles avec un espacement plus faible et indépendant de l'épaisseur de la couche. 1) dans un banc calcaire d 'épaisseur 30 cm ; 2) dans les modèles d'épaisseur a) 1cm ; b) 0,3 cm.*

Un schéma de développement d'un réseau de diaclases est proposé sur la figure II.7.60

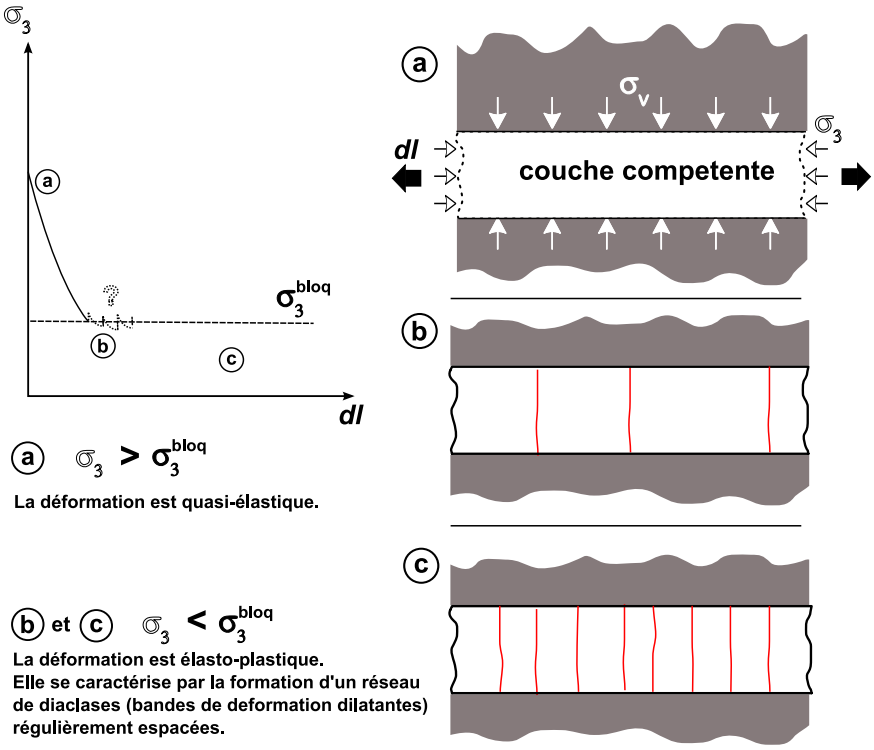

FIGURE II.7.60 – *Schéma de formation et d'évolution d'un réseau de diaclase dans une couche compétente au sein d'une pile sédimentaire déduit à partir des conditions de formation des diaclases dans nos expériences.*

La présence de contraintes résiduelles internes au sein des échantillons de CRACK[1] peut favoriser la formation de réseaux de diaclases en compression triaxiale. Le relâchement de ces contraintes lors de l'allongement du modèle, i.e. pendant la baisse de la contrainte σ_3, aurait pour effet de faciliter la décohésion du matériau. Nos expériences ont en effet démontré que plus σ_1 est fort, plus la densité de diaclases obtenue dans la direction normale à σ_3 est importante. Ceci n'est pas uniquement propre à nos expériences et à notre matériau. En effet de nombreuses observation de terrain suggèrent qu'un tel relâchement des contraintes internes intervient au sein des roches sédimentaires lors d'une décompression soit à l'échelle régionale (FIG.II.7.61), soit locale ("disking" au sein de carottes de roches).

FIGURE II.7.61 – *Diaclases formées en réponse à l'intense érosion du relief sus-jacent dans les grès permiens de la formation Esplanade (North Canyon, Arizona, U.S.A). Le relâchement des contraintes est ici contrôlé par l'érosion. Photo T. Leighty.*

II.7.2 Formation des couloirs fracturés

Dans le cas où les couches mitoyennes sont sensiblement moins rigide que la couche cassante, nous obtenons une concentration des fractures sous forme d'un couloir fracturé. La courbe expérimentale d'évolution de σ_3 en fonction de l'allongement, reproduite schématiquement sur la figure II.7.62, comporte deux segments. Au début de l'allongement du modèle, σ_3 décroît jusqu'à une valeur minimale, $\sigma_3 = \sigma_{3min}$ avant de croître à nouveau en réponse au développement des couloirs. Pour $\sigma_1 = 0,3$ MPa, $\sigma_{3min} = 10^4$ Pa, est proche de σ_3^{bloq} qui interdit l'apparition des diaclases pour une même valeur de σ_1.

Il en découle un scénario de développement d'un couloir fracturé en deux étapes continues : (1) lorsque la valeur de σ_3^{bloq} est atteinte, une ou deux diaclases apparaissent et traversent tout le modèle (FIG. II.7.62b), à partir de ce point (2) l'intégralité de l'allongement horizontal croissant est accommodé au voisinage des fractures et s'exprime par la formation de nouvelles fractures (FIG. II.7.62c). La déformation des couches souples en contact avec le modèle, permet de maintenir la contrainte normale à l'interface quasi-constante pendant le développement du couloir. Dés lors aucune diaclase isolée nouvelle ne peut être générée ailleurs dans le modèle puisque la valeur compressive de σ_3 devient trop importante ($\sigma_3 \gg \sigma_3^{bloq}$). Plus d'expériences sont nécessaires pour déterminer les facteurs qui contrôlent l'évolution spatiale et temporelle de la densification des fractures à l'intérieur d'un couloir, et donc l'espacement des couloirs.
Néanmoins nos résultats permettent d'ores et déjà de tirer deux conclusions importantes concernant la largeur d'un couloir (et donc le nombre de fractures internes). La largeur d'un couloir croit avec l'allongement de la couche. A contrario elle décroît avec le nombre de couloirs à allongement constant.

Des contrastes de rigidité aussi marqué que dans nos expériences existent au sein des piles sédimentaires. Par exemple entre un grès peu cimenté ($E \approx 0,125$ GPa) et un grès siliceux ($E \approx 103$ GPa). Plus le contraste sera élevé, plus les conditions seront favorables au développement de larges couloirs. Des contrastes des propriétés élastiques similaires entre la base et le sommet de la strate auront tendance à favoriser la formation de fractures parallèles au sein du corridor.

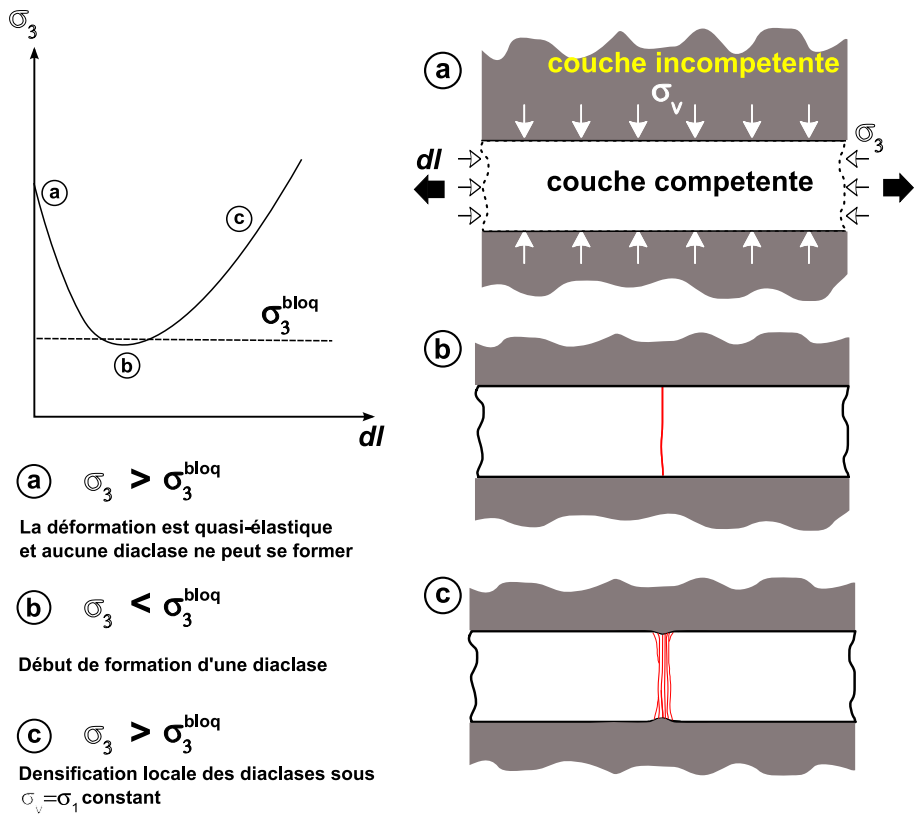

FIGURE II.7.62 – *Schéma de développement d'un couloir fracturé a) état initial et évolution de σ_3, σ_1 étant constant ; b) apparition de la première diaclase ;c) localisation de la fracturation.*

Des contrastes de rigidité non symétriques entre la base et le sommet de la strate aboutissent, dans nos expériences, à la formation de couloir "en éventail". Les conditions de ce type doivent exister dans les conditions naturelles ; un exemple possible est présenté sur la figure II.7.63).

FIGURE II.7.63 – *Couloir fracturé en éventail dans les pélites permiennes. (Alpes-Maritimes)*

II.7.3 Les fractures cisaillantes

Les expériences montrent que la valeur de l'angle de rupture θ augmente avec la pression moyenne. L'espacement entre les fractures oblique de depend l'allongement δl du modèle et est indépendant de l'épaisseur de la couche.

