

ACADEMIE DE MONTPELLIER
UNIVERSITE MONTPELLIER II
- SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC -

THESE

Présentée à l'Université Montpellier II Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le diplôme de DOCTORAT

SPECIALITE : PHYSIQUE ET CHIMIE DE LA TERRE
Formation Doctorale : Structure et Evolution de la Lithosphère
Ecole Doctorale : Sciences de la Terre et de l'Eau

Etude expérimentale des roches à très
faible perméabilité par la mise en œuvre
d'un perméamètre de précision.

par

Elodie LARIVE

Soutenue le 08 juillet 2002, devant le jury composé de :

BERNABE Yves	Professeur, E.O.S.T., Strasbourg	Rapporteur
ZAMORA Maria	Maître de Conférences, Université Paris 7	Rapporteur
MAINPRICE David	Directeur de Recherche, CNRS, UM II	Directeur de thèse
DAVID Christian	Professeur, Université de Cergy-Pontoise	Examineur
NICOLAS Adolphe	Professeur, Université Montpellier II	Président

*A mes amours,
merci d'avoir été là, toujours.*

IL VAUT MIEUX POMPER MEME S'IL NE SE PASSE
RIEN QUE RISQUER QU'IL SE PASSE QUELQUE
CHOSE DE PIRE EN NE POMPANT PAS.

Les devises Shadok

Cet travail a été réalisé sous la direction de David Mainprice, dans le laboratoire de Tectonophysique, au sein de l'Institut des Sciences de la Terre, de l'Eau et de l'Espace de l'Université Montpellier II. Il a été supporté par le Ministère de la Recherche, le CNRS et le Groupement de Recherche ANDRA-CNRS "Formations Géologiques Profondes".

Je souhaite tout d'abord remercier Monsieur Eric Lorfèvre, Docteur en Electronique et Ingénieur au CNES de Toulouse, pour m'avoir supportée humainement, scientifiquement et financièrement, sans faille, depuis notre merveilleuse rencontre et à chaque étape de ce long périple.

Au terme d'un travail de quatre ans, parfois éprouvant, mais infiniment enrichissant, je tiens à remercier Monsieur David Mainprice, Directeur de Recherche à l'Université Montpellier II, directeur du laboratoire de Tectonophysique et de cette thèse, à l'initiative de ce projet innovant et ambitieux, pour m'avoir proposé d'en prendre la charge, m'avoir laissé une autonomie complète, m'avoir fait confiance, avoir mis à ma disposition tous les crédits nécessaires à sa réalisation et m'avoir aidée lorsque je le lui ai demandé.

Le perméamètre de précision n'aurait certainement pas pu voir le jour, ni les mesures aboutir, sans le soutien permanent et complet de Messieurs les Ingénieurs Etienne de Vautibault et Pierre Azais. Que leur humanité, leur motivation, leur dynamisme et leur sérieux soient ici solennellement remerciés. J'associe à ces remerciements Monsieur Patrick Nicol qui a contribué à la phase de réalisation .

Je tiens également à remercier Monsieur Jalal Khazanehdari, Ingénieur chez WesternGeco, pour la pertinence de ses remarques et l'attention qu'il a toujours su porter à nos discussions. Il a mis à ma disposition les échantillons de grès de Yorkshire, qu'il savait intéressants et qui se sont avérés extrêmement précieux pour l'aboutissement de mon travail.

Je remercie sincèrement Madame Maria Zamora, Maître de conférences à l'Institut de Physique du Globe de Paris, pour son soutien et pour avoir accepté de rapporter cette thèse et d'examiner mon "Nouveau Chapitre". Je remercie également Monsieur Yves Bernabé, Professeur à l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg, pour l'honneur qu'il m'a fait en acceptant d'être rapporteur de cette thèse. Ses observations et commentaires ont été essentiels à l'aboutissement de ce mémoire. J'associe à ces remerciements Monsieur Christian David, Professeur à l'Université de Cergy-Pontoise, pour m'avoir fait l'honneur d'examiner mon travail ainsi que Monsieur Adolphe Nicolas, Professeur de l'Université Montpellier, pour avoir soutenu le projet du perméamètre de précision, accepté d'examiner ce travail et de présider le Jury de Thèse.

Je dois remercier également les différents fournisseurs cités dans le texte, Monsieur Nicolas de R2N, Messieurs Topin et Venet de Top Industrie et Madame Taisch de Keller, pour leurs nombreuses réponses à mes nombreuses questions, et pour les pièces indispensables à l'aboutissement de ce projet.

Après neuf années passées au sein de l'ISTEEM, je tiens à en remercier tous les membres pour les échanges humains et scientifiques qui ont contribué à ma formation et à l'aboutissement de mon projet. Je remercie entre autres Christophe Nevado (lames minces), Emmanuel Ball (dessin et chant), Suzanne Raynaud (microstructure), Bernadette Marie-Hurson (ordres de mission et bons de commande), Frédéric Masson, Patrick Pinettes.

Merci aux Docteurs, Agnès Dubois, Isabelle Techer, Gwenaëlle Lamoureux, Walid Ben Ismail, Yvonne Font, Florence Einaudi, Maggy Heintz et Benoît Gibert pour leur présence, leur franchise, leur soutien. A tous mes amis, merci.

Je souhaite aussi remercier mes parents, frères, belle-sœur, et mon fils, pour tout ça.

Etude expérimentale des roches à très faible perméabilité par la mise en œuvre d'un perméamètre de précision

INTRODUCTION	9
CHAPITRE I	13
I MICROSTRUCTURE, POROSITE ET PERMEABILITE DES ROCHES	13
I.1 Introduction	14
I.2 Le milieu poreux	14
I.2.1 Minéraux	14
I.2.2 Roches	14
I.2.3 Microstructure	16
I.3 La porosité	17
I.3.1 Définition	17
I.3.2 Pores	17
I.3.3 Fissures	18
I.3.4 Connectivité du milieu poreux	20
I.3.5 Tortuosité et chemin d'écoulement préférentiel	21
I.4 La perméabilité	21
I.4.1 Définition	21
I.4.2 Ecoulement stationnaire des fluides dans un milieu poreux - Loi de Darcy	21
I.4.3 Perméabilité et conductivité hydraulique	23
I.4.4 Dimensions	23
I.4.5 Mesure de la perméabilité en laboratoire	24
I.4.6 Milieu anisotrope	24
I.4.7 Applications et limites de la loi de Darcy	25
I.4.8 Ecoulement transitoire des fluides dans un milieu poreux	26
I.4.9 Equation de diffusion	26
I.4.10 Diffusivité hydraulique	27
I.4.11 Emmagasinement et compressibilité	27
I.4.12 Emmagasinement spécifique	28
I.5 Modélisation des écoulements	28
I.5.1 Introduction	28
I.5.2 Potentiels et couplage	29
I.5.3 Apport de la mécanique des fluides	30
I.5.4 Ecoulement dans un tube et une fissure - Loi de Poiseuille	30
I.5.5 Modèles de rayon hydraulique - Relation de Kozeny-Carman	30
I.5.6 Théorie de la percolation	31
I.5.7 Modèles "statistiques"	32
I.5.8 Théorie des milieux effectifs	33
I.5.9 Modèles de réseaux	33
I.6 Détermination de la porosité	34
I.6.1 Introduction	34

I.6.2 Mesure directe de la porosité	34
a) Mesure du volume d'un échantillon	34
b) Porosité totale après broyage	35
c) Porosité connectée par saturation	35
d) Porosité connectée par détente de gaz	35
e) Dimensions d'accès aux pores par la porosimétrie mercure	35
I.6.3 Evaluation de la porosité par mesures physiques	36
a) Porosité neutrons	36
b) Mesures acoustiques	36
c) Mesures électriques	37
I.6.4 Relation perméabilité – porosité	37
CHAPITRE II	39
II MESURES EN LABORATOIRE DE LA PERMEABILITE DES ROCHES	38
II.1 Introduction	39
II.2 Mesures et effet d'échelle	39
II.3 La méthode par écoulement stationnaire ("steady state flow method")	41
II.3.1 Principe	41
II.3.2 Mesure	41
II.3.3 Composante transitoire	43
II.4 La méthode par écoulement transitoire suite à une impulsion de pression ("transient pulse method")	44
II.4.1 Principe	44
II.4.2 Modèle de Brace <i>et al.</i> (1968)	44
II.4.3 Solutions analytiques générales pour la méthode de pulse	47
a) Modèle mathématique	47
b) Solutions analytiques	48
c) Solutions particulières	49
d) Détermination de la perméabilité et de la capacité d'emménagement par unité de volume à partir des abaques de Hsieh <i>et al.</i> (1981)	50
II.5 La méthode "harmonique" par écoulement alternatif sinusoïdal ("oscillating pore pressure" technique)	51
II.5.1 Principe	51
II.5.2 Formulation mathématique	52
II.5.3 Résolution	55
II.5.4 Détermination des erreurs	56
II.6 Facteurs de variations de la perméabilité en laboratoire	58
II.6.1 Introduction	58
II.6.2 Perméabilité des roches	58
II.6.3 Perméabilité et pression effective	59
II.6.4 Perméabilité et pression de confinement	62
II.6.5 Cycles de pression et hystérésis	63

II.6.6 Perméabilité et profondeur de prélèvement des échantillons	63
II.6.7 Perméabilité et pression de pore	66
II.6.8 Perméabilité et température	66
II.7 Mesures particulières	67
II.7.1 Perméabilité au gaz	67
II.7.2 Mesure de l'anisotropie de perméabilité	67
II.7.3 Perméabilité et minéraux argileux	68
II.8 Comparaison des méthodes de mesure de la perméabilité des roches	68
CHAPITRE III	72
III LE PERMEAMETRE DE PRECISION	71
III.1 Introduction	72
III.1.1 Objectifs	72
III.1.2 Principe	72
III.2 Montage	74
I.2.1 Cellule de perméabilité	75
III.2.2 Injecteurs / pression de pore	76
III.2.3 Contrôle de la pression	79
III.3 Préparation des échantillons	80
III.3.1 Découpe des éprouvettes	80
III.3.2 Saturation	80
III.3.3 Mesure de la porosité	81
III.3.4 Répartition du fluide	81
III.3.5 Gaine	82
III.4 Fluide	84
III.4.1 Chimie de l'eau	84
III.4.2 Calcul de la viscosité de l'eau	85
III.5 Réservoirs	86
III.5.1 Réservoir supérieur et réservoir inférieur	86
III.5.2 Circuit de pression fluide pour la méthode harmonique – volume du réservoir inférieur	86
III.5.3 Détermination de la capacité d'emmagasinement du réservoir inférieur	89
a) Calcul de la capacité d'emmagasinement	89
b) Calcul de la compressibilité de l'eau	89
c) Mesure de la capacité d'emmagasinement	90
III.6 Mise en oeuvre de la mesure de la perméabilité	94
III.6.1 Introduction	94
III.6.2 Contrôle général : logiciel LabVIEW	95
III.6.3 Régulation en PID	97
III.6.4 Contrôle de la température	97

III.6.5 Pression de confinement	99
III.7 Conclusion	100
CHAPITRE IV	102
IV MESURES DE CALIBRATION	101
IV.1 Introduction	102
IV.2 Mesures comparatives entre la méthode par écoulement stationnaire et la méthode harmonique	102
IV.2.1 La méthode par écoulement stationnaire	102
IV.2.2 La méthode harmonique	104
a) Mesure et sélection des données	104
b) Traitement des données	106
c) Transformées de Fourier	108
IV.2.3 Comparaison des résultats	109
IV.3 Le granite de Westerly	110
IV.3.1 Introduction	110
IV.3.2 Principaux résultats	110
IV.3.3 Mesures de la perméabilité du granite de Westerly en méthode harmonique	113
a) Echantillon	113
b) Mesures	113
c) Rapport des amplitudes et déphasage	114
IV.3.4 Résultats	116
a) Résultats de perméabilité	116
b) Résultats d'emménagement	117
c) Résultats de diffusivité	118
IV.3.5 Discussion et conclusions	118
IV.4 Le mortier microporeux	119
IV.4.1 Contexte	119
IV.4.2 Echantillon	120
IV.4.3 Microstructure de porosité	121
IV.4.4 Mesures de la perméabilité du mortier micro-poreux par la méthode harmonique	123
IV.4.5 Résultats	124
IV.4.6 Discussion et conclusion	126
CHAPITRE V	13
V ETUDE DES GRES DE YORKSHIRE	128
V.1 Introduction	129

V.2 Les grés de Yorkshire	129
V.2.1 Présentation des échantillons	129
V.2.2 Préparation des échantillons et premières mesures	131
V.2.3 Etude microstructurale	132
V.3 Mesures par la méthode harmonique	137
V.3.1 Protocole expérimental	137
V.3.2 Traitement des données	139
V.4 Résultats de perméabilité	140
V.4.1 Variation de la perméabilité avec la pression de confinement	140
V.4.2 Variation de la perméabilité avec la pression de pore	141
V.5 Résultats d'emmagasinement	143
V.6 Effet de la période des oscillations	145
V.7 Conclusion	153
CONCLUSION	154
BIBLIOGRAPHIE	156
ANNEXES	176
A1. Programme Labview HARMONIQUE	176
A2. Résultats du granite de Westerly	Erreur ! Signet non défini.
A3. Résultats du mortier micro-poreux Forpro	Erreur ! Signet non défini.
A4. Résultats des grés de Yorkshire	Erreur ! Signet non défini.
LE "NOUVEAU CHAPITRE DE LA THESE" - PHASE EXPERIMENTALE 2002	184

Introduction

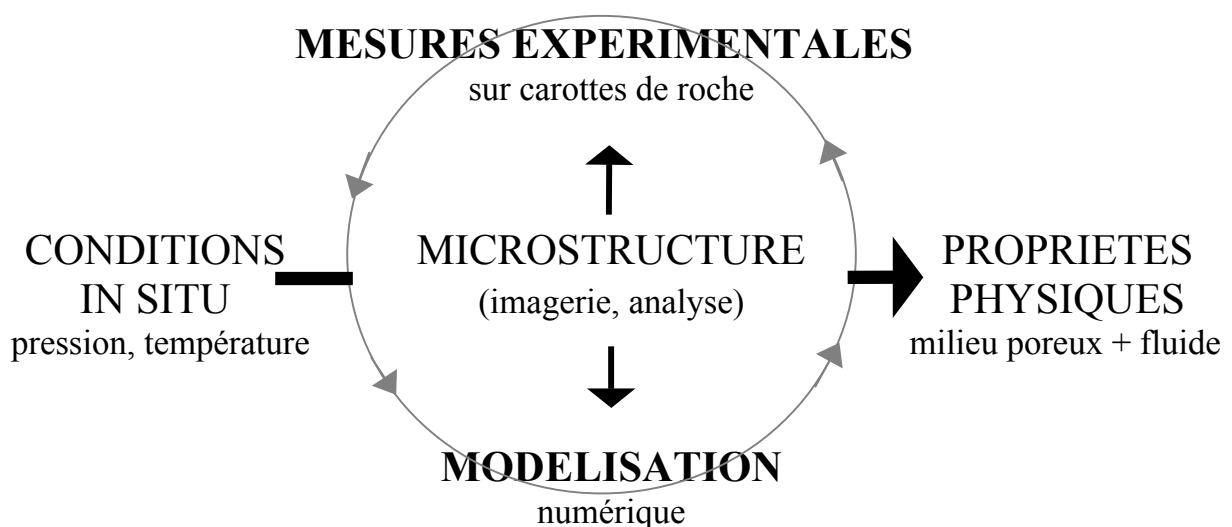
La mesure des écoulements fluides dans les roches à faible perméabilité est particulièrement cruciale pour la compréhension des processus physiques liés à de nombreux problèmes environnementaux et industriels. L'étude de la circulation des fluides permet de tendre vers une connaissance plus approfondie de notre planète et vers une meilleure gestion des ressources qu'elle propose. Ses applications concernent aussi bien les domaines anthropiques, que naturels ou géologiques.

Les informations sur le comportement des roches peu perméables obtenues grâce aux études des différents systèmes roche-fluide peuvent être exploitées pour obtenir une meilleure gestion des ressources en eau, pétrole, gaz, ou géothermiques. Elles s'avèrent indispensables lorsqu'il s'agit de garantir la sécurité à long terme autour des centres de stockage de déchets toxiques ou nucléaires, du fait des risques importants d'interaction avec le milieu naturel environnant (émission de chaleur, circulation de fluides) et la contamination éventuelle de la nappe phréatique. On cherche à mieux comprendre les phénomènes de surpression de pore observés au sein des bassins sédimentaires, qui doivent être pris en compte lors de l'exploitation des réservoirs de gaz ou de pétrole, sous peine de voir se développer des processus de compaction, par décohésion des roches granulaires en profondeur, ce qui peut entraîner une subsidence significative de la surface de la Terre, et par suite la perte de plates-formes pétrolières (exemple du gisement Ekofisk en Mer du Nord). Elles concernent également les recherches actuelles sur les possibilités d'utilisation d'anciennes mines étanches pour stocker de l'énergie en injectant de l'air sous pression (dans le but de récupérer cette énergie par décompression aux moments où les demandes énergétiques sont les plus fortes), ou de diminuer la quantité de CO₂ en excès dans l'atmosphère (et responsable de l'effet de serre) en l'entreposant à long terme. La calibration des roches utilisées comme membranes naturelles ou comme filtres pour des utilisations industrielles est aussi une autre application possible de ces études.

L'étude des écoulements fluides dans les roches peu perméables apporte des informations essentielles pour la compréhension de nombreux phénomènes géologiques sur différentes échelles de temps, comme la circulation des fluides dans les systèmes hydrothermaux associés aux dorsales médio-océaniques ou autour des intrusions granitiques, les altérations de surface, et les réactions métamorphiques associées. La prédiction du comportement des propriétés physiques des roches sur de longues périodes et l'établissement

des échelles de temps concernant les circulations de fluide associées aux mouvements tectoniques, comme les séismes, dépendent également de la connaissance des roches peu perméables.

La circulation d'un fluide (solution aqueuse, gaz inerte, fluide organique, et même fluide de fusion partielle) dans une roche dépend des propriétés physiques et mécaniques du fluide et de la matrice poreuse, mais principalement des propriétés géométriques et de l'interconnexion des espaces vides ou des conduits (au sens large) disponibles. On distingue le volume poreux lui-même, la porosité, de son interconnexion permettant au fluide d'y circuler, la perméabilité. La microstructure (composition minéralogique, géométrie et contact entre les minéraux, taille, forme et rugosité des pores) d'une roche joue un rôle essentiel, particulièrement dans le cas des roches à faible perméabilité. Par des techniques d'observations directes, d'imagerie et d'analyse, on obtient une définition de plus en plus précise de la géométrie et de la topologie de l'espace poreux. A partir des connaissances de la microstructure d'une roche et des processus qu'elle subit, on peut modéliser la réponse de ses propriétés physiques. La mesure expérimentale en laboratoire de la perméabilité sur des échantillons sélectionnés et soumis à des conditions thermodynamiques contrôlées permet de valider les résultats des modélisations et surtout de mieux comprendre le comportement d'une roche dans son environnement in-situ. Les conditions thermodynamiques in-situ auxquelles sont soumises les roches modifient la microstructure ce qui entraîne des variations des propriétés physiques des roches. Ces variations peuvent être étudiées de manière complémentaire par des expériences en laboratoire ou des modélisations numériques. Dans les deux cas, la connaissance de la microstructure permet de mieux appréhender les processus physiques impliqués.



Dans le chapitre I, nous présentons les concepts de microstructure, porosité et perméabilité des roches. Nous abordons les différents modèles d'écoulement fluide dans les roches et rappelons les différentes méthodes de détermination de la porosité.

Le chapitre II explore les potentiels de la mesure de la perméabilité des roches en laboratoire, sur des échantillons de petite taille (plusieurs centimètres) pour l'apport d'informations essentielles sur le comportement des roches en conditions naturelles, et les conditions requises pour que les échantillons soient représentatifs de la roche étudiée. On présente les principes, spécificités et avantages des trois méthodes de mesure de la perméabilité, la méthode par écoulement stationnaire, la méthode par écoulement transitoire suite à une impulsion de pression et la méthode "harmonique" par écoulement alternatif sinusoïdal, ainsi qu'une comparaison de leurs résultats. On peut reproduire à l'échelle du laboratoire les processus naturels qui peuvent affecter la roche dans son environnement naturel, en faisant varier les pressions ou la température. Les effets particuliers de ces facteurs sur les variations de la perméabilité en laboratoire sont passés en revue, ainsi que les mesures particulières de la perméabilité, telles que la mesure de l'anisotropie de perméabilité.

Le chapitre III est une présentation à la fois générale et détaillée du perméamètre de précision que nous avons élaboré et mis en œuvre pour pouvoir réaliser les mesures présentées dans ce travail. Nous avons défini un protocole de préparation des échantillons pour la mesure. Nous exposons les développements liés à l'utilisation de la méthode harmonique pour explorer la perméabilité, l'emmagasinement et la diffusivité des roches étudiées.

Le chapitre IV expose le principe de traitement des données en méthode stationnaire et harmonique, ainsi que les conclusions d'une étude comparative entre les mesures obtenues avec chaque méthode. Afin de valider les résultats obtenus avec le perméamètre de précision, des mesures de calibration ont été effectuées par la méthode harmonique sur un standard naturel, le granite de Westerly et un standard artificiel, le mortier micro-poreux. Cette dernière étude s'inscrit dans le cadre des recherches en laboratoire souterrain concernant le stockage des déchets nucléaires HAVL (haute activité vie longue) en formations géologiques profondes, conduites conjointement par le CNRS et l'Agence Nationale pour la gestion des Déchets RadioActifs (ANDRA) par l'intermédiaire du GdR ForPro (Groupement de Recherche sur les Formations géologiques Profondes), créé en 1998.

Le chapitre V présente les résultats des mesures réalisées par la méthode harmonique sur six échantillons du grès de Yorkshire. Nous comparons les effets de la pression de confinement, de la pression de pore et de la période (oscillations de l'onde imposée) sur la perméabilité et l'emmagasinement. Les mesures sont effectuées sur des échantillons prélevés suivant différentes orientations vis à vis du plan de foliation identifié aux échelles centimétrique et microscopique. On évalue également les effets de la fracturation thermique anisotrope sur les propriétés physiques de la roche.

Chapitre I

I Microstructure, porosité et perméabilité des roches

<u>I.1 Introduction</u>	14
<u>I.2 Le milieu poreux</u>	14
I.2.1 Minéraux	14
I.2.2 Roches	14
I.2.3 Microstructure	16
<u>I.3 La porosité</u>	17
I.3.1 Définition	17
I.3.2 Pores	17
I.3.3 Fissures	18
I.3.4 Connectivité du milieu poreux	20
I.3.5 Tortuosité et chemin d'écoulement préférentiel	21
<u>I.4 La perméabilité</u>	21
I.4.1 Définition	21
I.4.2 Ecoulement stationnaire des fluides dans un milieu poreux - Loi de Darcy	21
I.4.3 Perméabilité et conductivité hydraulique	23
I.4.4 Dimensions	23
I.4.5 Mesure de la perméabilité en laboratoire	24
I.4.6 Milieu anisotrope	24
I.4.7 Applications et limites de la loi de Darcy	25
I.4.8 Ecoulement transitoire des fluides dans un milieu poreux	26
I.4.9 Equation de diffusion	26
I.4.10 Diffusivité hydraulique	27
I.4.11 Emmagasinement et compressibilité	27
I.4.12 Emmagasinement spécifique	28
<u>I.5 Modélisation des écoulements</u>	28
I.5.1 Introduction	28
I.5.2 Potentiels et couplage	29
I.5.3 Apport de la mécanique des fluides	30
I.5.4 Ecoulement dans un tube et une fissure - Loi de Poiseuille	30
I.5.5 Modèles de rayon hydraulique - Relation de Kozeny-Carman	30
I.5.6 Théorie de la percolation	31
I.5.7 Modèles "statistiques"	32
I.5.8 Théorie des milieux effectifs	33
I.5.9 Modèles de réseaux	33
<u>I.6 Détermination de la porosité</u>	34
I.6.1 Introduction	34
I.6.2 Mesure directe de la porosité	34
I.6.3 Evaluation de la porosité par mesures physiques	36
I.6.4 Relation perméabilité – porosité	37

Chapitre I

Microstructure, porosité et perméabilité des roches

I.1 Introduction

Dans ce chapitre introductif, nous rappelons tout d'abord les principales catégories de **roches** qui composent la croûte terrestre, et introduisons la notion essentielle de **microstructure**. Nous nous attachons ensuite à présenter le plus clairement possible la structure de **porosité** d'une roche, les pores et les fissures, et la connectivité du réseau poreux. Nous introduisons la définition de la **perméabilité** d'un milieu poreux et ses principales caractéristiques. Nous exposons ensuite les modèles de circulation des fluides en milieu poreux et les relations entre microstructure et perméabilité. Nous détaillons enfin les différentes méthodes de mesure macroscopique de la porosité.

I.2 Le milieu poreux

I.2.1 Minéraux

Toute roche est constituée d'une matrice solide, les **minéraux**, dont les tailles respectives et l'organisation spatiale délimitent des vides, lesquels contiennent une ou plusieurs phases fluides, comme l'air, l'eau, le pétrole, ou tout autre gaz ou liquide. Les minéraux ou grains sont constitués d'atomes ordonnés en groupe de cristaux de même nature. Ce sont des phases solides homogènes de composition chimique et d'arrangement moléculaire donnés, formées dans des conditions de pression et température bien définies, et délimitées géométriquement dans l'espace par une surface, appelée joint de grain. Les minéraux sont de taille variable, allant du micromètre à quelques centimètres pour les plus courants. Ils constituent la matrice solide de la roche. On peut observer des produits d'altération chimique particulièrement le long des joints de grains. Certaines roches peuvent également présenter une phase amorphe dans laquelle les atomes sont désordonnés, sous la forme de verre, provenant du refroidissement brutal d'un liquide, ou de gel.

I.2.2 Roches

On peut répartir schématiquement les roches composant la croûte terrestre en trois principales catégories, suivant leur mode de formation. On distingue les roches sédimentaires, les roches magmatiques et les roches métamorphiques.

Les **roches sédimentaires** se sont formées à la surface de la terre (roches "exogènes") et en recouvrent les trois quarts. Elles proviennent de la désagrégation de roches préexistantes. En se référant à Pomerol & Renard (1997), on peut classer les roches sédimentaires suivant leur faciès de sédimentation (marin, lacustre ou lagunaire, continental), leur origine (détritique, organique, chimique), ou leur composition chimique. Suivant ce dernier critère, on distingue :

- les roches siliceuses (**grès**, arkoses, quartzites,...) qui contiennent essentiellement des grains de quartz, souvent des feldspaths et des micas.

- les roches carbonatées (calcaires, dolomies,...) qui contiennent des carbonates de calcium ou de magnésium.

- les roches argileuses (**argiles**, latérites, bauxites,...) qui sont constituées de minéraux argileux (illite, kaolinite, montmorillonite, ...), de forme lamellaire, et qui s'organisent en couches parallèles entre lesquelles une grande quantité de fluide peut se loger.

- les roches salines ou évaporites (gypses, sels gemmes,...).

- les roches phosphatées, les roches ferrifères, les roches carbonées (houilles, lignites, tourbes, pétroles, schistes bitumeux, ambres,...).

Les particules minérales solides déposées sur le sol ou au fond de l'eau sous forme de dépôts meubles (sédiments) se transforment peu à peu en roches sédimentaires consolidées par l'effet de la diagenèse. Elles peuvent ainsi subir des transformations physiques, du fait de l'élévation de la température et de la pression, de la compaction et de l'expulsion d'eau, des transformations chimiques comme la dissolution et la recristallisation de minéraux, et des transformations biologiques sous l'action des bactéries et des plantes. La taille et la distribution de taille des grains du sédiment initial ainsi que ses transformations conditionnent les propriétés de transport de la roche finale.