Si nous nous replaçons dans les conditions naturelles considérées précédemment avec les diaclases où σ_1 **est vertical**, les valeurs des contraintes équivalente pour lesquelles les fractures cisaillantes apparaissent sont comprises entre 200 et 650 Mpa pour σ_1 et 10 et 100 MPa pour σ_3, respectivement. Les profondeurs équivalente dans la nature sont z = 8 km et z = 27 km. A cette dernière profondeur l'influence de la température devient trés importante et il est très probable que les mécanismes de la fracturation, si elle existe, seront très différents de ceux intervenant dans nos expériences. Les fractures purement cisaillantes faisant un angle d'un trentaine de degré avec la direction verticale dans des roches très résistante doivent donc être rares. Pourtant ces fractures sont bel et bien observées dans la nature (e.g. FIG. II.7.65 et II.7.64).

FIGURE II.7.64 – *Réseaux de fractures cisaillantes oblique à la stratification limitées l'épaisseur de bancs de bio-calcarénites, Photo L. Bazalgette, échelle C. Jorand (Montagna de la Majella, italie).*

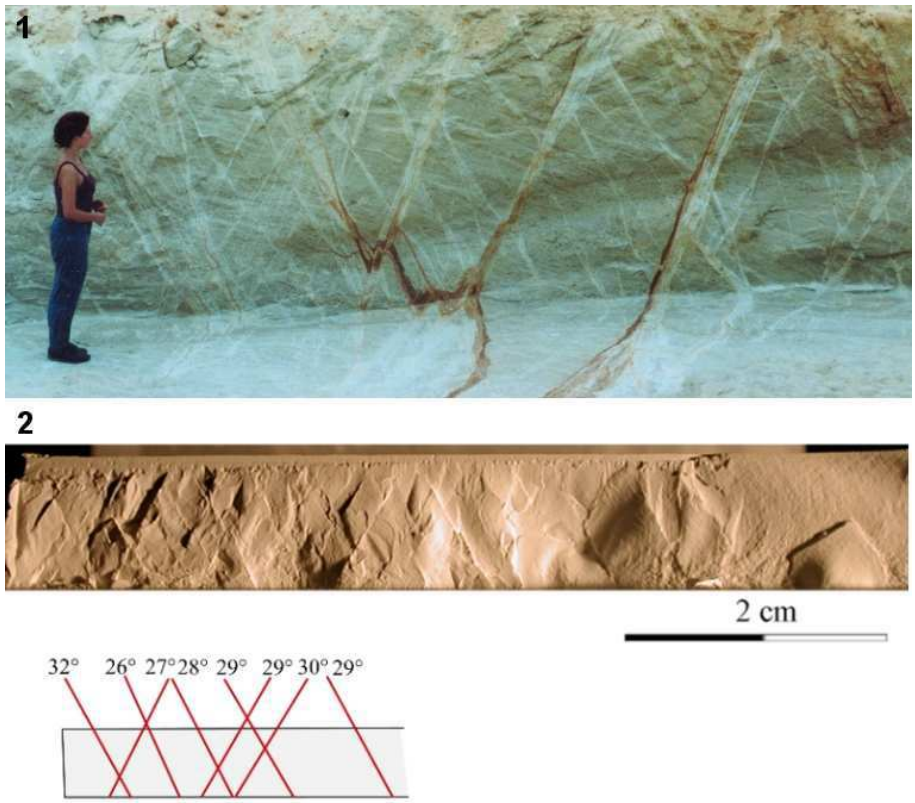

FIGURE II.7.65 – *Fractures-bandes de cisaillements conjuguées dans une carrière de sable peu consolidé (1) (photo de Ch. Wibberley) et dans un modèle (2).*

Les calculs des contraintes naturelles précédents ont été effectués jusqu'à présent en considérant la valeur de la résistance en compression d'un calcaire ($\sigma_c = 5 \times 10^7$ Pa). On comprend d'après le critère de similarité utilisé, $\sigma_c/P = \text{const}$, que si on considère une roche n fois moins résistante alors toutes les valeurs de contraintes naturelles calculées précédemment sont aussi à diviser par n. On remonte donc d'autant les profondeurs de transition entre les différents types de fracture. Ainsi des fractures purement cisaillante peuvent apparaître sous σ_1 vertical à cinq kilomètres de profondeur sous une contrainte tectonique extensive $\sigma_{tec} = 10^8$ Pa au sein d'une roche possédant une résistance en compression de 10 MPa (grès poreux, par exemple). La transition diaclases-bandes cisaillante apparaît alors à 1,5 km.
Des stries paralléles, ainsi que des lignes et gradins perpendiculaires, à la direction de glissement sont alors observées sur les plans de fractures cisaillantes naturelles. Les lignes sont les traces de failles conjuguées. ces deux structures sont aussi visibles sur sur les fractures cisaillantes dans nos modèles.
Les fractures hybrides sont plus rares. L'un des cas que nous avons pu observé à proximité d'une faille normale montre des figures similaires à nos modèles (FIG.II.7.66). La formation des fractures hybrides au sein d'une roche résistante est alors probablement due à σ_3 localement plus faible que la contrainte tectonique le long de la faille.

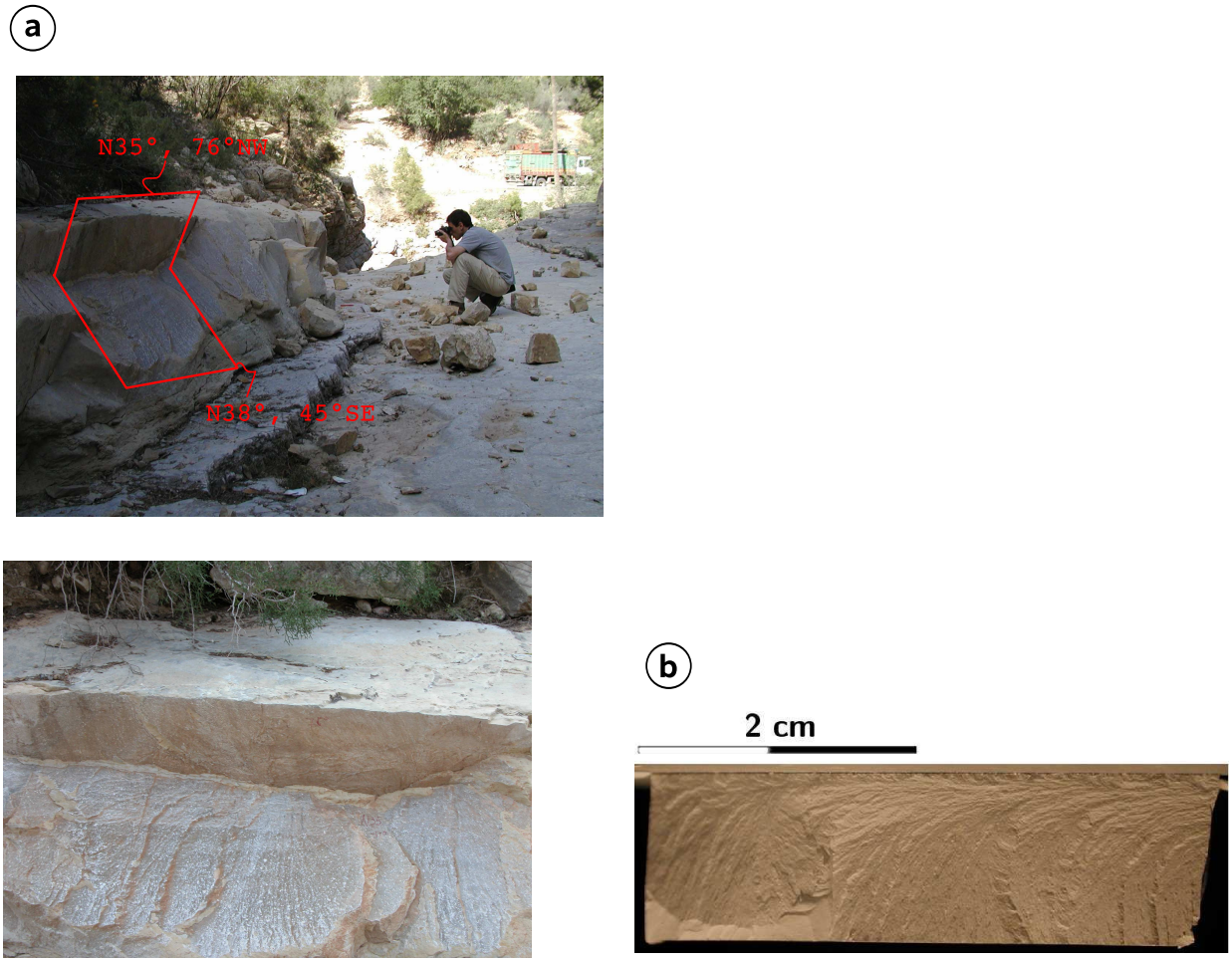

FIGURE II.7.66 – *Fractures inclinées par rapport à la stratification dans des calcaires (Vallée de Tarroudent, Maroc). a) Vue de profil (photo du haut) et de face (photo du bas). Les surfaces des fractures montrent une absence totale de stries et donc de frottement cisaillant.*

Jusqu'à présent nous avons considéré la contrainte principale σ_1 dans la direction verticale. Cela n'est pas vérifié lorsque la contrainte tectonique est compressive ($\sigma_{tec} < 0$). Si on considère σ_1 et σ_3 horizontale, on doit s'attendre observer des réseaux conjugués de fractures cisaillantes dont les plans de ruptures sont verticaux, perpendiculaires à la stratification.

La formation de fractures purement cisaillante, semblable à celles obtenues dans nos expériences, mais sous σ_3 **vertical**, (jeu inverse) n'est possible que si la roche est peu profonde et que $\sigma_3 = P$ et σ_c sont faibles. C'est le cas de roche sédimentaires peu cohésives comme par exemple des grs et des calcaire peu cimentés ou des sables (e.g.Wibberley et al. (2006)) (FIG. II.7.67).