Les **roches éruptives ou magmatiques** représentent 95 % du volume de la croûte terrestre mais seulement 25 % de sa surface. Elles se sont formées suite au refroidissement d'un magma provenant de la fusion d'autres roches. Si le refroidissement se fait en surface, au contact de l'air ou l'eau, on obtient les roches volcaniques ou extrusives (**basalte**, andésite, rhyolite). Les minéraux formés par cristallisation rapide sont pour la plupart invisibles à l'œil nu et le magma non cristallisé reste sous forme de verre volcanique. On observe également des vacuoles, vestiges de bulles de gaz magmatiques, cavités millimétriques à centimétriques, dispersées dans la roche. Lorsque le refroidissement a lieu en profondeur, il est lent, et conduit aux roches plutoniques ou intrusives (gabbro, diorite, **granite**). Dans ce cas, la

formation des minéraux à partir du magma liquide, ou cristallisation, est progressive et aboutit à peu ou pas de porosité inter-granulaire. A titre d'exemple, la porosité originelle d'un granite est de l'ordre de 0,001 %.

Les **roches métamorphiques** sont des roches sédimentaires ou magmatiques soumises à une augmentation de la pression et/ou de la température. Sous l'effet de transformations physiques et chimiques, la roche initiale est alors complètement recristallisée en une nouvelle roche (**marbres**, quartzites). La roche peut porter la trace du tenseur des contraintes dans lequel elle a cristallisé, sous la forme d'une schistosité (roche en feuillets : schistes, micaschistes) ou d'une foliation (l'axe principal des minéraux est perpendiculaire à une même direction et les minéraux s'organisent en plans), associée ou pas à une linéation (les axes principaux des minéraux s'alignent suivant une même direction dans le plan de foliation) comme dans les gneiss.

I.2.3 Microstructure

On définit la **microstructure** d'une roche comme l'ensemble des caractéristiques de composition, de morphologie ou de topologie définies à l'échelle des minéraux et des pores. La microstructure joue un rôle essentiel sur les propriétés de transport de la roche, mais son extrême complexité la rend difficile à appréhender. Les méthodes d'imagerie, d'analyse et de modélisation sont en constante évolution et permettent une définition de plus en plus précise de la microstructure des roches. La microscopie optique, confocale, électronique à balayage, à électrons rétro-diffusés, ainsi que la tomographie aux rayons X, l'autoradiographie nucléaire, sur échantillons secs ou saturés, permettent d'imager de plus en plus précisément la composition et la structure des matériaux étudiés. Le développement des techniques d'analyse (traitement d'images, injection de métal de Wood, outils stéréographiques, PMMA,...) apporte des données quantitatives sur la taille et les rapports de forme des minéraux, sur la fissuration, ainsi qu'une évaluation de la porosité de surface. Ces informations fournissent des éléments de contrainte pour des modèles de plus en plus sophistiqués (statistiques, réseaux,...) qui calculent les propriétés physiques d'une roche en fonction de sa microstructure et des conditions auxquelles elle est soumise.

I.3 La porosité

I.3.1 Définition

La **porosité** est l'ensemble des volumes de petite taille, ou pores (du latin porus et du grec πορος, ou poros, pour passage, conduit ou trou), pouvant être occupés par des fluides à l'intérieur d'une roche (Foucault & Raoult, 1992). Le terme "pore" employé au sens large désigne l'espace poreux sans distinction de forme. On peut classer les vides suivant leur coefficient de forme, rapport de la plus petite dimension sur la plus grande. On parle ainsi de pores ou de fissures selon leur cas (Walsh & Brace, 1966). Les **pores** au sens strict sont des vides de forme plutôt convexe, tandis qu'on désigne par **fissures** les vides à très faible coefficient de forme et d'épaisseur négligeable.

I.3.2 Pores

Suivant un modèle proposé par Bernabé (1991) et imagé par Fredrich, *et al.* (1993) sur les grès de Fontainebleau, on peut schématiser la porosité d'un grès exempt de particules argileuses, et par extension d'une roche granulaire, par trois types de vides, organisés en un réseau poreux tridimensionnel (figures I-1 et I-2). Les "**pores**" sont situés à l'intersection de quatre grains et dispersés dans la roche. Ils sont hérités de la genèse de la roche. Ils représentent une grande part du volume poreux au sein des roches de type granulaire, mais ne contribuent à la circulation des fluides que s'ils sont connectés entre eux par l'intermédiaire de pores cylindriques plus aplatis, en forme de "**tubes**" ou de "**fentes**" (ou fissures), situés respectivement entre trois ou deux grains.

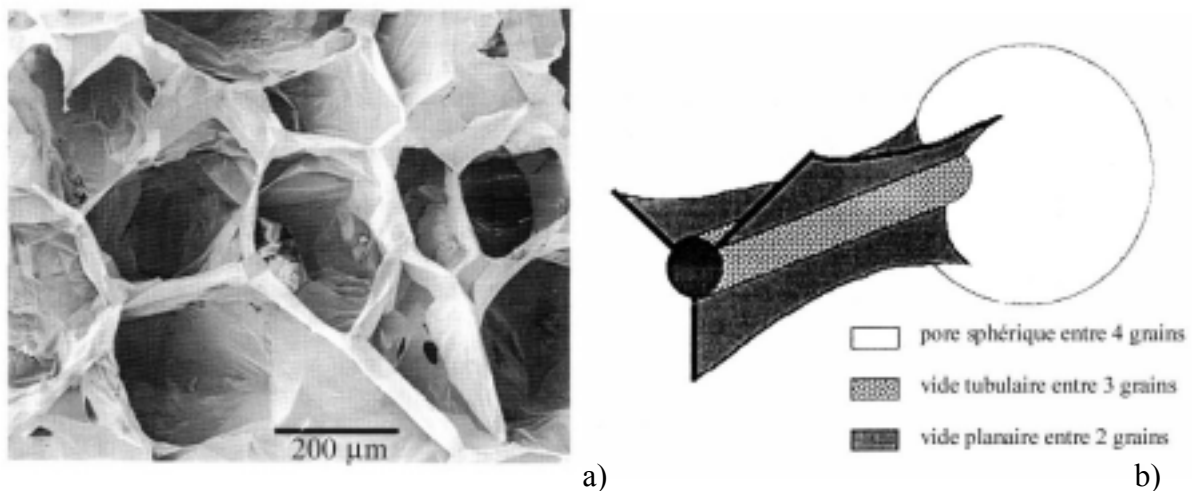


Figure I-1 : porosité dans les grès, a) image en microscopie électronique du réseau poreux rempli de résine d'un grès de Fontainebleau de porosité 4% après dissolution des grains à l'acide (Guéguen *et al.*, 1986), b) modèle de la porosité dans un grès d'après Bernabé (1991).

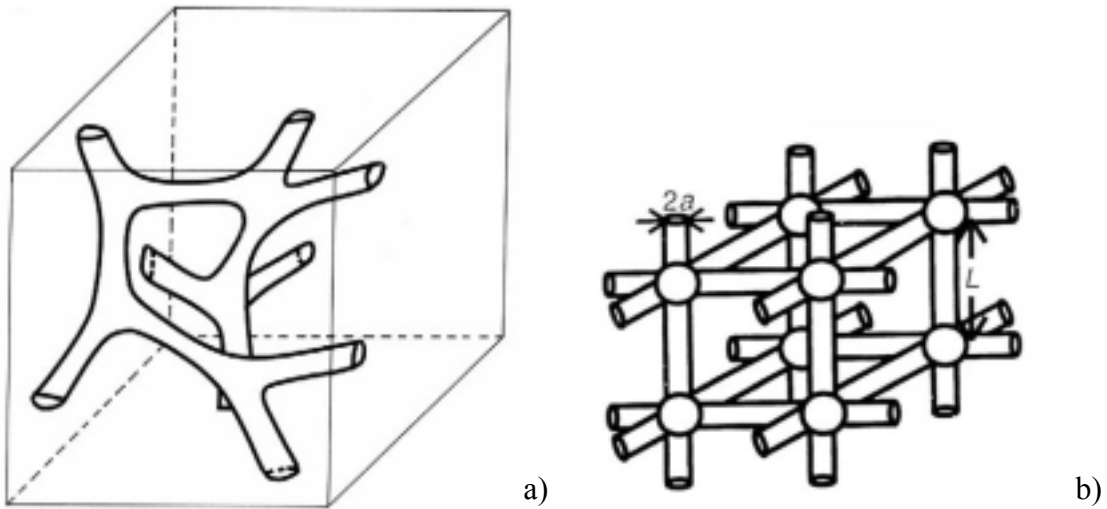


Figure I-2 : a) schématisation de la porosité dans un grès d'après Guéguen & Palciauskas (1992) et b) modèle de réseau poreux (tubes et de pores nodaux) (Zhu et al., 1995).

I.3.3 Fissures

Les "**fissures**" sont des discontinuités planes qui peuvent être présentes en bordure des grains (joints de grains) ou qui peuvent recouper un ou plusieurs minéraux (fissures, diaclases, veinules, plans d'inclusions fluides) dans la matrice rocheuse. On parle de fractures lorsqu'elles traversent complètement l'éprouvette ou le volume considéré. Les fissures sont d'origine thermique (chauffage ou refroidissement) et/ou mécanique. Elles témoignent de l'action des contraintes tectoniques sur la roche. Elles peuvent aussi être le résultat d'une expansion thermique anisotrope. Leur contribution au volume poreux total est fonction de la nature de la roche. Ainsi, dans les roches cristallines (formées de cristaux visibles à l'œil), comme les granites ou les marbres, où il n'y a pas ou peu de porosité intragranulaire, la porosité sera essentiellement d'origine fissurale. Les propriétés des fissures (ouverture et extension) peuvent varier en fonction des conditions auxquelles est soumise la roche. La pression hydrostatique aura tendance à fermer les fissures, la pression du fluide circulant dans la roche aura tendance à les ouvrir. La circulation du fluide peut entraîner des échanges entre minéraux conduisant à des dissolutions (ouverture) ou à des dépôts ou des recristallisations (colmatage). Du fait de sa forme, on peut modéliser une fissure en 3 dimensions par un ellipsoïde aplati (figure I-3). Un modèle classique consiste à représenter une fissure par un disque dont l'épaisseur est fonction de l'ouverture de la fissure, et son diamètre dépend de son extension (Guéguen & Dienes, 1989).

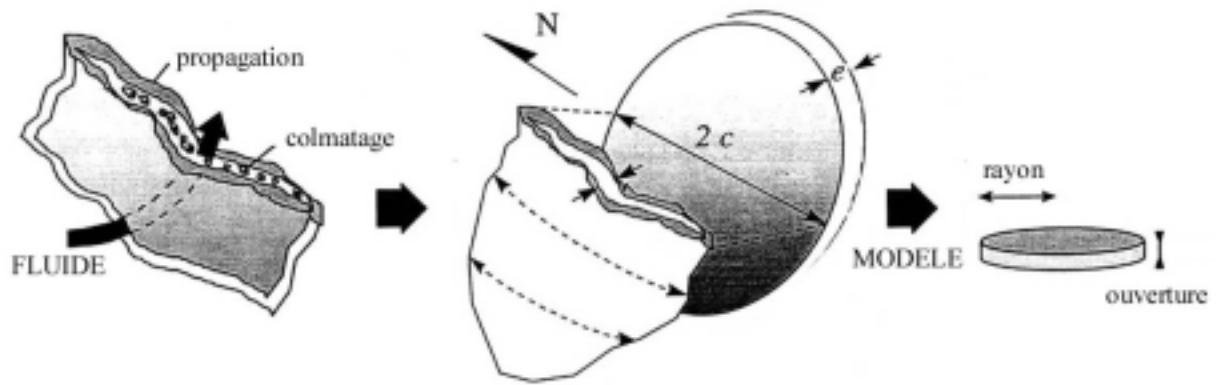


Figure I-3 : Schéma d'une fissure et modélisation par un disque d'après Sausse (1998) et Guéguen & Dienes (1989).

Les fissures étant rarement lisses, on définit la **rugosité** par rapport à un plan moyen par les nombreuses aspérités présentes à la surface (figure I-4) (Wong, *et al.*, 1986). La **surface spécifique** d'une roche est le rapport de la surface totale des vides interstitiels sur le volume total du milieu, elle est de dimension $[L^{-1}]$. Elle est de l'ordre de 1500 cm^{-1} pour un grés fin et de $1500 \cdot 10^4 \text{ cm}^{-1}$ pour une montmorillonite (argile) d'après de Marsily (1981). Ces deux paramètres peuvent être mesurés en laboratoire et on développe des modèles permettant de prendre en compte leur influence sur les propriétés de transport.

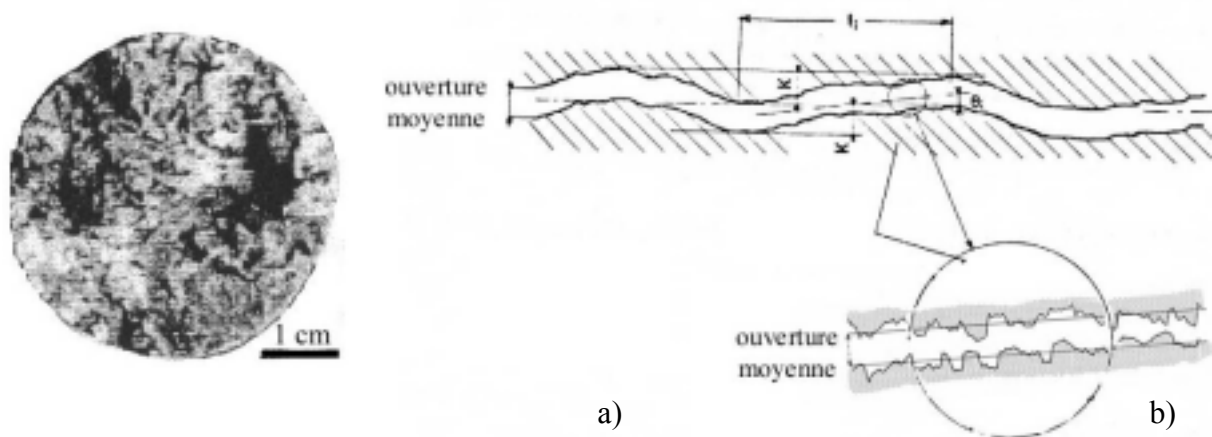


Figure I-4 : Rugosité a) sur la face intérieure d'une fracture sur carotte dans le granite de Soutz-sous-Forêts (Sausse, 1998) b) modélisée pour une fissure à différentes échelles d'après Louis (1967) et Guéguen & Palciauskas (1992).

I.3.4 Connectivité du milieu poreux

On distingue la **porosité totale** (ϕ_T) de la porosité effective. Ce sont des grandeurs sans dimension, généralement exprimées en pourcentages. La première est strictement le rapport du volume des vides sur le volume total du milieu, sa connaissance ne donne pas d'indication sur la dimension des espaces vides, leur distribution ou leur degré de connectivité. La **porosité effective** (ϕ) (dynamique, de drainage) correspond à la partie de la porosité dans laquelle le fluide pourra circuler, c'est-à-dire le **réseau poreux**, et est constituée d'une combinaison de pores et/ou de fissures interconnectés (figure I-5). La circulation des fluides dans le réseau poreux est contrôlée essentiellement par les pores dont le rapport de forme est faible (fissures, joints de grains, tubes). Les pores dont le rapport de forme est élevé et ceux situés en bout de chemin (cul de sac) contribuent fortement à l'emmagasinement du fluide.

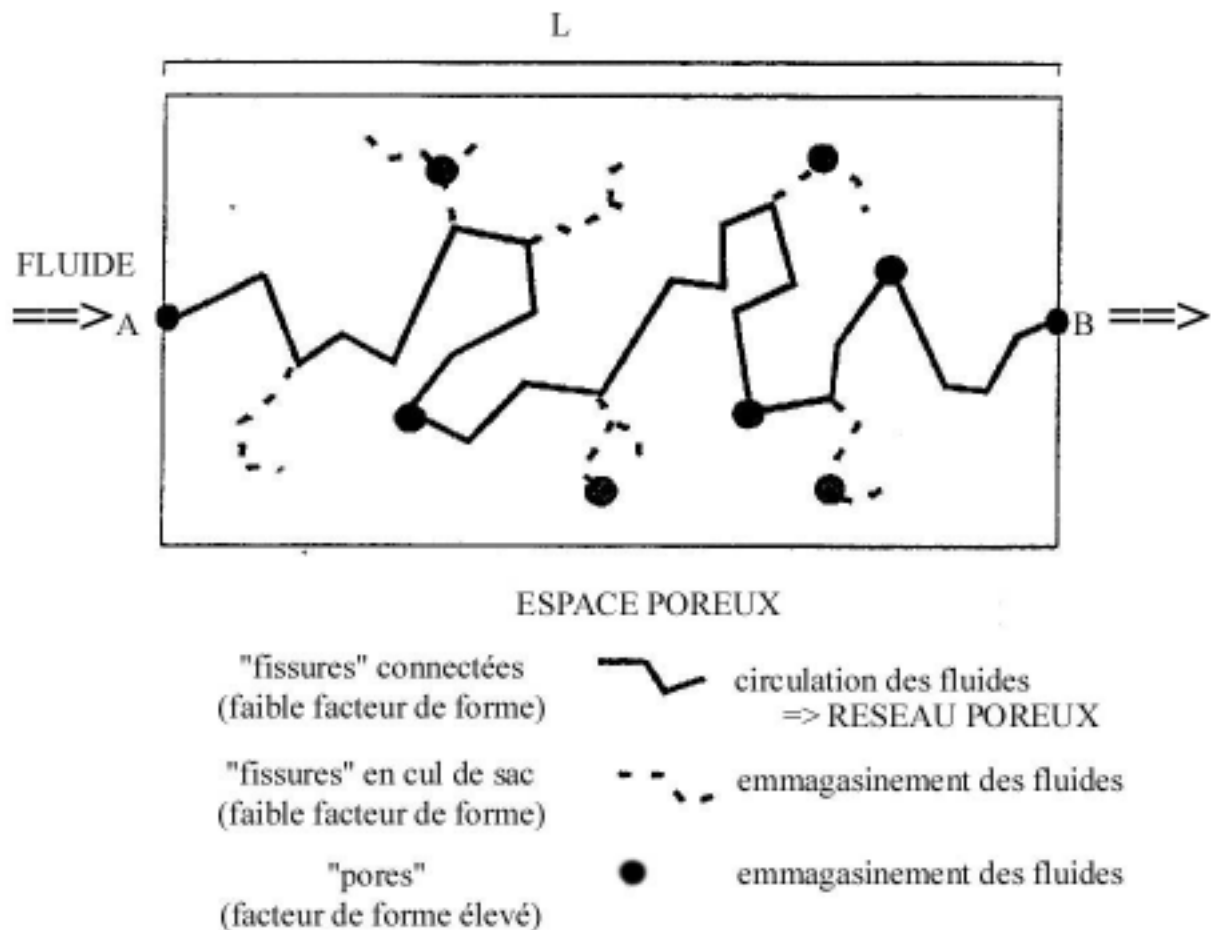


Figure I-5 : Schéma de la distribution de l'espace poreux entre "fissures" et "pores" et visualisation de la "tortuosité" (notion présentée dans le paragraphe I.3.5) d'un chemin d'écoulement d'après Keaney (1998).

I.3.5 Tortuosité et chemin d'écoulement préférentiel

La notion de **tortuosité** permet de définir un paramètre géométrique pour quantifier l'accroissement du trajet parcouru par le fluide dans la roche, en raison de la complexité du milieu poreux. Il s'agit du rapport entre la longueur du trajet moyen parcouru dans la roche (longueur AB, sur la figure I-5) et le trajet direct le plus court entre les extrémités (longueur L, sur la figure I-5). La tortuosité est fonction du paramètre physique que l'on étudie. Ainsi, la tortuosité hydraulique associée à la circulation du fluide sera généralement plus grande que la tortuosité électrique associée au déplacement des ions dans le fluide (Walsh & Brace, 1984). La tortuosité d'une roche dépend de la distribution de la porosité. Si celle-ci n'est pas parfaitement homogène, on s'attend à ce que la circulation du fluide dans une roche se fasse suivant des chemins particuliers (David *et al.* 1990). Les **chemins d'écoulement préférentiel** assurent l'essentiel de la circulation, mais ne représentent souvent qu'une petite fraction du volume poreux disponible (Agrawal *et al.*, 1991). Le remplissage total de l'ensemble des pores de la roche nécessite une durée bien plus longue (David *et al.*, 1993a). La géométrie de ces chemins d'écoulement préférentiel peut évoluer au cours du temps, en fonction des conditions de pression et température auxquelles est soumise la roche (David, 1993b).

I.4 La perméabilité

I.4.1 Définition

La **perméabilité** d'un milieu poreux caractérise son aptitude à laisser circuler un fluide (liquide ou gaz) au sein de son espace poreux. Elle dépend de la structure interne de l'espace poreux et particulièrement de la connectivité de ses différents éléments. C'est une propriété de transport macroscopique exprimant le rapport entre une force (gradient de pression) imposée à un fluide pour traverser le milieu et le débit résultant. On peut mesurer la perméabilité d'un milieu à l'échelle de l'échantillon de laboratoire ou du terrain, ou bien l'évaluer en modélisant la circulation des fluides dans un milieu poreux dont on contraint la microstructure.

I.4.2 Ecoulement stationnaire des fluides dans un milieu poreux - Loi de Darcy

La **loi de Darcy** (1856) décrit de façon satisfaisante l'écoulement d'un fluide en milieu poreux à l'échelle macroscopique. Il s'agit d'une loi empirique mise en évidence par l'ingénieur hydrologue français Darcy en mesurant le débit volumique Q (volume de matière qui traverse une section droite d'une canalisation pendant l'unité de temps, de dimensions

$[L^3.T^{-1}]$) à travers une colonne de sable de longueur L . Il établit ainsi que le flux hydraulique du fluide Q est proportionnel au gradient hydraulique $\Delta h/L$ et à la section S du tube (figure I-6), suivant un facteur K , appelé la conductivité hydraulique. K a la dimension d'une vitesse en (m/s), et sa valeur dépend des propriétés du fluide.

$$\frac{Q}{S} = -K \frac{\Delta h}{L} \text{ avec } h = z + P/\rho g$$

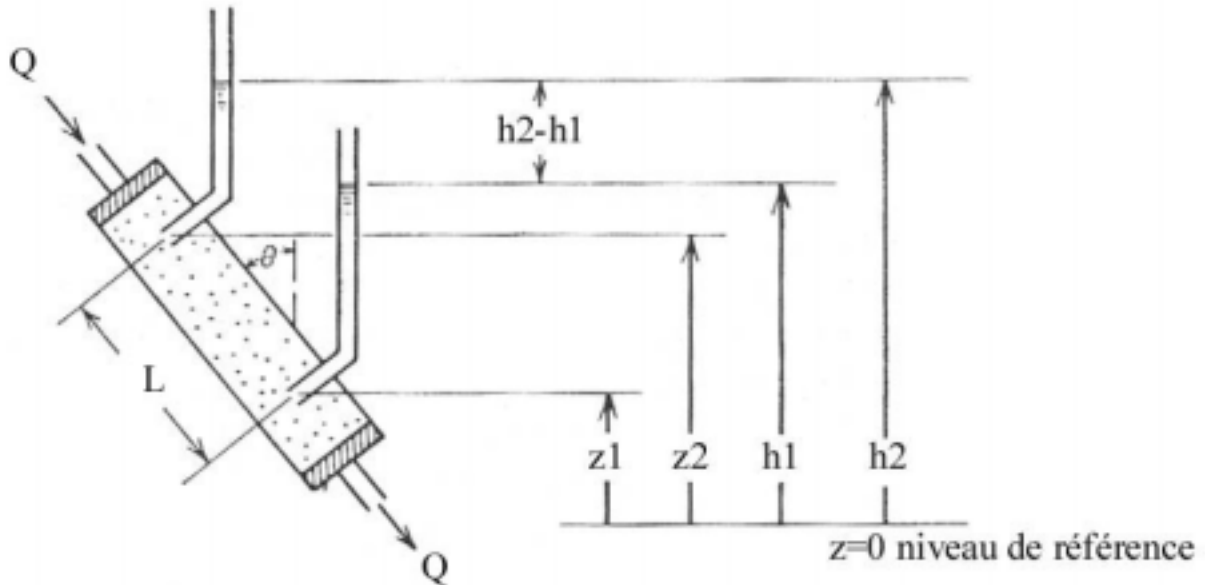


Figure I-6 : Expérience mettant en évidence la loi de Darcy, d'après Freeze & Cherry (1979). L'appareillage comprend un cylindre de section circulaire S , fermé à ses deux extrémités et rempli de sable, sur lequel sont connectés un tube d'entrée et de sortie et deux manomètres tubulaires dans lesquels le niveau de l'eau h par rapport à un niveau de référence indique la pression du fluide au niveau considéré (h est la hauteur piézométrique (ou charge hydraulique), $h = z + P/\rho g$, où z est l'altitude, ρ la masse volumique du fluide et P la pression). On fait circuler de l'eau dans le tube jusqu'à ce que tout l'espace poreux soit rempli et que les débits d'entrée et de sortie soient égaux.. Pour $z_2 > z_1$, et à condition que le débit ne soit pas trop fort, on constate que le débit Q est proportionnel à $S(h_2 - h_1) / L$.

Soit q la décharge spécifique, souvent appelée "vitesse de Darcy", définie par $q = Q / S$. Il s'agit du débit volumique par unité de surface, qui est homogène à une vitesse. Elle est appelée aussi "vitesse de filtration" (de Marsily, 1981), comme si toute la section du tube était soumise à l'écoulement. C'est une vitesse fictive, correspondant à la contribution de tous les canaux dans lesquels circule le fluide.

Les causes du déplacement d'un fluide en milieu poreux sont les gradients de pression et les forces extérieures, comme la gravité. Pour un fluide incompressible, on peut écrire la **forme différentielle de la loi de Darcy** sous la forme :

$$\vec{q} = - \frac{k}{\eta} (\text{grad } P + \rho g \text{ grad } z)$$

\vec{q} est le vecteur débit volumique par unité de surface, $(\text{grad } P)$ est le gradient de pression fluide dans le milieu (le signe négatif dans l'équation indique que le sens de l'écoulement -des pressions fortes vers les pressions plus faibles- est opposé au gradient de pression -orienté dans le sens croissant des pressions-), $(g \text{ grad } z)$, le vecteur accélération de la pesanteur dirigé suivant la verticale descendante, ρ et η respectivement la masse volumique et la viscosité dynamique du fluide. \vec{q} est une grandeur macroscopique, donc P , ρ et η le sont aussi. On définit ainsi k , la **perméabilité intrinsèque** du milieu, indépendante des caractéristiques du fluide. Elle n'est définie qu'à l'échelle macroscopique. Sa dimension est celle d'une surface $[L^2]$.

I.4.3 Perméabilité et conductivité hydraulique

On distingue k , la **perméabilité intrinsèque** du milieu, de K , la **conductivité hydraulique** (appelé aussi "coefficient de perméabilité"). La charge hydraulique h est fonction de la pression P selon : $h=P/\rho g$, d'où les deux valeurs K (en m/s) et k (en m^2) sont reliées par la relation :

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

dans laquelle g est l'accélération de la pesanteur ($g = 9,81 \text{ m.s}^{-2}$), et ρ et η sont respectivement la masse volumique (en kg.m^3) et la viscosité dynamique (en Pa.s) du fluide considéré. La viscosité d'un fluide est sa capacité à s'opposer à toute déformation. La **viscosité dynamique** η est définie comme étant la constante reliant la contrainte de cisaillement imposée au fluide et le taux (vitesse) de cisaillement résultant de cette contrainte. Ses dimensions sont $[M.L^{-1}T^{-1}]$, l'unité est le Poiseuille (Pa.s). On utilise également la **viscosité cinématique**, qui est le rapport entre la viscosité dynamique et la masse volumique du fluide, η / ρ , de dimensions $[L^2T^{-1}]$, en ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$).