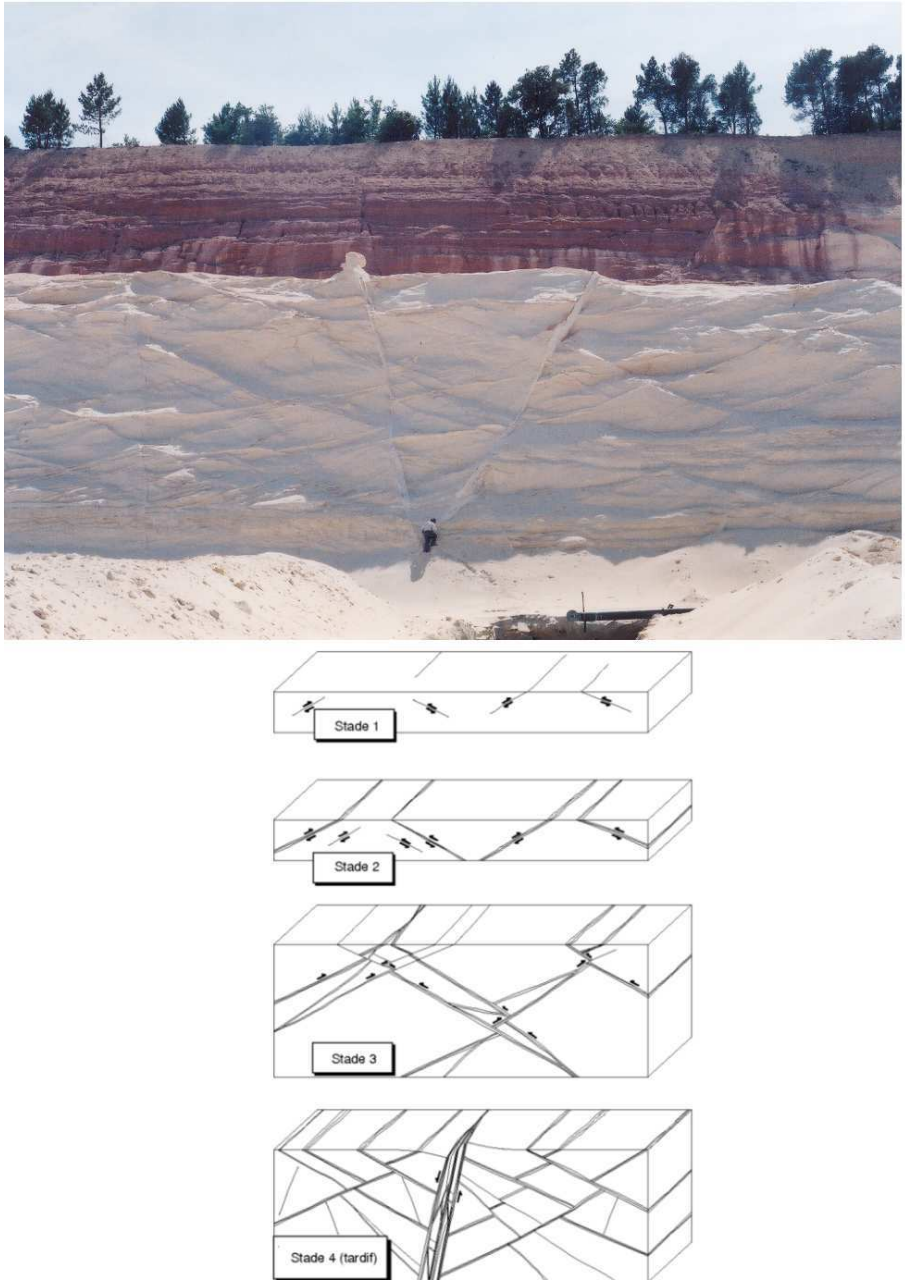

FIGURE II.7.67 – *Photos et schéma d'évolution de bandes de cisaillement conjuguées orientées à 25° de la direction horizontale dans des sables peu consolidé. Carrière de Bédouin, Provence (Wibberley et al., 2006). La profondeur maximale d'enfouissement estimé par l'auteur est de l'ordre du kilomètre. La largeur de bandes n'est pas à l'échelle sur le schéma*

La figure II.7.68 synthétise l'évolution de la fracturation en fonction de la profondeur et de la résistance déduite des résultats de nos expériences dans le cas où σ_1 est verticale (correspondant donc à la pression lithostatique). Le contexte tectonique qui se rapproche le plus des conditions expérimentales est celui d'un bassin sédimentaire en contexte extensif avec deux bordures opposées plus ou moins fixes.

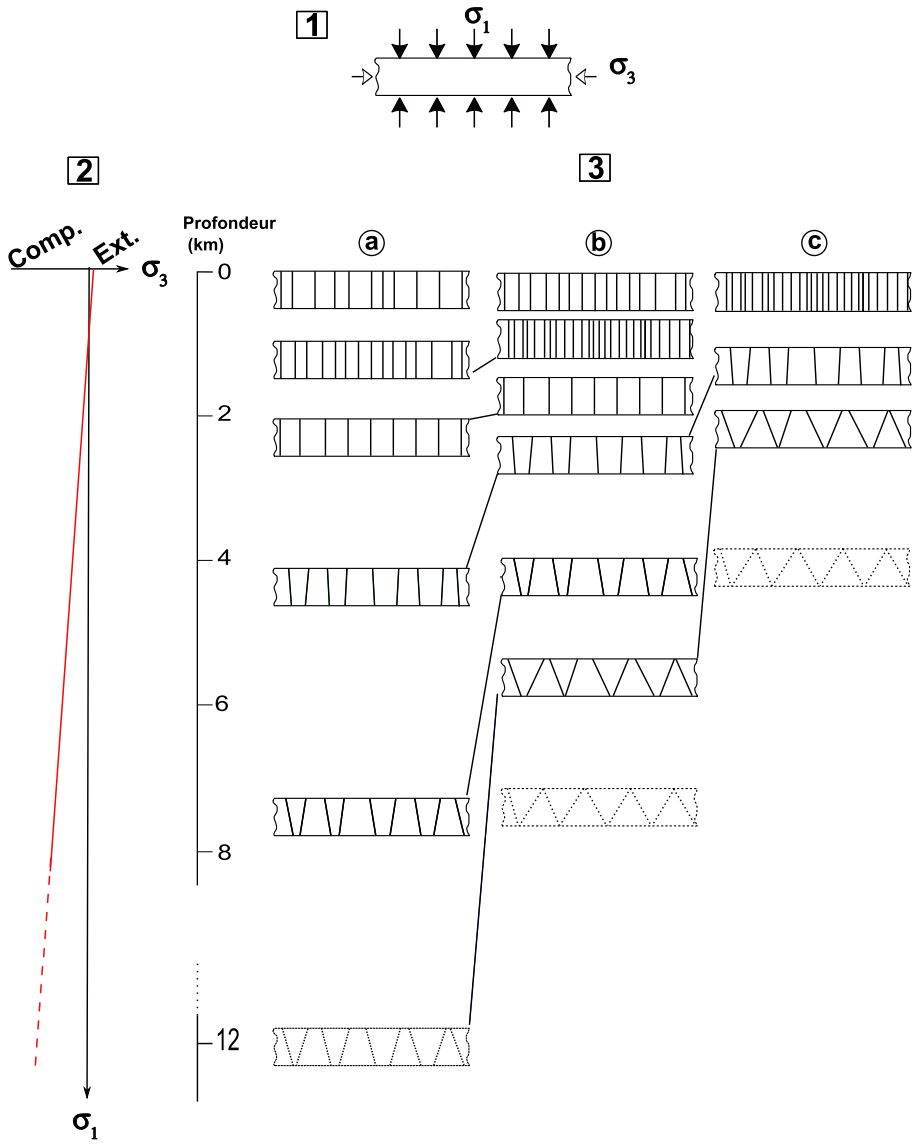

FIGURE II.7.68 – *Schéma synthétique illustrant l'évolution de la fracturation en fonction de la profondeur et de la résistance des roches considérées, dans un contexte extensif. 1) conditions de chargement ; 2) évolution de la contrainte σ_3 en fonction de la profondeur ; 3) distribution de la fracturation pour a) une roche résistante : calcaire,b) un grès poreux), c) un grès très poreux ou un sable peu consolidé. Les dessins en traits pointillés désigne des conditions naturelles non étudiées dans nos expériences.*

Dans ce modèle l'angle θ augmente avec la profondeur accompagné par une baisse de la dilatance β. Cela implique que la capacité drainante des fractures diminue avec la profondeur et la valeur de l'angle θ.

Conclusions générales et perspectives

L'objectif de ce travail a été d'étudier les modalités d'apparition des différents types de réseaux de fractures dans un milieu sédimentaire (réservoir) à partir de la modélisation expérimentale.