I.4.4 Dimensions

La perméabilité du milieu étudié a les dimensions d'une longueur au carré et s'exprime donc en (m^2) en unité S.I. L'unité de mesure de la perméabilité traditionnellement utilisée en

hydrologie est le *Darcy*. Un *Darcy* correspond à la perméabilité d'un milieu dans lequel un fluide d'une viscosité de 1 centipoise (eau à 20 °C), soumis à un gradient de pression de 1 atm.cm⁻¹, s'écoule à la vitesse de 1 cm.s⁻¹. Pour de l'eau à 20°C, on a ainsi correspondance entre les différentes unités :

$$1 \text{ Darcy} = 0,987 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2 ; 1 \text{ m}^2 = 1,01 \cdot 10^{12} \text{ Darcy} ; 1 \text{ m}^2 = 0,98 \cdot 10^7 \text{ m/s}$$

$$1 \text{ Darcy} = 0,966 \cdot 10^{-5} \text{ m/s} ; 1 \text{ m/s} = 1,04 \cdot 10^5 \text{ Darcy} ; 1 \text{ m/s} = 1,02 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2$$

Echelle logarithmique																
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
m/s	10 ⁻³	-	-	10 ⁻⁵	-	-	10 ⁻⁸	-	-	10 ⁻¹¹	-	-	10 ⁻¹⁴	-	-	10 ⁻¹⁷
m ² (eau à 20°C)	10 ⁻¹⁰	-	-	10 ⁻¹²	-	-	10 ⁻¹⁵	-	-	10 ⁻¹⁸	-	-	10 ⁻²¹	-	-	10 ⁻²⁴
Darcy (eau à 20°C)	10 ²	-	-	1	-	-	10 ⁻³	-	-	10 ⁻⁶	-	-	10 ⁻⁹	-	-	10 ⁻¹²
100 darcy				darcy			millidarcy			microdarcy			nanodarcy			picodarcy
← perméabilité moyenne → ← faible → ← très faible → ← milieu pratiquement imperméable →																

Figure I-7 : Echelle de conversion de la perméabilité et de la conductivité hydraulique, d'après Freeze & Cherry (1979) et Mitchell (1993).

I.4.5 Mesure de la perméabilité en laboratoire

A l'échelle des **mesures en laboratoire**, on peut déduire la perméabilité d'un échantillon de roche de taille centimétrique, pour un fluide incompressible. Dans les conditions idéales pour l'application de la loi de Darcy que nous discutons plus loin, i.e. un milieu poreux suffisamment homogène et un débit de fluide pas trop fort, on considère que le gradient de pression est homogène dans l'échantillon et égal à la différence de pression ΔP mesurée à ses extrémités. En mesurant Q le débit volumique du fluide (en m³.s⁻¹) et ΔP la différence de pression (en Pa), on peut calculer la perméabilité k du milieu (en m²) :

$$k = \eta \frac{Q L}{S \Delta P}$$

connaissant les valeurs de η la viscosité dynamique du fluide (en Pa.s), S la section efficace d'écoulement de l'échantillon (en m²), et L la longueur de l'échantillon (en m).

I.4.6 Milieu anisotrope

Jusqu'à présent, nous avons considéré implicitement que la perméabilité était une grandeur physique macroscopique et isotrope, c'est à dire qu'elle était identique qu'elle soit la direction dans laquelle elle était mesurée. Cependant, dans un **milieu anisotrope**, la perméabilité peut varier selon la direction et est donc définie comme un tenseur du second ordre. On peut montrer que pour une même direction d'écoulement, on obtient des valeurs

identiques de la perméabilité selon le sens dans lequel on applique un gradient de pression de même valeur (Renard *et al.*, 2001), et que la perméabilité est donc un tenseur symétrique du second ordre :

$$q_i = -\frac{k_{ij}}{\eta} \left(\frac{\partial P}{\partial x_j} \right)$$

avec q le flux par unité de temps (en $m.s^{-1}$), k_{ij} les constantes du tenseur de perméabilité, η la viscosité dynamique du fluide (en Pa.s), et $\partial P/\partial x_j$ le gradient de pression (en $Pa.m^{-1}$). Bien que la perméabilité varie selon la direction pour les roches anisotropes, en pratique, les valeurs principales du tenseur sont rarement déterminées (Bernabé, 1992 ; Bieber *et al.*, 1996 ; Renard *et al.*, 2001). On se contente le plus souvent d'effectuer des mesures dans les directions supposées principales de la roche et on considère que les valeurs de la perméabilité correspondantes sont les valeurs principales (maximum et minimum). On en alors déduit le facteur d'anisotropie de perméabilité.

I.4.7 Applications et limites de la loi de Darcy

La loi de Darcy est une loi empirique expérimentale, néanmoins il s'avère que le champ des domaines dans lesquels elle décrit les écoulements dans les milieux poreux est extrêmement large. Il s'étend de l'hygrométrie des sols pour l'agriculture, aux qualifications des filtres ou aux céramiques poreuses en chimie, ou aux échanges à travers les membranes poreuses du corps humain (Freeze & Cherry, 1979). En toute rigueur, la loi de Darcy ne s'applique cependant que pour un régime d'écoulement laminaire, par opposition au régime d'écoulement turbulent. Dans ce cas, les effets d'inertie ne sont pas négligeables et on observe des écarts à la loi de Darcy. Le nombre de Reynolds R_e permet d'évaluer le type d'écoulement considéré, il est défini par :

$$R_e = \frac{\rho V D}{\eta}$$

pour l'écoulement d'un fluide de masse volumique ρ , de viscosité dynamique η dans une canalisation de diamètre D , avec une vitesse moyenne V . L'estimation des valeurs limites du nombre de Reynolds n'est pas immédiate pour un milieu poreux hétérogène. Pour un fluide et une géométrie donnés, R_e ne dépend que de la vitesse typique de l'écoulement. On considère qu'à faible vitesse, le nombre de Reynolds est petit (<1), les effets de viscosité dominant, l'écoulement est laminaire et la loi de Darcy est valide (Bear, 1972). Un écoulement à grande vitesse sera turbulent et ne permettra pas l'application de la loi de Darcy.

On peut estimer que les effets d'inertie apparaîtront à des vitesses d'autant plus petites que la viscosité du fluide est faible, ce qui est le cas pour les mesures effectuées en utilisant un gaz comme fluide de mesure. On doit ainsi corriger les résultats de perméabilité au gaz des effets d'inertie dus à un écoulement trop rapide (effets de Forcheimer). A débit faible, on devra corriger les résultats des effets moléculaires (effets de Klinkenberg) dus au glissement des particules gazeuses le long des parois du réseau poreux. En effet, dans le cas de mesures effectuées à l'eau il y a création naturelle d'une pellicule de molécules d'eau piégées à la surface des grains qui limite la circulation totale du fluide (de Marsily, 1981). Les molécules d'eau "liées" à la surface des grains sont attirées par les forces d'attraction moléculaires, maximales à proximité de la particule (plus de 10 000 bars sur une épaisseur d'environ 0,1 μm). Quelques dizaines de molécules forment ainsi une couche d'eau adsorbée, dans laquelle les molécules d'eau à structure dipolaire sont orientées perpendiculairement à la surface du solide. Cette "eau" a une viscosité et une densité supérieures, et peut attirer d'autres ions. Plus on s'éloigne de la surface du solide, moins les molécules d'eau sont attirées, l'eau étant "libre" à une distance d'environ 0,5 μm . Ce phénomène varie d'un milieu à l'autre : il dépend fortement de la surface spécifique du milieu et de la nature des grains. En présence de minéraux argileux, l'adsorption peut influencer de manière conséquente sur la circulation de l'eau dans la roche.

I.4.8 Ecoulement transitoire des fluides dans un milieu poreux

Une circulation de fluide peut également résulter d'une variation temporelle à plus ou moins long terme de la pression de fluide dans la roche. On parle alors d'écoulement transitoire, puisqu'il est observé jusqu'à qu'il y ait rétablissement des conditions d'équilibre. C'est le cas le plus fréquemment observé dans la nature, dès lors qu'il y a modification de l'état de contrainte du système (séisme, volcanisme, sédimentation, érosion, construction en surface ou creusement de cavités,...). Dans ce cas, l'écoulement est affecté par les propriétés élastiques du fluide et de la roche dans laquelle il circule. On utilise alors une équation de diffusion de la pression.

I.4.9 Equation de diffusion

La théorie des écoulements fluides transitoires se base sur la référence de systèmes analogues bien connus, comme la circulation du courant dans les circuits électriques ou la diffusion d'une onde de chaleur par conduction (Carslaw & Jaeger, 1959). En combinant l'équation de Darcy et le principe de conservation de la matière (équation de continuité), on

peut alors décrire l'écoulement des fluides dans un milieu poreux suivant l'équation de diffusion d'une onde de pression dans un échantillon de longueur L, pour une position x dans l'échantillon et $t > 0$:

$$\frac{\partial P}{\partial t} = D \frac{\partial^2 P}{\partial x^2}$$

où D est la diffusivité hydraulique, par analogie avec la diffusivité thermique.

I.4.10 Diffusivité hydraulique

La **diffusivité hydraulique** D relie le taux de variation de la pression à sa variation temporelle, elle a les dimensions de $[L^2 T^{-1}]$ et s'exprime en m^2/s . Elle est égale à :

$$D = \frac{k}{\eta \beta_{ech}}$$

où k est la perméabilité du milieu en (m^2), η la viscosité dynamique du fluide (en Pa.s), β_c est la capacité d'emmagasinement de l'échantillon par unité de volume pour le système roche-fluide et a les dimensions d'une compressibilité (en Pa^{-1}).

I.4.11 Emmagasinement et compressibilité

La **capacité d'emmagasinement** est le volume de fluide que l'on peut ajouter dans une enceinte contenant un volume V de fluide à une pression donnée en augmentant la pression d'une unité. Elle est exprimée en $m^3.Pa^{-1}$. Pour une pression de pore donnée, la valeur de la capacité d'emmagasinement B_i du réservoir i est donnée par $B_i = V_i \beta_{fluide}$, où V_i est le volume du réservoir (en m^3), β_{fluide} la compressibilité (en Pa) du fluide à la température et à la pression de l'expérience.

On désigne par **emmagasinement** β_{ech} d'un échantillon (désigné "storativity" par Zhang *et al.* 1994a) la **capacité d'emmagasinement par unité de volume** de l'échantillon. Il est défini comme le volume de fluide que l'on peut ajouter dans une unité de volume de l'échantillon lorsque l'on augmente la pression de pore d'une unité. Il a les dimensions d'une compressibilité $[1/(M L^{-1} T^{-2})]$, il est exprimé en Pa^{-1} . Il prend en compte les compressibilités du fluide et de l'espace poreux connecté (soit la différence entre les compressibilités de l'échantillon dans son entier et celles des minéraux définissant l'espace poreux), sous la forme suivante :

$$\beta_{ech} = \phi \beta_{fluide} + \beta_{eff} - (1 + \phi) \beta_{minéraux}$$

ou

$$\beta_{ech} = \phi (\beta_{fluide} - \beta_{minéraux}) + (\beta_{eff} - \beta_{minéraux})$$

où ϕ est la porosité totale de l'échantillon, β_{fluide} la compressibilité du fluide, $\beta_{\text{minéraux}}$ la compressibilité moyenne des minéraux constitutifs de l'échantillon, β_{eff} la compressibilité effective de la roche mesurée sur l'échantillon (Brace, *et al.*, 1968 ; Fischer, 1992a).

La **compressibilité** β d'un fluide est la mesure du changement de volume (et de la masse volumique associée) subit par celui-ci lorsqu'il est soumis à une variation de pression. En conditions isothermes, on a le coefficient de compressibilité isotherme :

$$\beta_{\text{fluide}} = - \frac{1}{V} \left(\frac{dV}{dP} \right)_T = \frac{1}{\rho} \left(\frac{d\rho}{dP} \right)_T$$

avec V le volume d'une certaine masse du fluide, P la pression, ρ la masse volumique. La compressibilité β_{fluide} est exprimée en Pa^{-1} .

I.4.12 Emmagasinement spécifique

L'équation de diffusion s'écrit de la même façon pour la charge hydraulique, soit :

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} - \frac{S_{\text{éch}}}{K} \frac{\partial h}{\partial t} = 0$$

dans laquelle K est la conductivité hydraulique (en m/s) et $S_{\text{éch}}$ l'emmagasinement spécifique de l'échantillon (en m^{-1}) (Hsieh, *et al.*, 1981). On a ainsi :

$$S_{\text{éch}} = \rho_{\text{fluide}} g \left(\beta_{\text{eff}} + \phi \beta_{\text{fluide}} - (1 + \phi) \beta_{\text{minéraux}} \right)$$

comme précédemment ϕ est la porosité totale de l'échantillon, $\beta_{\text{minéraux}}$ la compressibilité moyenne des minéraux constitutifs de l'échantillon, β_{eff} la compressibilité effective de la roche mesurée sur l'échantillon, ρ_{fluide} est la masse volumique du fluide, et g l'accélération de la pesanteur.

I.5 Modélisation des écoulements

I.5.1 Introduction

La loi de Darcy donne une description macroscopique des écoulements fluides en milieu poreux. Lorsque l'on cherche à relier les propriétés de transport de fluide avec les propriétés géométriques de l'espace poreux, et leurs variations en fonction de conditions thermodynamiques données, on se heurte à l'extrême complexité des phénomènes physiques et chimiques. La modélisation permet d'établir le lien entre l'échelle microscopique (pores, fissures et grains), la microstructure et les propriétés macroscopiques, comme la porosité et la perméabilité, via des modèles plus ou moins compliqués purement empiriques ou basés sur la

reconnaissance du milieu poreux (par différentes méthodes de mesure, d'imagerie et d'analyse). Les différents modèles proposent une représentation du milieu poreux, sous la forme de pores ou de fissures, interconnectés selon une distribution aléatoire, une distribution statistique ou sous une forme de type réseau. Ils sont décrits dans les paragraphes suivants.

I.5.2 Potentiels et couplage

Comme nous l'avons évoqué lors de l'établissement de l'équation de diffusion d'une onde de pression par écoulement en milieu poreux, il existe de nombreuses similitudes entre l'écoulement des fluides (débit) et le gradient de pression (potentiel) via la loi de Darcy, avec d'autres potentiels physiques. On peut ainsi faire l'analogie entre les propriétés hydrauliques et les propriétés électriques, thermiques, chimiques (figure I-8), ou mécaniques d'une roche.

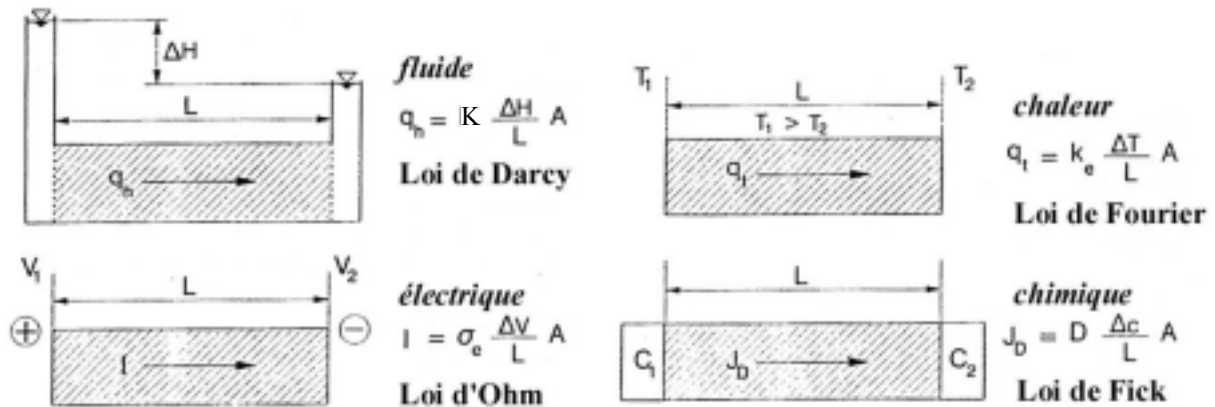


Figure I-8 : Analogie entre les principaux types de flux d'après Mitchell (1993).

On peut aller plus loin et parler de couplage lorsque chaque phénomène a une influence sur les autres. Ainsi, l'ouverture d'une fracture contrôlée par l'état de contrainte et la déformation de la roche (propriété mécanique) détermine la vitesse d'écoulement du fluide (propriété hydraulique). De même, l'écoulement de l'eau en milieu poreux (propriété hydraulique) entraîne la création d'un champ électrique (propriété électrique). La création d'un mouvement de convection des fluides (propriété hydraulique) par la présence d'un gradient thermique naturel ou artificiel (propriété thermique) en est un autre exemple. L'ensemble des propriétés physiques de la roche doit être pris en compte lors de l'étude de son comportement en pression et température afin de considérer le problème dans sa globalité.

I.5.3 Apport de la mécanique des fluides

La dynamique des fluides en milieu poreux décrit les écoulements suivant une approche microscopique, à l'échelle des pores, des fissures et des minéraux. Elle se base sur l'équation d'état du fluide (constantes physiques), sur l'équation de continuité et sur l'équation de Navier-Stokes (qui traduit la relation fondamentale de la dynamique dans un fluide newtonien incompressible). Elle permet en théorie de calculer la pression et la vitesse dans tout le fluide et à tout instant pour les conditions aux limites données (Salin & Martin, 1997). De nombreux auteurs se sont attachés à retrouver la loi de Darcy à partir de ces équations (Bear, 1972 ; de Marsily, 1981 ; Grolier *et al.*, 1991). Leur résolution mathématique est cependant extrêmement complexe et elles restent difficiles à utiliser en pratique.

I.5.4 Ecoulement dans un tube et une fissure - Loi de Poiseuille

On peut écrire des approximations de l'équation générale de Navier-Stokes pour des conditions bien définies, et décrire ainsi les écoulements dans des cas de figures très simples, comme un tube ou une fissure. On considère tout d'abord un écoulement laminaire stationnaire (indépendant du temps) unidirectionnel, d'un fluide de viscosité η , dans la direction x dans un tube cylindrique. Le tube est rectiligne et régulier, de rayon R_i , sa longueur est suffisamment grande devant R_i . On impose une différence de pression entre l'entrée et la sortie du tube. La loi de Poiseuille donne le débit total Q_i du fluide en fonction du gradient de pression :

$$Q_i = - \frac{\pi R_i^4}{8\eta} \Delta P_i$$

A partir des travaux de Lomize (1951) sur l'étude de l'écoulement laminaire d'un fluide à travers des plans en verre symbolisant les surfaces de fracture, on établit que le débit (Q) du fluide est proportionnel au cube de l'écartement ($2a$) des deux plans :

$$Q = - \frac{(2a)^3}{12\eta} \frac{dP}{dl}$$

On peut décrire également les écoulements pour des modèles plus complexes, comme des plans non parallèles, aux parois rugueuses, aux aspérités en contact, soumis à une contrainte normale (Louis, 1969 ; Bear, 1972 ; Gangi, 1978 ; Witherspoon *et al.*, 1980 ; Walsh, 1981).

I.5.5 Modèles de rayon hydraulique - Relation de Kozeny-Carman

La perméabilité étant homogène à une longueur au carré, la théorie introduite par Kozeny en 1927 avait pour but de trouver une longueur caractéristique qui contrôle les

propriétés hydrauliques d'une roche poreuse. On la désigne sous le terme "rayon hydraulique", m , et on a la relation suivante :

$$k = c m^2 f(\phi)$$

où k est la perméabilité, m le rayon hydraulique, c une constante sans dimension, et $f(\phi)$ une fonction de la porosité. Le rayon hydraulique est égal au rapport du volume des pores sur la surface des pores.

C'est une constante numérique qui dépend de la forme de la section des pores. Le milieu poreux est supposé équivalent à un tube unique dans lequel s'écoule le fluide (Paterson, 1983). Cette approximation prend en compte l'hétérogénéité d'un réseau naturel complexe de tubes dans les roches, par l'intermédiaire de la tortuosité τ , $f(\phi) = \phi / \tau^2$. Son application s'appuie sur plusieurs hypothèses : on ne prend en compte que la porosité connectée, la distribution spatiale des pores doit être aléatoire, la distribution des tailles des pores doit être uniforme et l'analogie avec un écoulement dans des tubes capillaires doit être valide (David, 1991). Elle s'applique en pratique aussi bien aux porosités dans les roches granulaires (tubes) que cristallines (fissures).

On obtient une description des paramètres microstructuraux, et notamment de la surface spécifique (rapport de la surface totale des vides interstitiels sur le volume total du milieu), à partir de l'analyse d'images sur lames minces (Berryman & Blair, 1986, 1987), ou grâce à une description fractale du milieu poreux (Pape *et al.*, 1999).

I.5.6 Théorie de la percolation

On considère le milieu poreux comme un réseau tridimensionnel d'éléments conducteurs (pores et fissures) (David, 1991). Les propriétés de transport dépendent de la probabilité d'existence de connexions entre ces éléments. Si les pores et les fissures sont dispersés dans le milieu, ou regroupés sous forme d'amas isolés, la perméabilité du milieu est nulle. A partir d'une certaine densité de pores et de fissures, les amas se rejoignent jusqu'à former un chemin connecté "infini" au sens de la théorie de la percolation, traversant le milieu poreux de part en part (figure I-9, Guéguen & Dienes, 1989 ; Guéguen *et al.*, 1991 ; Guéguen & Palciauskas, 1992). La transition ou **seuil de percolation** est la probabilité critique à partir de laquelle ce chemin connecté existe, soit le passage d'un réseau non conducteur à un réseau macroscopiquement conducteur.

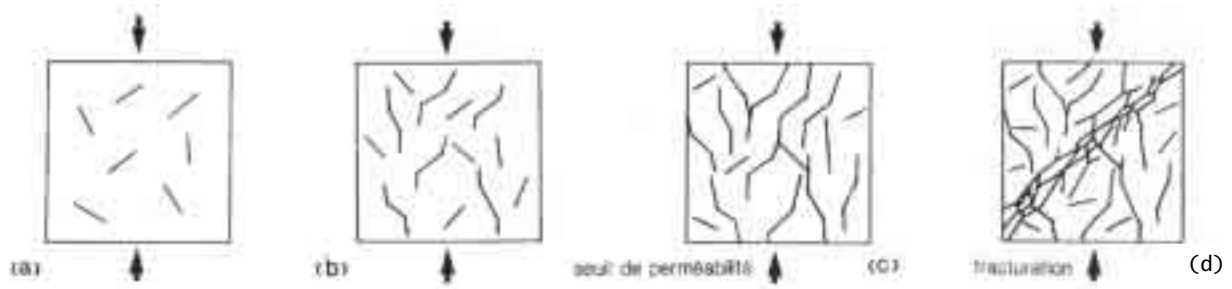


Figure I-9 : Développement progressif de la fissuration dans une roche soumise à une contrainte déviatorique. a) fissures isolées, b) amas de fissures, c) seuil de percolation pour la perméabilité, d) fracturation de la roche, d'après Guéguen & Palciauskas (1992).

La théorie de la percolation s'applique aussi bien pour les roches dont le réseau poreux est faiblement connecté que pour les roches à structure poreuse très hétérogène. Elle est utilisée entre autres par Katz & Thompson (1986) pour définir la taille caractéristique des pores contrôlant les propriétés de transport des roches granuleuses à l'échelle du laboratoire ou par Charlaix *et al.* (1987) pour estimer les propriétés hydrauliques de systèmes de fractures connectées à grande échelle.

I.5.7 Modèles "statistiques"

Les modèles statistiques nécessitent de disposer d'informations sur la statistique des propriétés géométriques des pores. Le modèle proposé par Dienes (1982) et développé par Guéguen & Dienes (1989) est basé sur une représentation des milieux poreux par des distributions statistiques de tubes ou de fissures planes (figure I-10). La répartition dans l'espace des éléments conducteurs est uniforme et le flux individuel de chaque élément est donné par la loi de Poiseuille. La somme des flux véhiculés par les éléments interceptant une surface arbitraire S permet de calculer la perméabilité de la roche étudiée.

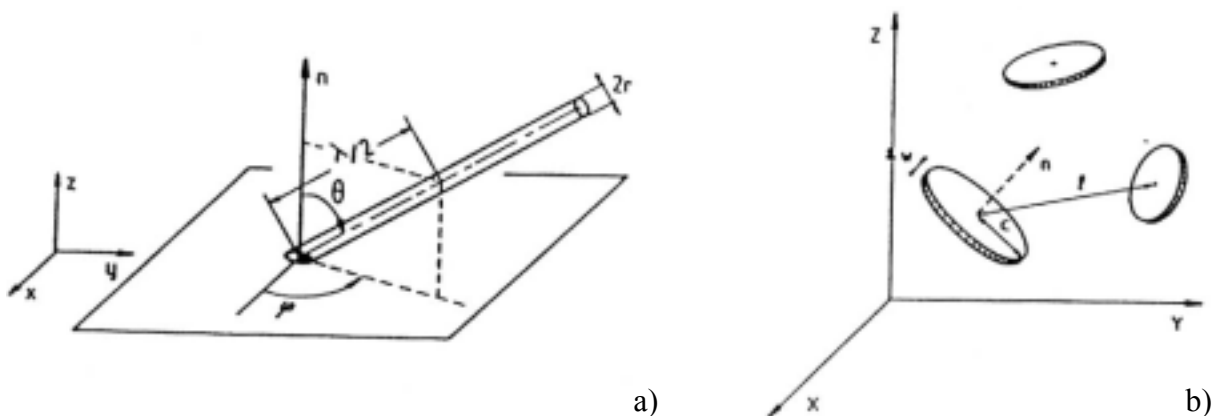


Figure I-10 : Modèles de tubes capillaires (a) ou de disques (b) (Guéguen & Dienes, 1989).

I.5.8 Théorie des milieux effectifs

Le **milieu effectif** est le réseau poreux homogène de topologie et de propriétés macroscopiques conductrices identiques à celles du réseau hétérogène (construit à partir du milieu réel) (figure I-11 ; David, 1991 ; Doyen, 1988). La **théorie des milieux effectifs** est basée sur la détermination des propriétés conductrices du milieu effectif par un formalisme mathématique qui repose notamment sur l'absence de corrélations spatiales entre les éléments conducteurs (Kirkpatrick, 1973). On peut obtenir ainsi une approximation des dimensions des pores (Doyen, 1988) ou de la porosité et de la surface spécifique (Berryman & Blair, 1986) d'une roche.

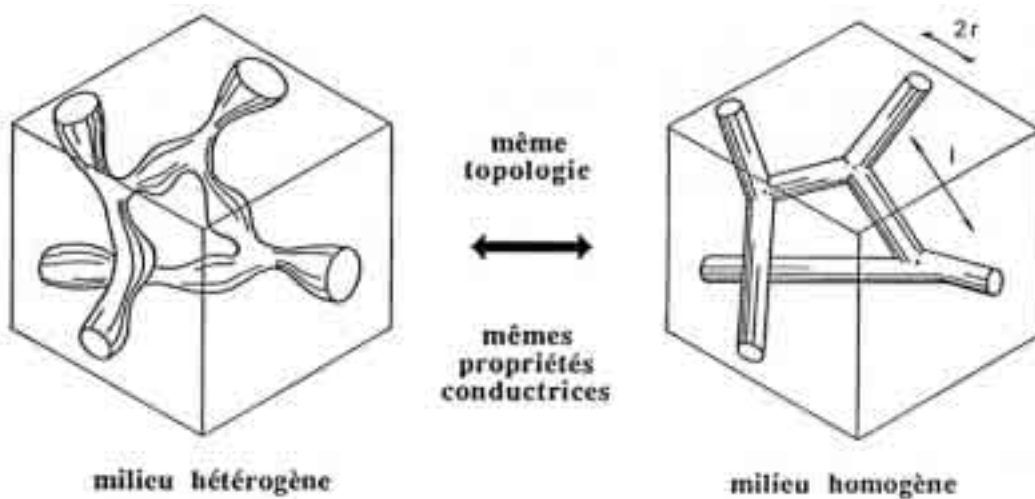


Figure I-11 : Exemple de milieu effectif pour un réseau poreux dont la longueur des liaisons est constante mais la section des canaux variable, d'après David (1991) et Doyen (1988).

La description par un milieu effectif devient inadéquate lorsque les milieux considérés sont fortement hétérogènes et conduit alors à sous-estimer la perméabilité (David *et al.*, 1990).

I.5.9 Modèles de réseaux

Les modèles de réseaux sont basés sur l'analogie entre l'écoulement dans un milieu perméable (loi de Darcy) et le flux électrique (loi d'Ohm). On discrétise le problème de l'écoulement en considérant des assemblages de tubes ou de fissures interconnectés sous la forme de structures régulières plus ou moins compliquées (réseaux carrés, triangulaires, cubiques,...) dans lesquels on résout numériquement la circulation des fluides (Zhu *et al.*, 1995a ; Zhu & Wong, 1996).