Nous avons développé une technique originale d'une telle modélisation, basée sur un nouveau matériau CRACK[1] à l'échelle physique par rapport à une roche réservoir typique : le calcaire. Un programme étendu d'expérimentation avec les modèles de CRACK[1] a été réalisé avec un dispositif de chargement poly-tridimensionnel. Ce dispositif combine à la fois la simplicité et l'efficacité des solutions réalisées pour la réduction et l'élimination complète de la friction aux bords des modèles. Les principaux résultats obtenus sont les suivants :

- Nous avons pu générer des réseaux de diaclases en compression triaxiale. Les fractures sont parallèles à σ_1 et σ_2. D'une part, ce résultat est cohérent avec les données de terrain et de diagraphie. Ces dernières montrent la présence de diaclases à des profondeurs où une traction d'origine tectonique est impossible. D'autre part un tel résultat va à l'encontre du concept largement accepté considérant les diaclases comme des fractures en Mode I.
- Les figures fractographiques sur les surfaces des diaclases naturelles et celles dans les modèles sont très similaires, ce qui suggère que la similarité physique est assurée non seulement à l'échelle macroscopique, mais également à l'échelle microscopique. L'observation au microscope électronique des diaclases dans les modèles couplée à l'étude des plumoses, montre que la microstructure d'une diaclase varie sur sa longueur et représente un "mélange" entre une bande de déformation, une fracture en ouverture et même en cisaillement. Une diaclase s'initie simultanément en plusieurs points et se propage de manière dynamique.
- Contrairement au concept de « saturation » largement adopté dans la littérature et les modèles de réservoirs, l'espacement S entre les diaclases ne dépend pas de l'épaisseur H de l'unité mécanique fracturée, mais de l'état de contrainte et des contrastes de rigidité entre la couche rigide fracturée et les couches inférieures et supérieures. Ainsi, nous avons pu reproduire des réseaux de diaclases régulièrement espacées lorsque le contraste de rigidité est faible ou nul et des couloirs fracturés lorsque ce contraste est fort.
- L'augmentation de la pression moyenne p appliquée au modèle résulte en un changement du style de la fracturation, qui évolue de manière continue des diaclases vers des fractures «obliques » conjuguées. Des fractures cisaillantes dilatantes sont générées pour une pression modérée. Leur inclinaison par rapport à σ_1 augmente avec p, de 0 (diaclase) à 30° (fracture cisaillante pur). L'espacement entre ces fractures diminue avec l'augmentation de la déformation subie par le modèle.

- L'analyse des conditions de la transition entre les diaclases et les fractures cisaillantes à partir de la théorie de la bifurcation de la déformation montre qu'elle est associée à la réduction du facteur de dilatance β de CRACK[1] avec l'augmentation de la pression p. Ce type de dépendance β (p) est également connu pour les roches.

Différentes expériences réalisées indiquent que β dépend non seulement de p, mais aussi de la déformation non-élastique accumulée. Il est évident également que le coefficient de friction interne n'est pas une constante, mais dépend de l'histoire du chargement et de l'état des contraintes, c'est-à-dire des lois constitutives. Pour "extraire " ces lois, une large série d'expériences précises doit encore être menée en soumettant le modèle de CRACK[1] à une grande variété de chargement, en mesurant les déformations du modèle dans les trois directions principales.

La microstructure du matériau CRACK[1] est extrêmement homogène. Sa cohésion est principalement assurée par les forces moléculaires entre les grains non-destructibles dans les conditions de nos expériences. La majorité des roches sédimentaires sont constituées, en plus des grains, d'une matrice ou d'un ciment qui augmente la cohésion du matériau et accommode une partie des déformations. Il serait donc désormais intéressant d'étudier l'influence sur la localisation de la déformation, de la présence d'une matrice qui viendrait combler la porosité au sein des modèles de CRACK[1].
Par ailleurs, une roche sédimentaire poreuse est souvent saturée en fluide, ce qui a pour effet de modifier l'état de contrainte interne du matériau et donc d'influencer sa fracturation. Ces effets doivent être pris en compte dans les travaux futurs.
Il serait aussi interessant d'estimer le rôle des contraintes résiduelles, accumulées durant le processus de fabrication de l'échantillon, dans le phénomène de formation des diaclases, surtout lorsque celles-ci se forment en compression. Pour cela, il faudrait étudier la réaction du matériau soumis à pression ambiante à une perturbation locale du champ de contrainte, tel que genérérerait un trait de scie par exemple.

Bibliographie

Ackermann, R. and Schlische, R. (1997). Anticlustering of normal faults around larger faults. Geology, 25(12) :1127–1130.

Ackermann, R., Schlische, R. W., and Withjack, M. (2001). The geometric and statistical evolution of normal fault systems ; an experimental study of the effects of mechanical layer thickness on scaling laws. J. Struct. Geology, 23(11) :1803–1819.

Alexeev, A., Revva, V., Alyshev, N., and Zhitlyonok, D. (2004). True triaxial loading apparatus and application to coal outburst prediction. Int. J. Coal Geol., 58 :245–250.

Alsayed, M. (2002). Utilising the Hoek triaxial cell for multiaxial testing of hollow rock cylinders. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 39 :355–366.

Ameen, M., editor (1995). Fractography : fracture topography as a tool in fracture mechanics and stress analysis. Number 92. The Geological Society Special Publication, London.

Andersen, A. and Dahle, B. (1966). Fracture phenomena in amorphous selenium. Journal of Applied Physics, 37 :262–266.

Anderson, G. (1981). Effects of friction on hydraulic fracture growth near bounded interfaces in rocks. Journal of Society of Petroleum Engineering, February :21–29.

Angelier, J.and Souffache, B., Barrier, E., Bergerat, F., Bouaziz, S., Bouroz, C., Creuzot, g., Ouali, J., and Tricart, P. (1989). Distribution de joints de tension dans un banc rocheux : loi théorique et espacements. C.R.A.S., 309 :2119–2125.

Antonellini, M. and Aydin, A. (1994). Effect of faulting in fluid flow in porous sandstone. Journal of Structural Geology, 16 :941–959.

Atkinson, B. (1987). Fracture Mechanics of rock. Academic Press Geology Series, San Diego.

Auzias, V. (1995). Contribution à la caractérisation des réservoirs fracturés. PhD thesis, Université de Montpellier II.

Auzias, V., Rives, T., and Petit, J. (1993). Signification des côtes (rib marks) dans la cinétique de propagation des diaclases : modèle analogique dans le polyméthacrilate de méthyle (pmma). C. R. Acad. Sci. Paris, 317(série II) :705–712.

Aydan, O. and Kawamoto, T. (1990). Discontinuities and their effect on rock mass. In Rock Joints, pages 149–156. Balkema, Rotterdam.

Aydin, A. (2006). Geological and mathematical framework for failure modes in granular rocks. Journal of Structural Geology, 28 :83–98.

Aydin, A. and Johnson, A. (1978). Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstones. Pure and Applied Geophysics, (116) :931–942.

Bahat, D. (1986). Joints et en échelon cracks in the middle eocene chalks near bear sheeva, israel. J. Struct. Geol., 8 :181–190.

Bahat, D. (1991). Tectono-fractograpy. Springer-Verlag, Berlin.

Bahat, D. and Engelder, T. (1984). Surface morphology on cross-fold joints of the appalachian plateau, new york and pennsylvania. Tectonophysics, 104 :299–313.

Bai, T. and Pollard, D. (2000a). Closely spaced fractures in layered rocks : initiation mechanism and propagation kinematics. J.Struct.Geol., 22 :1409–1425.

Bai, T. and Pollard, D. (2000b). Fracture spacing in layered rocks : a new explanation based on the stress transition. J.Struct.Geol., 22 :43–57.

Bai, T. and Pollard, D. (2001). Getting more for less : The unusual efficiency of fluid flow in fractures. Geophys. Res. Lett., 28(1) :65–68.

Bai, T., Pollard, D., and Gross, M. (2000). Mechanical prediction of fractures aperture in layered rocks. J. Geophys. Res., B105(1) :707–721.

Bai, T. and Pollard, D.D.and Gao, H. (2000c). Explanation for fracture spacing in layered materials. Nature, 403 :753–756.

Barquins, M. and Petit, J. (1992). Kinetic instabilities during the propagation of a branch crack : effect of loading conditions and internal pressure. Journal of Structural Geology, 14 :893–903.

Bascoul, A., Benaija, E., Berthaud, Y., Fond, C., Massat, M., and Torrenti, J. (1993). Analysis of localization in concrete and rocks through stereophotogrammetry, speckle laser and replica. Cement and concrete Research, 26(6) :1340–1350.

Bazalgette, L. (2000). Lien entre la géométrie et la cinétique de la propagation des fractures de mode i. Master's thesis, Université de Montpellier II.

Bazalgette, L. (2004). Relations plissement/fracturation multi-échelle dans les multicouches sédimentaires du domaine élastique fragile. PhD thesis, Université de MontpellierII.

Becker, A. and Gross, R. (1988). Mechanism for joint saturation in mechanically layered rocks : an exemple from southern israel. Tectonophysics, 257 :223–237.

Belayneh, M. (2004). Paleostress orientation inferred from the surface morphology of joints on the southern margin of the bristol channel basin, uk. In The Initiation, Propagation, end Arrest of Joints and Other Fractures, volume 231, pages 243–255. Geological Society Special Publication.

Bergerat, F., Angelier, J., and Bouroz, C. (1991). L'analyse des diaclases dans le plateau du colorado (usa) : Une clé pour la reconstruction des paléocontraintes. C. R. Acad. Sciences Paris, Série II, 312 :309–316.

Bieniawski, Z. (1967). Mechanism of brittle fracture of rock, Part I. Theory of the fracture process ; Part II. Experimental studies ; Part III. Fracture in tension and under long-term loading. Int. J. Rock. Min. Sci., 4 :395–430.

Billaux, D., Chiles, J., Hestir, K., and Long, J. (1989). Three-dimensional statistical modelling of a fractured rock mass-an example from the fanay-augée mine. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. abstr., 26(3/4) :281–299.

Biot, M., Medlin, W., and Massé, L. (1983). Fracture penetration through an interface. Society Petroleum Engineering, December :857–869.

Bles, J. and Feuga, B. (1981). La fracturation des roches. Première partie : Notions de mécanique des roches. B.R.G.M.

Bogdanov, A. (1947). The intensity of cleavage as related to the thickness of bed. Soviet. Geol., (16).

Bombolakis, E. (1973). Study of brittle process under uniaxial compression. Tectonophysics, 18 :231–248.

Bourne, S. (2003). Contrast of elastic properties between rock layers as a mechanism for the initiation of tensile failure under uniform remote compression. J. Geophys. Res, 108(B8) :2395.

Bowden, P. and Raha, S. (1970). The formation of microshear bands in polystyrene and polymethylmetacrylate. Phil. Mag., 22 :463–482.

Brace, W. (1964). Brittle failure of rock. In Judd, W., editor, State os Stress in the Earth's crust, pages 111–180. American Elsevier, New York.

Buckinkgham, E. (1914). On physically similar systems ; illustration of the use of dimensionnal equations. Phys. Rev., 4 :345–376.

Chang, C. and Haimson, B. (2005). Non-dilatant deformation and failure mechanism in two Long Valley Caldera rocks under true triaxial compression. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 42 :402–414.

Cherepanov, G. (1997). On the origin of joints in sedimentary rocks. In Karihaloo, B., Mai, Y.-W.and Ripley, M., and Ritchie, R., editors, Advances in fracture research, Proceedings of the ninth International conference on fracture, pages 1755–1766, Sidney, Australia.

Cook, N. and Hodgson, K. (1965). Some detailed stress-strain curves for rock. J. Geophys. Res., 70 :2883–2888.

Cooke, M. and Underwood, C. (2001). Fracture termination and step-over at bedding interfaces due to a frictional slip and interface debonding. Journal of Structural Geology, 23 :223–238.

Cortes, P. (2000). Mécanismes et caractérisation de la fraturation de Mode I dans les roches stratifiées : Terrain et expérimentation. PhD thesis, Université de Montpellier II.

Cotterell, B. (1965). Velocity effects in fracture propagation. Appl. Mater. Res., 4 :227–232.

Cox, H. (1952). The elasticity and strength of paper and other fibrous materials. British Journal of applied Physics, 3 :72–79.

Crawford, B., Smart, B., Main, I., and Liakopoulou-Morris, F. (1995). Strength characteristics and shear acoustic anisotropy of rock core subjected to true triaxial compression. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr., 32(3) :189–200.

Curran, J. and Carrol, M. (1979). Shear enhancement of void compaction. Journal of Geophysical Research, 84 :1105–1112.

Daubrée, G. (1879). Etudes synthétiques de géologie expérimentale. Dunod, Paris, France.

Daubrée, G. (1881). Essai d'une classification des cassures de divers ordres que présente l'écorce terrestre. Bulletin de la Société Géologique de France, 3(X) :136–142.

Davis, G. and Reynolds, S. (1996). Structural geology of rocks and regions. John Wiley, New York.

Davy, P. and Cobbold, P. (1988). Indentation tectonics in nature and experiment ; i, experiments scaled gravity. Bulletin of the Geological Institutions Of the university of Uppsala, 14 :129–141.

de Joussineau, G. (2003). Contribution à l'étude du comportement sous contrainte des failles et des fractures en mode I : Terrain, modélisation analogiques et numériques. PhD thesis, Université de Montpellier.

DeGraff, J. and Aydin, A. (1987). Surface morphology of columnar joints and its significance to mechanics and direction of joint growth. Geological Society of America, 99 :605–617.

Dennis, J. (1972). Structural Geology. Ronald Press, New York.

Dollar, A. and Steif, P. (1989). A tension crack impinging upon frictional interfaces. Journalof Applied Mechanics, 56 :291–298.

Du Bernard, X., Eichbul, P., and Aydin, A. (2002). Dilation bands : a new form of localized failure in granular media. Geophysical Research Letters, 29 :2176.

Dunham, R. (1962). Classification of carbonate rocks– a symposium. Memoir - AAPG, pages 108–121.

Dunn, D., La Fountain, L., and Jackson, R. (1973). Porosity dependence and mechanism of brittle fracture in sandstones. J. Geophys. Res., 78(14) :2403–2417.

Ehlen, J. (1998). Matching simulated fracture data with field measurements using joint intensity. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. abstr., 35(4-5) :10.

El Bied, A. (2000). Etude expérimentale et modélisation du comportement des roches granulaires : ecrouissage, radoucissement et rupture en mode localisé. PhD thesis, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées.

Engelder, T. (1974). Cataclasis and the generation of fault gauge. Geological Society of American Bulletin, 75 :1515–1522.

Engelder, T. (1985). Loading paths to joint propagtion during a tectonic cycle : an exemple from the appalachian plateau, u.s.a. Journal of Structural Geology, 7(3-4) :459–476.

Engelder, T. (1987). Joints and shear fractures in rock. In Atkinson, B., editor, fracture mechanics of rocks, chapter 2, pages 27–69. Academic Press Inc., London.

Engelder, T. (1993). Stress regimes in the lithosphere. Princeton University Press, New Jersey, U.S.A.

Engelder, T. (1999). Transitional-tensile fracture propagation :a status report. J.Struc.Geol., 21(21) :1049–1055.

Engelder, T., Gorss, M., and Pinkerton, P. (1997). Fractured reservoirs :characterization and modelling, chapter An analysis of joint developpment in thick sandstone beds of Elk basin anticline, pages 4–21. Rocky Mount. Assoc. Geol.

Engelder, T. and Ortel, G. (1985). Correlation between abnormal pore pressure and tectonic jointing in the devonian catskill delta. Geology, 13 :863–866.

Erdogan, F. (1972). Fracture problems in composite materials. Engineering Fracture Mechanics, 4 :811–840.

Evans, J. and Bardburry, K. (2004). Faulting and fracturing of nonwelded bishop tuff, eastern california : deformation mechanisms in very pourous matérials in the vadose zone. Vadose Zone Journal, 3 :602–623.

Eyal, Y., M.R., G., Engelder, T., and Becker, A. (2001). Joint development during fluctuation of the regional stress field in southern israel. Journal of Structural Geology, 23 :279–296.

Eyssautier-Chuine, S., Odonne, F., and Massonat, G. (2002). Control of bioclast abundance on natural joint density in carbonate rocks : data from oman, provence and languedoc (france). Nova, 14(3) :198–204.

Fairhurst, C. and Cook, N. (1966). Rock splitting parallel to the maximum compression with some practical implications. Rock Mech. and Engng. Geol.

Fineberg, J. and Marder, M. (1999). Instability in dynamic fractures. Physic Reports, 313 :1–108.

Forestier, G. and Verez, C. (1978). Etude de la fracturation du plateau D'Ornan (doubs). PhD thesis, Université de Franche-Comté.

Fossen, H. and Hesthammer, J. (1997). Geometric analysis and scaling relations of deformation bands in porous sandstone. journal of Structural Geology, 19 :1479–1493.

Fossen, H. and Hesthammer, J. (2000). Possible absence of small faults in the gullfalks field, northern north sea : implications for downscaling of faults in some porous sandstones. Journal of Structural Geology, 22 :851–863.

Friedman, M. and Logan, J. (1973). Luder's bands in experimentally deformed sandstone and limestone. Geological Society of America Bulletin, 84 :1465–1476.

Garagash, I. (1982). Formation of the cell structures in elastoplastic materials with internal friction an dilatancy. Proc.Acad.Sci, USSR, 266(1) :59–63.

Garett, K. and Baily, J. (1977). Multiple transverse fracture in 90° cross-ply laminates of a glass-reinforced polyester. J. Material Aci., 12 :157–168.

Gau, Q.-Q., Cheng, H.-T., and Zhuo, D.-P. (1983). The strength deformation and rupture characteristics of red sandstone under polyaxial compression. In Congress of the International Society for Rock Mechanics, volume 1, Melbourne.

Gauthier, B. and Lake, S. (1993). Probabilistic modeling of faults below the limit of seismic resolution in pelican field, north sea, united kingdom. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 77 :761–777.

Gibson, J., Walsh, J., and Watterson, J. (1989). Modelling of bed contours and cross sections adjacent to planar normal faults. Journal of Structural Geology, 11 :317–328.

Goodman, R. (1989). Introduction to rock mechanics. New York, NY, United states, john wiley and sons edition.

Gramberg, J. (1989). A non-coventional view on rock mechanics and fracture mechanics. Balkema, A.A. and Rotterdam and Brookfield. p.250.

Griffith, A. (1924). Theory of rupture. In Proccedings of the First International Congress of Applied Mechanics, pages 55–63, Delft.

Griggs, D. and Handin, J. (1960). Observations on fracture and on hypothesis of earthquake. In Griggs, D. and Handin, J., editors, Rock Deformation, volume Memoir 79, pages 347–364. Geol. Soc. Am.

Gross, M. (1993). The origin and spacing of cross joints : examples from the monterey formation, santa barbara coastline, california. J. Struct. Geol., 15 :737–751.

Gross, M., Fisher, M., Engelder, T., and Greenfield, R. (1995). Factors controlling joint spacing in interbedded sedimentary rocks ; integrating numerical models with field observations from the monterey formation, usa. In Ameen, M., editor, Fractography :fracture topography as a tool in fracture mechanics and stress analysis, volume 92, pages 215–233. Geol. Soc. Special Pub.

Hadley, K. (1976). Comparaison of calculated and observed crack densities and seismic velocities in westely granite. J. Geophys. Res., 81 :4845–4850.

Haied, A. (1995). Etude expérimentale de la rupture en mode de déformation localisée dans un grès. PhD thesis, Université de Lille I.

Haied, A., Kondo, D., and Henry, J. (1997). Caractérisation expérimentale de la rupture en mode localisé d'un grès. Revue Française de Géotechnique, 78 :21–29.

Haimson, B. and Chang, C. (2000). A new triaxial cell for testing mechanical properties of rock, and its use to determine rock strength and deformability of westerly granite. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 37 :285–296.

Haimson, B. and Chang, C. (2005). Brittle fracture in two crystalline rock under true triaxial compressive stresses. In Harvey, P.K. and Brewer, T., editor, Petrophysical properties of crystalline rocks, volume 240, chapter Brittle fracture in two cristalline rocks under true triaxial compressive stresses, pages 47–59.