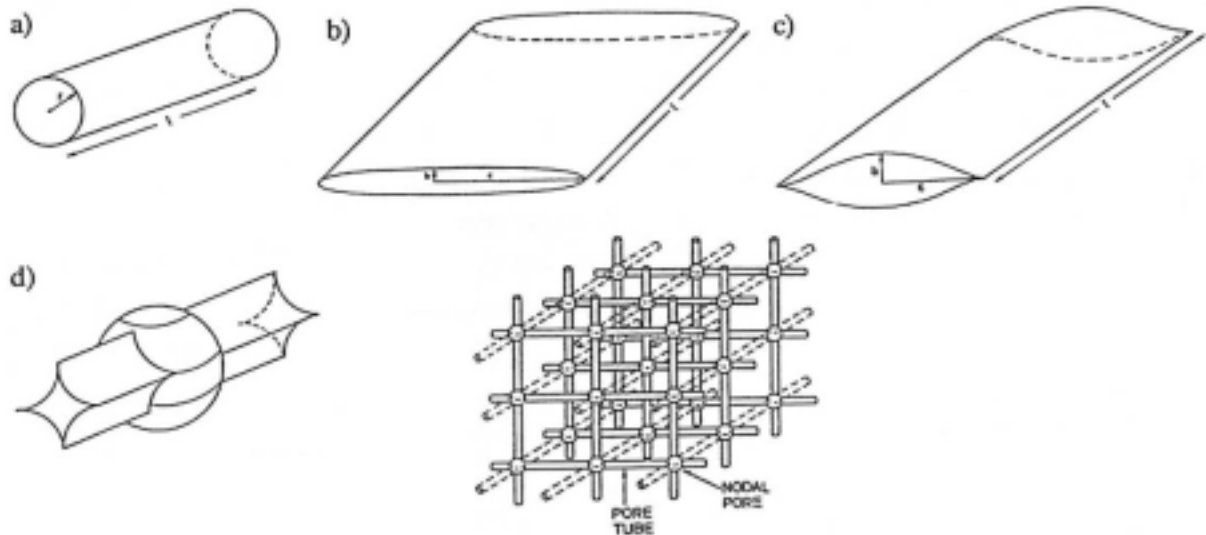


Figure I-12 : Exemples de modèles 3D de réseaux conducteurs d'après Yale (1984).

I.6 Détermination de la porosité

I.6.1 Introduction

La porosité ϕ d'un échantillon est la fraction du volume total qui n'est pas occupée par une phase solide. Comme nous l'avons vu en début de chapitre, on doit distinguer la porosité totale de la porosité connectée. On peut déterminer de manière directe, la porosité totale et la porosité connectée, la surface spécifique de la roche et les tailles des pores. Par mesures physiques, il est également possible d'obtenir une évaluation de la porosité.

I.6.2 Mesure directe de la porosité

a) Mesure du volume d'un échantillon

On peut déterminer le volume V d'un échantillon par mesures directes de ses dimensions (soit pour un échantillon cylindrique à base circulaire $V = \pi R^2 L$, où R est le rayon et L la longueur du cylindre).

On obtient une meilleure estimation du volume en appliquant le théorème d'Archimède ("tout corps plongé dans un fluide subit de la part de ce fluide une force égale à l'opposé du poids de fluide déplacé"). Pour cela, on place un récipient rempli d'un liquide de densité connue sur une balance, et on mesure la variation de masse que l'on obtient lorsque l'on immerge totalement l'échantillon saturé en le retenant par un fil de façon à ce qu'il ne touche pas le fond du récipient. La variation de masse obtenue est égale au volume total de l'échantillon multiplié par la densité du fluide (Salin & Martin, 1997).

b) Porosité totale après broyage

En broyant la roche, on ne conserve que la matrice solide et on s'affranchit du vide (pores et fissures) compris entre les grains. On détermine le volume de matière solide V_s et on fait la différence avec le volume total V de la roche (solide + vides), ce qui permet d'avoir accès à la porosité totale de celle-ci :

$$\phi = 1 - \frac{V_s}{V}$$

c) Porosité connectée par saturation

Lorsque l'on atteint une saturation optimale de l'échantillon étudié, on peut en déduire une estimation de la porosité effective ou connectée. Pour cela, on pèse l'échantillon avant et après saturation. En considérant que le fluide mouillant a envahi tout l'espace poreux connecté, la différence de masse mesurée est donc la masse de liquide contenu dans l'échantillon, soit sa masse volumique ρ multipliée par le volume poreux V_p : ρV_p . Connaissant le volume V de l'échantillon, on a :

$$\phi = \frac{V_p}{V}$$

d) Porosité connectée par détente de gaz

On relie une enceinte de volume V_1 contenant l'échantillon et un gaz très compressible à la pression P_1 , à une enceinte vide de volume V_2 . Après détente, on mesure la pression P_2 et d'après la loi $P_1(V_1 - V + V_p) = P_2(V_1 - V + V_p + V_2)$, on peut calculer le volume saturé V_p . En connaissant le volume total V de la roche, on a donc de nouveau :

$$\phi = \frac{V_p}{V}$$

e) Dimensions d'accès aux pores par la porosimétrie mercure

Après avoir fait le vide sur l'échantillon, on introduit dans le milieu poreux un volume déterminé de mercure en augmentant progressivement la pression d'injection. On obtient des courbes de pression capillaire P , reliée au rayon R des plus petits pores envahis par $P = 2\gamma \cos\theta / R$. Les caractéristiques (volume, pression) de l'injection permettent de déterminer la porosité accessible (des tailles de seuils d'accès aux pores de 400 μm à 30 nm), de donner un spectre des tailles des seuils d'accès aux pores et la morphologie globale du réseau poreux par l'évaluation de la porosité piégée (volume de mercure non restitué quand la pression de mercure redevient égale à la pression atmosphérique).

I.6.3 Evaluation de la porosité par mesures physiques

a) Porosité neutrons

La mesure repose sur l'émission par une sonde de neutrons rapides dans le milieu à étudier. A chaque collision avec les noyaux des éléments contenus dans le milieu, les neutrons sont ralentis, jusqu'à ce qu'ils finissent par être absorbés. La sonde mesure la densité de neutrons restant. Le ralentissement est le plus marqué sur les atomes d'hydrogène. Cette méthode apporte donc une information sur la quantité d'eau contenue dans le milieu. Il faut cependant être très prudent avant d'extrapoler cette information en terme de porosité du milieu du fait de la présence éventuelle d'eau de constitution et surtout à la présence de minéraux argileux qui contiennent également des atomes d'hydrogène dans leurs minéraux constitutifs.

b) Mesures acoustiques

Cette méthode est basée sur la propagation des ondes de compression longitudinales (ondes P) et ondes de cisaillement (ondes S). Les vitesses de propagation dépendent de la lithologie, de la porosité et de la saturation ainsi que de la pression et de la température. Elles suivent les lois suivantes (avec K le module d'incompressibilité, μ le module de cisaillement et ρ la masse volumique du milieu étudié) :

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad \text{et} \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Pour une roche de porosité ϕ saturée par un fluide, on a la relation suivante (Wyllie *et al.*, 1956) (V_f et V_{ma} sont les vitesses de l'onde P respectivement dans le fluide et dans la matrice) :

$$\frac{1}{V_p} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{1-\phi}{V_{ma}}$$

En présence de gaz, cette relation n'est plus valable et on doit faire intervenir d'autres paramètres. On effectue des mesures de la vitesse et de l'atténuation des ondes P et S, aux fréquences ultrasonores (0,1 à 5,0 MHz), sur des échantillons de roches sèches et pour des degrés de saturation variables (eau, air, biphasique). Les mesures peuvent être faites dans plusieurs directions et donnent ainsi une indication de l'anisotropie de vitesse de la roche. On peut construire des courbes d'étalonnage qui donnent les valeurs de la vitesse de ces ondes en fonction du degré de saturation et permettent le suivi des écoulements de fluides au travers les roches (front de percolation) et l'étude du processus d'invasion, soit de l'eau dans un milieu non saturé (imbibition), soit de l'air dans un milieu saturé (séchage). Le suivi du déplacement

d'un traceur dans des roches saturées (dispersion de polluants dans la roche) donne accès à la dispersion de la roche, à sa porosité et sa tortuosité.

c) Mesures électriques

Les minéraux constitutifs d'une roche étant considérés comme isolants, la circulation d'un courant électrique s'effectue donc par la phase liquide. On peut en déduire la porosité totale. Le facteur de formation (F) est le rapport entre la résistivité de la roche et celle de l'eau qu'elle contient. La loi d'Archie (1942) est une loi empirique qui permet d'accéder à la valeur de la porosité totale (ϕ_T), à condition de prendre en compte la présence de minéraux argileux (conducteurs) :

$$F = \frac{C}{(\phi_T)^m}$$

m est le facteur de cimentation, il varie de 1,2 à 4. C est une constante dépendant du milieu étudié.

I.6.4 Relation perméabilité – porosité

Au vu des très nombreuses études effectuées sur la mesure simultanée de la porosité ϕ et de la perméabilité k, il s'avère qu'aucune relation simple reliant ces deux paramètres macrostructuraux ne soit applicable à l'ensemble des roches. On cherche à mettre en relation un tenseur du second ordre, la perméabilité, avec un scalaire, la porosité, alors qu'en physique on observe habituellement une relation directe entre un tenseur et un vecteur. Cependant, on peut souvent trouver une loi de puissance entre la valeur isotrope de la perméabilité k et la porosité ϕ . Pour pouvoir valider une relation entre ces deux paramètres, il semble primordial d'effectuer les mesures dans des conditions similaires (pression, température) et sur des échantillons ne présentant pas d'autres différences dans leur microstructure que la porosité. En pratique, ces conditions sont difficiles à remplir.

La plupart des processus naturels entraînent une variation conjointe (augmentation ou réduction) de la perméabilité k et de la porosité ϕ , à quelques exceptions près (Darot, *et al.*, 1992 ; Zhu & Wong, 1997a). Dans une roche, tous les pores ne contribuent pas de la même manière à la circulation des fluides. Il sera ainsi plus aisé de relier les variations de la perméabilité avec la porosité connectée. De plus, dans les milieux très hétérogènes, on observe souvent une localisation de la circulation des fluides suivant des chemins préférentiels (Agrawal, *et al.*, 1991 ; David, *et al.*, 1993 ; Bernabé & Bruderer, 1998).

Chapitre II

II Mesures en laboratoire de la perméabilité des roches

<u>II.1 Introduction</u>	39
<u>II.2 Mesures et effet d'échelle</u>	39
<u>II.3 La méthode par écoulement stationnaire ("steady state flow method")</u>	41
II.3.1 Principe	41
II.3.2 Mesure	41
II.3.3 Composante transitoire	43
<u>II.4 La méthode par écoulement transitoire suite à une impulsion de pression ("transient pulse method")</u>	44
II.4.1 Principe	44
II.4.2 Modèle de Brace <i>et al.</i> (1968)	44
II.4.3 Solutions analytiques générales pour la méthode de pulse	47
<u>II.5 La méthode "harmonique" par écoulement alternatif sinusoïdal ("oscillating pore pressure" technique)</u>	51
II.5.1 Principe	51
II.5.2 Formulation mathématique	52
II.5.3 Résolution	55
II.5.4 Détermination des erreurs	56
<u>II.6 Facteurs de variations de la perméabilité en laboratoire</u>	58
II.6.1 Introduction	58
II.6.2 Perméabilité des roches	58
II.6.3 Perméabilité et pression effective	59
II.6.4 Perméabilité et pression de confinement	62
II.6.5 Cycles de pression et hystérésis	63
II.6.6 Perméabilité et profondeur de prélèvement des échantillons	63
II.6.7 Perméabilité et pression de pore	66
II.6.8 Perméabilité et température	66
<u>II.7 Mesures particulières</u>	67
II.7.1 Perméabilité au gaz	67
II.7.2 Mesure de l'anisotropie de perméabilité	67
II.7.3 Perméabilité et minéraux argileux	68
<u>II.8 Comparaison des méthodes de mesure de la perméabilité des roches</u>	68

Chapitre II

Mesures en laboratoire de la perméabilité des roches

II.1 Introduction

Les mesures expérimentales de la perméabilité réalisées en laboratoire sur des échantillons de petite taille apportent des informations importantes sur le comportement des roches en conditions naturelles, à condition que les échantillons soient représentatifs de la roche étudiée et que les discontinuités présentes à l'échelle du massif rocheux soient prises en compte. On peut utiliser trois méthodes de mesure de la perméabilité, la méthode par écoulement stationnaire, la méthode par écoulement transitoire suite à une impulsion de pression et la méthode "harmonique" par écoulement alternatif sinusoïdal, chacune ayant ses spécificités et ses avantages. Nous présentons dans ce chapitre ces différentes méthodes de mesure et la comparaison de leurs résultats, ainsi que les facteurs de variations de la perméabilité en laboratoire, reproduisant les processus naturels qui peuvent affecter la roche.

II.2 Mesures et effet d'échelle

Une roche est un matériau plus ou moins hétérogène, selon l'échelle à laquelle on le considère. L'échelle microscopique est la plus petite échelle à laquelle un système puisse être considéré comme continu. Dans le cas des roches, il s'agit de l'échelle des grains et des pores (au sens large). Pour pouvoir investiguer les propriétés physiques des roches à l'échelle du laboratoire (mesures expérimentales), il faut être capable de définir une taille d'échantillon à laquelle on va effectuer les mesures des propriétés que l'on souhaite étudier. Le **volume élémentaire représentatif** (VER ou REV en anglais) est le volume moyen dont la taille est suffisante pour que les propriétés du volume ne dépendent pas de sa taille et puissent être considérées comme représentatives des propriétés macroscopiques (figures II-1 et II-2). Les propriétés effectives sont les propriétés du milieu moyennées sur cet élément de volume représentatif (Bear, 1972 ; de Marsily, 1981).