Hallbauer, D.K.and Wagner, H. and Cook, N. (1973). Some observations concerning the microcopic and mechanical behaviour of quartzite specimens in stiff, triaxial compression tests. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 10 :713–726.

Hancock, P. (1985). Brittle microtectonics : principles and practice. Journal of Structural Geology, 7 :437–457.

Hancock, P. and Engelder, T. (1989). Neotectonic joints. Geological Society of American Bulletin, 101 :1197–1208.

Handin, J., Heard, H., and Magouirk, J. (1967). Effect of th intermediate principal stress on the failure of limestone, dolomite and glass at different temperature and strain rates. J. Geophys. Res., 72 :611–640.

Hassani, R. (1994). Modélisation numérique de la déformation des systèmes géologiques. PhD thesis, Université de Montpellier.

Helgeson, D. and Aydin, A. (1991). Characteristics of joint propagation across layer interfaces in sedimentary rocks. Journal of Structural Geology, 13(8) :897–911.

Hicher, P., Wahyudi, H., and Tessier, D. (1994). Microstructural analysis of strain localization in clay. Computer and Geotechnics, 16 :205–222.

Hobbs, D. (1967). The formation of tension joints in sedimentary rocks :on explanation. Geological Magazine, 104 :550–556.

Hodgson, R. (1961a). Classification of structures on joint surfaces. American journal of science, 259 :493–502.

Hodgson, R. (1961b). Regional study of jointing in comb ridge-navajo mountain, arizona and utah. American Assiociation of Petroleum Geologists Bulleti, 45 :1–38.

Hoek, E. and Franklin, J. (1968). A simple triaxial cell for field and laboratory testing for rocks. Trans. Inst. Min. Metall. London, 77 :22–26.

Holcomb, D. (1992). Localization studies under triaxial compression. pages 661–670. U.S. Symposium.

Hoxha, D., Lespinasse, M., Sausse, J., and Homand, F. (2005). A microstructural study of natural and experimentally induced cracks in a granodiorite. Tectonophysics, 1-2 :99–112.

Huang, Q. and Angelier, J. (1989). Fracture spacing and its relation to bed thickness. Geological Magazine, 126 :355–362.

Hubbert, M. (1937). Theory of scaled models as applied to the study of geological structures. Bull.Geol.Soc.Am., 48 :1459–1520.

Irwin, G. (1960). Fracture mode transition for a crack traversing a plate. Journal of Basic Engineering, 82 :417–425.

Jaeger, J. and Cook, N. (1979). Fundamentals of rock mechanics. Chapman an Hall, London. 593 p.

Jaeger, J. and Hoskins, E. (1966). Stresses and failure of rock loaded in diametrical tension or compression. J.Appl.Phys., 17 :685–692. cité par Paterson, 1978.

Ji, S. and Saruwatari, K. (1998). A revised model for the relationship between joints spacing and layer thickness. J.Struct.Geol., 20 :1495–1508.

Johnson, A. (2001). Propagation of deformation bands in porous sandstones. Unpublished course note disponible en ligne sur www.eas.perdue.edu/physproc/pdf

King, M. (2002). Elastic wave propagation in and permeability for rocks with multiple parallel fractures. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 39 :1033–1043.

King, M., Chaudhry, N., and Shakeel, A. (1995). Experimental ultrasonic velocities and permeability for sandstones with aligned cracks. Int. J. Rock Mech. Min. Sci .and Geomech. Abstr, 32(2) :155–163.

Klein, E. and Reuschle, T. (2003). A model for the mechanical behaviour of bentheim sanstone in the brittle regime. Pure and Applied Geophysics, 160(5-6) :833–849.

Knoot, S., Beach, A., Brockbank, P., Brown, J., McCallum, J., and Welbon, A. (1996). Spatial and mechanical controls on normal faults populations. Journal of Structural Geology, 18 :359–372.

Kranz, R. (1979). Crack-crack and crack-pore interactions in stressed granite. Int. J. Rock Mech. Sci. and Geomech. Abstr., pages 37–47.

Kranz, R. (1980). Crack growth and development during creep of bare granite. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 16 :23–35.

Kronecker, L. (1868). über bilineare formen. Journal für die reine und angewandte Mathematik.

Kulander, B. and Dean, S.l.and Ward, B. (1990). Fractured core analysis. American Association of Petroleum Geologists, methods in exploration series, n°8 edition.

Kulander, B. and Dean, S. (1995). Observations on fractography with laboratory experiments for geologists, in Fractography : fracture topography as a tool in fracture mechanics and stress analysis, chapter 4. Number 92. Geological Society Special Publication.

Kulhawy, F. (1975). Stress deformation properties of rock and rock discontinuities. Engng. Geol., 9 :327–350.

Ladeira, F. and Price, N. (1981). Relationship between fracture spacing and bed thickness. J.Struct.Geol., 3 :179–183.

Lajtaj, E., Carter, B., and Duncan, E. (1994). En echelon crack-arrays in potash salt rock. Rock. Mech. Rock. Engng., 27(2) :89–111.

Laubach, E., Olson, J., and Gale, F. (2004). Are open farctures necessarily alingned with maximum horizontal stress ? Earth and Planetary Science Letters, 222 :191–195.

Laubach, S. (1988). Subsurface farctures and their relationship to stress history in the east texas basin sandstone. Tectonophysics, 156 :37–49.

Lawn, B. (1993). Fracture of Brittle Solids, 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge.

Lockner, D. and Byerlee, J. (1992). Fault growth and acoustic emissions in confined granite. appl. Mech. rev., 45(3) :165–173.

Lorenz, J., Cooper, S., and Olsson, W. (2006). Natural fracture distributions in sinuous, channel fill sandstone of the cedar mountain formation, utah. AAPG Bulletin, 90(9) :1293–1308.

Lu, P. and Latham, J.-P. (1999). Developments in the assessment of in-situ block size distributions of rock mass. Rock Mech. and Engng. Geol., 32(1) :29–49.

Maher, L. (1968). Geology education by light plane. AOPA Pilot, 11(1) :60–65.

Maltman, A. (1984). On the term 'soft sediment deformation'. Journal of Structural Geology, 6 :589–592.

Maltman, A. (1988). The importance of shear zones in naturally deformed wet sediments. Tectonophysics, 145 :163–175.

Mandl, G. (2000). Faulting in Brittle Rocks. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

Mansfield, C. and Cartwright, J. (2001). Fault growth by linkage ; observations and implications from analogue models. Journal of Structural Geology, 23(5) :745–763.

McConaughy, D. and Engelder, T. (2001). Joint initiation in bedded clastic rocks. Journal of Structural Geology, 23 :203–221.

McGarr, A. (1982). Analysis of stress between provinces of constant stress. J. Geophys. Res., 87 :9279–9288.

McQuillan, H. (1973a). Small scale fracture density in asmari formation of southwest iran and its relation to bed thickness and structural setting. American Association of petroleum Geologist Bulletin, 57 :2367–85.

McQuillan, H. (1973b). Small-scale fracture density in asmari formation of southwest iran and its relation to bed thickness and structural setting. A.A.P.G.Bull., 57 :2367–2385.

Menéndez, B., Zhu, W., and Wong, T.-f. (1996). Micromechanics of brittle faulting and cataclastic flow in berea sandstone. Journal of Structural Geology, 18 :1–16.

Mogi, K. (1971). Fracture and flow of rocks under high triaxial compression. J. Geophys. Res., 76(5) :1255–1270.

Mosher, S., Berger, R., and Anderson, D. (1975). Fracturing characteristics of two granites. Rock Mech., 7 :167–176.

Murgatroyd, J. (1942). The signficance of surface marks on fractured glass. Journal of the Society of Glass Technology, 26 :155–171.

Müller, G. (2001). Experimental simulation of joint morphology. Journal of Structural Geology, (23) :45–49.

Narr, W. and Lerche, I. (1984). A method for estimating subsurface fracture density in core. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 68 :637–648.

Narr, W. and Suppe, J. (1991). Joints spacing in sedimentary rocks. J.Struct.Geol., 13 :1037–1048.

Nemat-Nasser, S. and Horii, H. (1982). Compression-induced nonplanar crack extension with application to splitting, exfoliation, and rockburst. J. Geophys. Res, B8(87) :6805–6821.

Nikolaevskii, V. (1971). Governing equations of plastic deformation of a granular medium. J. Appl. Math. Mech., 36(6) :1017–1029.

Nilsen, T. (1973). The relation of joints patterns to the formation of fjords in western norway. Norsk Geologisk Tidsskrift, 53 :183–194.

Nolen Hoekseman, R. and Gordon, R. (1987). Optical detection of crack patterns in the opening-mode fracture of marble. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr., 24(2) :135–144.

North, F. (1985). Petroleum Geology. Unwin Hyman, Boston, unwin hyman edition.

Nur, A. (1982). the origin of tensile fracture lineaments. Journal of structural geology, 4 :31–40.

Olsson, W. (1974). Microfracturing and faulting in a limestone. Tectonophysics, 24 :277–285.

Olsson, W. (2000). Origin of lüders bands in deformed rock. Journal of geophysical Research, 105 :5931–5938.

Olsson, W. and Peng, S. (1976). Microcrack nucleation in marbles. Int. J. Rock Mech. Sci., 13 :53–59.

Ord, A., Vardoulakis, I., and Kajewski, R. (1991). Shear band formation in gosford sandstone. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr, 28(5) :397–409.

Ouanaïmi, H. (2003). Contribution à l'étude géologique du sud marocain, Stratigraphie séquentielle des bassins détritiques paléozoïque. Distributions des réseaux de diaclases à grande échelle dans les orogènes hércyniens et atlasiques. PhD thesis, Université Cadi Ayyad, Maroc. Thése d'état.

Paquin, C. and Froidevaux, C. (1980). Tectonic stresses in france. Rock Mechanics, suppl.9 :17–18.

Parket, J. (1942). Regional systematic jointing in slightly deformed sedimentary rocks. Geological Society of America Bulletin, 53 :381–408.

Paterson, M. (1978). Experimental deformation - the brittle field. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York. P. 254.

Paul, B. and Gangal, M. (1966). Initial and subsequent fracture curves for biaxial compression of brittle materials. Proc. 8th Symp. Rock Mech., Minneapolis. pages 113–141.

Peng, S. and Johnson, A. (1972). Crack growth and faulting in cylindrical rock specimens of chemsford granite. Int.J. Rock Mech and Min. Sci., 9 :37–86.

Petit, J. (1988). Can natural faults propagate under mode ii conditions ? Tectonics, 7(6) :1243–1256.

Petit, J. and Barquins, M. (1993). Localisation des bandes de cisaillement par un défaut isole préexistant : données expérimentales. Bull. Soc. géol. France, 164(2) :255–266.

Petit, J., Massonat, G., Pueo, F., and Rawnsley, K. (1994). Rapport de forme des fractures de mode i dans les roches stratifiées : une étude de cas dans le bassin permien de lodève (france). Bulletins centre de recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, 18(1) :211–229.

Pettitt, W. and King, M. (2004). Acoustic emission and velocities associated with the formation of sets of parallel fractures in sansdstones. Int.J.Rock.Mech.min.Sci., 41(3).

Plafker, G. (1964). Oriented lakes and lineaments of northeastern bolivia. Geological Society of American Bulletin, 75 :503–522.

Pocovi, A., Arlegui, L., and Simon, J. (1991). Observationes sobre las fracturas de las diaclasas plumosas. Geoceta, (11) :94–97.

Pollard, D. and Aydin, A. (1988). progress in understanding jointing over the past century. Geological Society of America Bulletin, 100 :1181–1204.

Pollard, D. and Segall, P. (1987). Theoretical displacements and stresses near fractures in rock : with applications to faults, joints, veins, dikes, and solutions surfaces. In Atkinson, B., editor, Fracture Mechanics of rocks, pages 277–249. London, academic press edition.

Pollard, D., Segall, P., and Delaney, P. (1982). Formation and interpretation of dilatant en échelon cracks. Geological Society of America Bulletin, 93 :1291–1302.

Pollard, D., Zeller, S., Wu, H., and Thomas, A. (1990). Origin of joint spacing distributions in sedimentary rocks : new results from numerical and physical studies. Geological Society of America Abstr., 22 :142.

Preston, F. (1929). A study of rupture of glass. Journal of the Society of Glass Technology, 10 :234–269.

Price, N. (1958). A study of rock properties in conditions of triaxial stress. In Mechanical properties of non-metallic Brittle materials, pages 106–122. Butterworths Scientific, London.

Price, N. (1959). Mechanics of jointing in rocks. Geol. Mag., 96 :149–167.

Price, N. (1966). Fault and joint development in brittle and semi-brittle rocks. Pergammon Press, Oxford.

Price, N. and Cosgrove, J. (1990). Analysis of structural Structures. Cambridge University Press, Cambridge.

Priest, S. and Hudson, J. (1976). Discontinuity spacings in rocks. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abst., 13 :135–148.

Priest, S. and Hudson, J. (1981). Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveys. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abst., 18 :183–197.

Pugh, S. (1967). The fracture of brittle materials. British Journal of Applied Physics, 18 :129–162.

Putot, C., Chastanet, J., Cacas, M., and Daniel, J. (2001). Fracturation naturelle d'un massif rocheux, diaclases et couloirs de fracturation. Oil and Gas Science and Technology-rev.IFP, 56(5) :431–449.

Ramberg, H. (1967). Gravity, deformation and Earth's crust. London Academic Press.

Ramsay, J. and Huber, M. (1987). The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 3. Applications to Continuum Mechanics in Structural Geology. Academic Press, London.

Ramsay, J. and Lisle, R. (2000). The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 3. Applications to Continuum Mechanics in Structural Geology. Academic Press.

Ramsey, J. and Chester, F. (2004). Hybrid fracture and the transition from extension fracture to shear fracture. Nature, 428 :63–66.

Rao, M. and Ramana, Y. (1994). Dilatant behaviour of ultramafic rocks during fracture. Int. J. Rock. Mech. Min. Sci., 11 :193–203.

Raynaud, S. (1995). Fracturation et dissolution sous contrainte des roches. PhD thesis, Aix-Marseille I, Université de Provence.

Reches, Z. (1972). Jointing in the Hazera and Hathira monoclines, northern Negev. PhD thesis, Hebrew University, Jerusalem.

Reches, Z. (1998). Tensile fracturing of stiff rock layers under triaxial compressive stress states. J.Rock Mech. Min. Sci., 35 :456–457.

Reches, Z. and Lockner, D. (1994). The nucléation and growth of faults in brittle rocks. J. Geopys. Res., 99 :18159–18174.

Renshaw, C. and Pollard, D. (1995). An experimentaly verified criterion for propagation across unbounded frictional interfaces in brittle linear elsatic materials. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 32(3) :237–249.

Reynolds, O. (1886). Experiments showing dilatancy, a property of granular material, possibly connected with gravitation. Proceedings of the Royal Institution of Great Britain.

Rinehart, J. (1966). Fracture of rocks. Int. J. Fracture Mech., 2 :534–551.

Rives, T. (1992). Mécanismes de formation des diaclases dans les roches sédimentaires : approche expérimentale et comparaison avec quelques exemples naturels. PhD thesis, Université de Montpellier II.

Rives, T., Razack, M., Petit, J., and Rawnsley, K. (1992). Joint spacing : analogue and numerical simulations. J. struct. geol., 14(8/9) :925–937.

Rouleau, A. and Gale, J. (1985). Stastistical characterization of the fracture system in the stripa granite, sweden. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. abstr., 22 :353–367.

Rudnicki, J. and Olsson, W. (1998). Reexamenation of fault angles predicted by shear localization theory. Int.J.Rock. Mech. Min. Sci. (extended abstract, 35 :512–513.

Rudnicki, J. and Rice, J. (1975). Conditions for the localization of deformation in pressure-sensitive dilatant materials. J.Mech.Phys.Solids, 23 :371–394.

Ruf, J., Rust, K., and Engelder, T. (1998). Investigating the effect of mechanical discontinuities on joint spacing. Tectonophysics, 295 :245–257.

Ryan, M. and Sammis, C. (1978). Cyclic fracture mechanism in cooling basalt. Geological Society Of America Bulletin, 89 :1295–1308.

Sagy, A. and Reches, Z. (2006). Joint intensity in layered rocks : The unsaturated, saturated, and clustered classes. Israël Journal of Earth Sciences, 55(1) :33–42.

Sagy, A., Reches, Z., and Roman, I. (2001). Dynamic fracturing :field and experimental observations. J. Struct. Geol., 23 :1223–1239.

Santarelli, F. and Brown, E. (1989). Failure of three sedimentary rocks in triaxial and hollow cylinder compression tests. Int.J. Rock Mech.Min.Sci. and Geomech. abstr., 26(5) :401–413.

Sen, Z. (1993). Rqd-fracture frequency chart based on a weibull distribution. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. abstr., 30(5) :555–557.

Sen, Z. and Kazi, A. (1984). Discontinuity spacing and rqd estimates from finite length scanlines. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. abstr., 21 :203–212.

Shemenda, A. (1994). Subduction : Insight from physical modelling. Dordrecht : Kluwer Academic Publisher.

Shipton, Z. and Cowie, P. (2001). Damage zone and slip-surface evolution over μmeter to km scales in high porosity navajo sandstone, utah. Journal of Structural Geology, 23 :1825–1844.

Simon, J., Arlegui, L., and Pocovi, A. (2006). Fringe cracks and plumose structures in layerd rocks : stepping senses and their implications for paleostress interpretation. Journal of structural geology. In Press.

Smart, B., Somerville, J., and Crawford, B. (1999). A rock test cell with true triaxial capability. Geotech. Geol. Eng., 17 :157–176.

Sommer, E. (1969). Formation of fracture lances in glass. Engineering Fracture Mechanics, 1 :539–546.

Sowers, G. (1972). Theory of extension fracture. In Pincus, H., editor, Engineering Geology Case History Number 9 : Geological Factors in Rapid excavation, pages 27–52. Geol. Soc. of Am., Bouder, Colorado.

Sprunt, E. and Brace, W. (1974). Direct observation of microcavities. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr., 11 :139–150.

Stanchits, S., Zang, A., and Dresden, G. (2001). Focal mechanisms of acoustic emission events during fault propagation and friction sliding. EOS, Fall 2001, AGU meeting supplement, 82(47).

Stearns, D. (1972). Structural interpretation of the fractures associted with the Bonita Fault, volume 23. New Mexico Geological Society Guidebook.

Steen, O. and Andresen, A. (1999). Effect of lithology on geometry and scaling of samll faults in triassic sandstones, east greenland. Journal of Structural Geology, 21 :1351–1368.

Suppe, J. (1985). Principles of Structural Geology. Prentice-Hall, Englewood cliffs, New Jersey.

Syme Gash, P. and Brace (1971). A study of surface features relating to brittle and semi brittle fracture. Tectonophysics, 12 :349–391.

Tapponnier, P. and Brace, W. (1976). Development of stress-induced microcracks in Westerly granite. Int J. Rock Mech. Mech. Sci. and Geomech. Abstr, 13 :103–112.

Thiercelin, M., Roegiers, J., Boone, T., and Ingraffea, A. (1987). An investigation of the material parameters that govern the behaviour of fractures approaching rocks interfaces. pages 263–269. Proc. 6th Int. Congress on Rock Mechanics.

Tiratsoo, E. (1984). Oilfields in the world. Beaconsfied, UK.

Tiwari, R. and Rao, K. (2004). Physical modeling of a rock mass under a true triaxial stress state. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 41(3) :1–6.

Twiss, R. and Moores, E. (1992). Structural Geology. W.H. Freeman, New York.

van der Pluijm, B. and Marshak, S. (1997). Eath structures : An Introduction to Structural Geology and Tectonics. Mcgraw-Hill, New York.

Vardoulakis, I., Labuz, J., Papamichos, E., and Tronvoll, J. (1998). Continuum fracture mechanics of uniaxial compression on brittle material. Int. J. Soli. Struct., 35(31-32) :4313–4335.

Villaescusa, E. and Brown, E. (1990). Characterizing joint spatial correlation using geostatistical methods. In Barton, N. and Stephansson, O., editors, Rock joints, pages 115–122. Balkema, Rotterdam.

Voight, B. and St Pierre, H. (1974). Stress history and rock stress. In 3nd Rock Mech. Cong. ISRM 2, pages 580–582.

Vutukuri, V., Lama, R., and Saluja, S. (1974). Handbook on mechanical properties of rocks, vol1, testing techniques and results. Trans. Tech. Publications,, Clausthal, germany, 1st ed. edition.

Walsh, J. (1965). The effect of cracks on the on the uniaxial elastic compression of rocks. J. Geophys. Res., 70(2) :399–411.

Walsh, J. and Brace, W. (1972). Elasticity of rocks in uniaxial strain. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 9 :7–15.

Watterson, J., Walsh, J., Gillespie, P., and Easton, S. (1996). Scaling systématics of faults sizes on a large scales range fault map. Journal of Structural Geology, 18 :199–214.

Wawersik, W. and Brace, W. (1971). Post-failure bhaviour of granite an diabase. Rock Mechanics, 3 :61–85.

Wawersik, W. and Fairhurst, C. (1970). A study of brittle rock fracture in laboratory compression experiment. Int. J. Rock Mech. Min.Sci., 7 :561.

Weinberger, R. (2001). Joint nucleation in layered rocks with non-uniform distribution of cavities. Journal of Structural Geology, 23 :1241–1254.

Wennberg, O., Svana, T., Azizzadeh, M., Aqrawi, A., Brockbank, P., Lyslo, K., and Ogilvie, S. (2006). Fracture intensity vs. mechanical stratigraphy in platform top carbonate : the aquitanian of the asmari formation. Petroleum Geoscience, 12(3) :235–246.

Wibberley, C., Petit, J., and Rives, T. (2006). The mechanics of fault distribution and localization in high porosity sands, provence, france. In Couples, G., Lewis, H., and Meredith, P., editors, The localization of fracture damage in rocks. Geological Society of London, Special Publication.

Wilhelmi, B. and Somerton, W. (1967). Simultaneous measurement of pore and elsatic properties of rocks under triaxial stress conditions. Society Of Petroleum Engineers Journal, 7(3) :283–294.

Wilson, J., Goodwin, L., and Lewis, C. (2003). Deformation bands in nonwelded ignimbites : petrophysical controls on fault-zone deformation and evidence of preferential fluid flow. Geology, 31 :837–840.

Wong, T. (1982). Micromechanics of faulting in Westerly granite. Int. J. Rock Mech. Min.Sci., 19 :49–64.

Wong, T.-f., David, C., and Zhu, W. (1997). The transition from brittle faulting ro cataclastic flow in porous sandstones : mechanical deforamtion. Journal of Geophysical Research, 102 :3009–3025.

Wong, T.-f., Szeto, H., and Zhang, J. (1992). Effect of loading path in and porosity on the failure of porous rocks. In Li, V., editor, Micromechanical modelling of quasi-brittle materials behavior, volume 45 of Applied Mechanics Reviews, pages 281–293.

Wright, P. (1955). Comments on an indirect tensile test in concrete cylinders. Mag. Concrete Res., 20 :87–96.

Wu, H.and Pollard, D. (1995). An experimental study of the relationship between joints spacing and layer thickness. J.Struct.Geol., (17) :887–905.

Wu, X., P., B., and Wong, T.-f. (2000). Micromechanics of compressive failure and spatial evolution of anisotropic damage in darley dale sandstone. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 37 :143–160.

Yamada, Y. and Ishiara, K. (1979). Anisotropic deformation characteristcs of sand under three-dimensional stress conditions. Soils and Foundations, 19(2) :79–94.

Younes, A. and Engelder, T. (1999). Fringe cracks : key structures for the interpretation of progressive alleghanian deformation of the appalchian plateau. Geological Society of America Bulletin, 111 :219–239.

Zang, J., Wong, T.-f., and Davis, D. (1990). Micromechanics of pressure induced grain crushing in porous rocks. Journal of Geophysical Research, 95 :341–352.

Zapffe, C. and Clogg, M. (1944). Fractography- a new tool for metallurgical research. American Society of Metallurgy, 34 :71–107.

Zhu, W. and Wong, T.-f. (1997). The transition from brittle faulting to cataclastic flow : permeabilty evolution. Journal of Geophysical Research, 102 :3027–3041.

Index

π-théorème, 70–71
CRACK[1], 73

Agha Jari, 2

Critères de similarité, 70–73

diaclase, 20

fractographie , 20

mode , bfit12

pétrole, 2
perméabilité, 2
porosité, 2

réservoir fracturé, 2–5

Modélisation expérimentale de la fracturation d'un milieu sédimentaire

La modélisation de la déformation, de la rupture et de la fracturation des milieux rocheux représente un enjeu majeur dans de nombreux domaines scientifiques et pratiques, dont l'exploitation des réservoirs fracturés. Cependant, cette modélisation se heurte à la mauvaise connaissance des lois constitutives, ce qui rend particulièrement importantes les approches expérimentales et en particulier la modélisation physique, qui est au coeur de ce travail.
Nous avons développé une technique originale d''une telle modélisation, basée sur un nouveau matériau Crack[1] à l'échelle physique par rapport à une roche réservoir typique : le calcaire. Un programme étendu d'expérimentation avec les modèles de Crack[1] a été réalisé avec un dispositif de chargement polytridimensionnel. Ce dispositif combine à la fois la simplicité et l'efficacité des solutions réalisées pour la réduction et l'élimination complète de la friction aux bords des modèles. Les résultats principaux peuvent être résumés de la façon suivante :

1. Des réseaux de diaclases ont été reproduits pour la première fois dans des conditions de chargement homogènes.
2. Les diaclases se forment, dans nos expériences, sous une compression triaxiale. Elles ne sont donc pas des fractures en Mode I.
3. Les figures fractographiques visibles sur les surfaces des diaclases naturelles et celles obtenues dans les modèles sont très similaires, ce qui suggère que la similarité physique est assurée pas seulement à macro-échelle, mais aussi à micro-échelle.
4. L'espacement S entre les diaclases ne dépend pas de l'épaisseur du modèle, contrairement au concept de « saturation » largement adopté dans la littérature et les modèles de réservoirs. Il a été démontré que S est contrôlé par l'état des contraintes imposé et la déformation accumulée du modèle.
5. Nous avons pu également reproduire dans des modèles les couloirs fracturés dont la formation est contrôlée par la rigidité des contacts aux limites de l'unité mécanique affectée par la fracturation.
6. L'augmentation de la pression moyenne appliquée au modèle résulte en un changement du style de la fracturation, qui évolue de manière continue des diaclases vers des fractures «obliques » conjuguées.
7. L'analyse des conditions de cette transition à partir de la théorie de la bifurcation de la déformation montre qu'elle est associée à la réduction du facteur de dilatance β de Crack1 avec l'augmentation de la pression p (ce type de dépendance β (p) est également connu pour les roches réelles).

Les résultats obtenus confirment donc que les lois constitutives contrôlent directement la fracturation. Des études expérimentales plus larges doivent désormais être menées pour contraindre ces lois dans toute leur complexité et avec une précision nécessaire.

Mots-clés : *Modélisation analogique, critères de similarité, fracturation, réservoir, réseaux de diaclases, couloirs fracturés, bandes de déformation, localisation, dilatance.*

Physical modelling of the fracturing of a sedimentary massif

Modelling of deformation, rupture and fracturing of rocks is a major challenge in many scientific and practical fields, especially for fractured reservoir production. However, this modelling is harmed by poor knowledge of the constitutive laws. Therefore experimental approaches, and in particular physical modelling, that is the subject of this work, are of great importance.
We developed an innovative technique of such a modelling, based on a new material, Crack[1] which is physically scaled to a typical reservoir rock, a limestone. An extensive experimental program has been conducted, using a polyaxial device. This device combines both simplicity and efficiency, in particular in reduction or complete removal of the friction along the model boundaries. The main results can be summarized as following :

1. Joints networks has been reproduced for the first time under homogeneous loading.
2. Joints form under triaxial compression and therefore they are not Mode I fractures.
3. Fractographic patterns on natural and the model joint surfaces are similar, implying that the physical similarity is observed both at micro- and macro-scale.
4. Joint spacing S does not depend on the model thickness, contrary to the widely adopted "saturation" concept. S was shown to be controlled by the stress state and the accumulated deformation.
5. We also reproduced fracture corridors, whose formation is controlled by the rigidity contrast at the model boundaries.
6. The increase in the mean stress σ results in the change of the fracturing style, which changes continuously from jointing to shear fracturing.
7. Based on the bifurcation theory, it was demonstrated that this transition is controlled by the reduction of the dilatancy factor β with growing σ.

These results thus confirm that constitutive laws directly control the fracturing. More extensive accurate investigation are now needed to better constrain these laws.

Key-words : *Analogue modelling, similarity criteria, fracturing, reservoir, jointing, fracture corridors, deformation bands, localisation, dilatancy*

Thèse de Sciences de la Terre, spécialité : Géomécanique
préparée dans le laboratoire Géosciences Azur (UMR 6526) Sophia Antipolis.