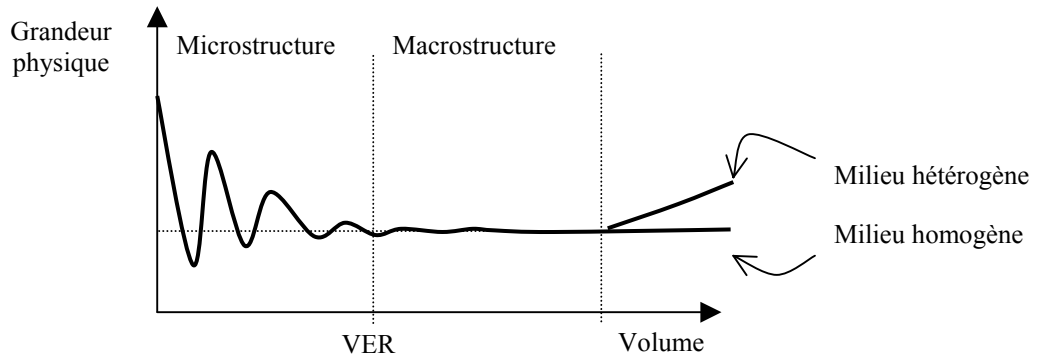


Figure II-1 : Définition du volume élémentaire représentatif (VER) pour la porosité d'après Bear (1972). En généralisant, pour une grandeur physique donnée, il s'agit du volume suffisamment grand pour que n'apparaissent plus les variations microscopiques (taille des grains et des pores) mais suffisamment petit pour ne pas prendre en compte les changements de structure à l'échelle macroscopique (milieu hétérogène).



Figure II-2 : Concept d'écoulements macroscopiques et microscopiques, d'après Freeze & Cherry (1979).

Avant de pouvoir extrapoler les mesures physiques effectuées sur des échantillons (de l'ordre du centimètre) à l'échelle du massif rocheux (plusieurs mètres), il faut nécessairement prendre en compte les discontinuités présentes à plus grande échelle, inhérentes à la nature de la roche, et qui affectent fortement les propriétés de la roche. On distingue ainsi, entre autres, les fractures dans les roches cristallines, les joints de stratification entre les couches sédimentaires, la schistosité dans les roches métamorphiques, les failles. En pratique, on considère souvent que les mesures réalisées en laboratoire constituent une borne inférieure pour les résultats de perméabilité. Dans le cas où l'échantillon prélevé est bien représentatif de sa formation d'origine, on admet des écarts de perméabilité allant de 1 à 10. Pour certaines roches cristallines, les valeurs in situ peuvent être mille fois plus grandes que celle obtenues en laboratoire (Brace, 1984).

II.3 La méthode par écoulement stationnaire ("steady state flow method")

II.3.1 Principe

La méthode par écoulement stationnaire consiste à maintenir une différence de pression de fluide constante entre les deux extrémités de l'échantillon, soit entre les réservoirs supérieur et inférieur, et à mesurer le débit résultant dès que celui-ci est constant, c'est-à-dire lorsque l'on a atteint un écoulement stationnaire (figure II-3). Il est possible d'obtenir un résultat similaire en imposant un débit constant à travers l'échantillon et en mesurant la différence de pression entre les réservoirs supérieur et inférieur.

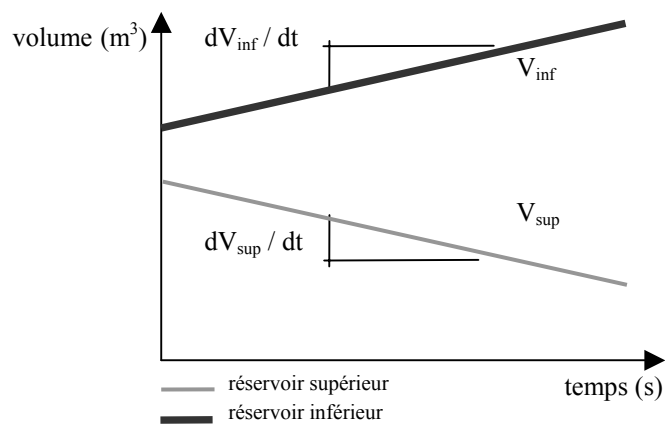


Figure II-3 : Mesure du débit en méthode stationnaire. Le régime stationnaire est atteint lorsque les volumes ont des variations complémentaires avec le temps, i.e. lorsque les pentes ont la même valeur absolue.

II.3.2 Mesure

A partir de la loi de Darcy (présentée dans le chapitre précédent), pour un gradient de pression le long de l'échantillon suffisamment petit pour ne pas entraîner de déformation du réseau poreux, si on connaît le débit volumique par unité de temps dans une direction donnée, et la viscosité dynamique du fluide, il est possible de déduire la valeur de la perméabilité en utilisant la relation suivante :

$$k = -\frac{Q \eta L}{S \Delta P}$$

dans laquelle k est la perméabilité intrinsèque de l'échantillon (en m²), Q est le débit volumique du fluide (en m³.s⁻¹), η est la viscosité dynamique du fluide (en Pa.s), S est la section de l'échantillon perpendiculaire à la direction de l'écoulement et L sa longueur, (respectivement en m² et en m), ΔP est la différence de pression entre les deux extrémités de

l'échantillon (en Pa). On vérifie que le débit est bien proportionnel au gradient de pression, ce qui revient à tester la validité de la loi de Darcy dans le cas de l'échantillon étudié. Comme nous l'avons évoqué dans le chapitre précédent, ceci n'est généralement applicable que dans le cas où l'écoulement est laminaire, soit pour des vitesses d'écoulement relativement faibles ou de petits gradients de pression.

Cette méthode est délicate à mettre en œuvre pour l'étude des roches peu perméables. En effet, elle requiert des conditions expérimentales extrêmement contrôlées, du fait des durées de mesure pouvant atteindre plusieurs jours, et de la grande influence des variations de la température sur les pressions. Elle est généralement délaissée au profit de méthodes plus rapides (Bernabé, 1987), comme la méthode de pulse que nous présentons ci-après. Cependant, en maîtrisant parfaitement les volumes de fluide et surtout la température, il est possible de mesurer à l'aide de la méthode stationnaire des perméabilités pouvant atteindre 1 à 2.10^{-21} m^2 (Jones & Meredith, 1998) voire même 2.10^{-24} m^2 (Morrow & Lockner, 1997).

Il est possible de retrouver l'expression de la valeur de la pression pour un écoulement stationnaire à partir de l'équation de diffusion (Fischer, 1992a) :

$$\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} = \left(\frac{\eta \beta_{\text{éch}}}{k} \right) \frac{\partial P}{\partial t}$$

dans laquelle P est la pression, x la distance depuis la face inférieure de l'échantillon, t le temps, η la viscosité dynamique, k et $\beta_{\text{éch}}$ la perméabilité et l'emménagement de l'échantillon (définis dans le chapitre précédent), avec les conditions initiales et les conditions aux limites suivantes :

le système est en équilibre au début de l'expérience, soit on considère une pression de départ $P(x,0) = 0$ pour x compris entre 0 et L (limites de l'échantillon), $P(0,t) = P_{\text{inf}}$ et $P(L,t) = P_{\text{sup}}$, les pressions dans les réservoirs inférieur et supérieur.

Sachant que la pression en tout point est indépendante du temps et ne dépend donc que de x, on a :

$$\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} = 0, \text{ soit } \frac{\partial P}{\partial x} = f(t) + c$$

qui est vérifié par l'équation : $P_{\text{stationnaire}}(x) = P_{\text{inf}} + (P_{\text{sup}} - P_{\text{inf}}) \frac{x}{L}$

II.3.3 Composante transitoire

L'établissement d'un écoulement stationnaire créé par un gradient de pression donné n'est pas instantané. Il faut parfois attendre plusieurs jours avant d'obtenir un équilibre après que l'on ait imposé une différence de pression entre les deux extrémités de l'échantillon. A partir de l'équation de diffusion de la pression de fluide, pour un échantillon de longueur L et pour un écoulement satisfaisant la loi de Darcy, on peut calculer la composante transitoire de l'écoulement (Fischer, 1992a). On obtient les relations suivantes :

$$P(x,t) = P_{\text{stationnaire}}(x) + P_{\text{transitoire}}(x,t)$$

avec

$$P_{\text{stationnaire}}(x) = P_{\text{inf}} + (P_{\text{sup}} - P_{\text{inf}}) \frac{x}{L}$$

et

$$P_{\text{transitoire}}(x,t) = \frac{2(P_{\text{sup}} - P_{\text{inf}})}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^{n+1}}{n} \sin \frac{n\pi x}{L} e^{-\left(\frac{kn^2\pi^2 t}{\eta\beta_{\text{éch}}L^2}\right)}$$

La figure II-4 (Mainprice & Larive, 2000) reprend l'exemple donné par Fischer (1992a) et présente l'évolution des composantes transitoire et stationnaire de la pression dans un échantillon soumis à un gradient de pression en fonction du temps et de la position dans l'échantillon.

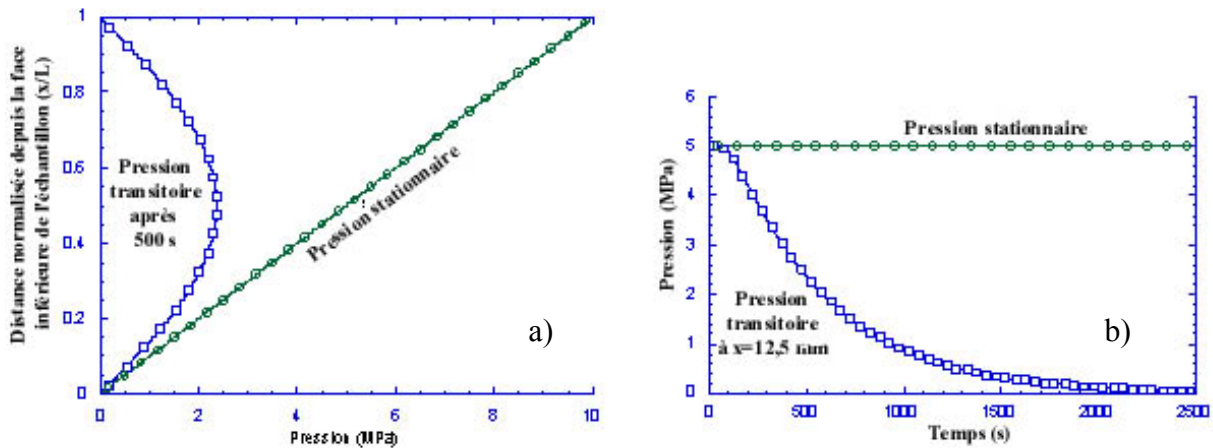


Figure II-4 : Simulation du comportement transitoire et stationnaire de la pression dans un échantillon de granite de longueur 25 mm, avec une perméabilité $k=1.0.10^{-20} \text{ m}^2$ et un emmagasinement $\beta_{\text{éch}}=1.0.10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$, soumis à un gradient de pression d'eau de 10 MPa, en fonction de la position dans l'échantillon (a) et du temps (b). On constate que la pression transitoire après 500 secondes varie en fonction de la position dans l'échantillon. A 12,5 mm de la base de l'échantillon (interface avec le réservoir inférieur), la pression transitoire reste supérieure à 1 MPa pendant plus de 1000 secondes.

II.4 La méthode par écoulement transitoire suite à une impulsion de pression ("transient pulse method")

II.4.1 Principe

La méthode par écoulement transitoire suite à une impulsion de pression fut historiquement introduite en Mécanique des Roches par les mesures de Brace *et al.* (1968) sur la perméabilité du granite de Westerly. Cette méthode se base sur le fait que dans une roche à faible perméabilité saturée par un fluide, la diffusion d'un gradient de pression est plus rapide que l'écoulement stationnaire du fluide. Elle permettait ainsi de détourner les problèmes d'appareillages qui limitaient à l'époque les mesures d'écoulement aux roches relativement perméables et rendaient impossible les mesures de la perméabilité des roches cristallines de très faible perméabilité.

Après saturation complète, l'échantillon à étudier est maintenu sous une pression de fluide constante. A un instant t , on impose une légère augmentation de la pression dans le réservoir supérieur, inférieure à 10 % de la pression de pore initiale. Les variations de pression du réservoir supérieur, du réservoir inférieur ou des deux sont enregistrées au cours du temps. Ces variations dépendent de la perméabilité, des dimensions de l'échantillon et des réservoirs, ainsi que des propriétés physiques du fluide. En considérant que la loi de Darcy est valide à priori, les caractéristiques de la variation de pression sont utilisées pour obtenir les valeurs de la perméabilité k et de β_{ech} l'emmagasinement (capacité d'emmagasinement par unité de volume) de la roche étudiée.

II.4.2 Modèle de Brace *et al.* (1968)

Le modèle établi par Brace *et al.* (1968) pour la mesure transitoire se base sur l'hypothèse que l'emmagasinement de l'échantillon est négligeable, ce qui est valable uniquement pour les roches dont la porosité est extrêmement faible. La solution proposée est une approximation de l'équation de diffusion présentée dans le chapitre précédent :

$$\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} = \left(\frac{\eta \beta_{ech}}{k} \right) \frac{\partial P}{\partial t}$$

dans laquelle on développe l'emmagasinement β_{ech} sous la forme :

$$\beta_{ech} = \phi \beta_{fluide} + \beta_{eff} - (1 + \phi) \beta_{minéraux}$$

soit on obtient :

$$\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} = \frac{\eta \beta_{\text{fluide}}}{k} \left[\frac{\beta_{\text{éché}} - \beta_{\text{minéraux}}}{\beta_{\text{fluide}}} + \phi \frac{1 - \beta_{\text{minéraux}}}{\beta_{\text{fluide}}} \right] \frac{\partial P}{\partial t}$$

et si on admet que la compressibilité de l'eau est beaucoup plus grande que celle de la roche ou que celle de ses minéraux constitutifs (Brace, 1965), alors le terme entre parenthèse s'annule et il reste :

$$\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} = 0, \text{ soit } \frac{\partial P}{\partial x} = f(t) + c$$

Le gradient de pression $\frac{\partial P}{\partial x}$ dépend uniquement du temps. La dissipation à travers l'échantillon de l'impulsion de pression créée dans le réservoir supérieur est analogue à la décharge électrique d'un condensateur à travers une résistance. De cette analogie, Brace & Martin (1968) déduisent que la décroissance de la pression suit une loi exponentielle (figure II-5), et proposent une solution de la forme :

$$P_{\text{sup}} - P_{\text{final}} = \delta P \left[\frac{V_{\text{sup}} + V_{\text{sup}}}{V_{\text{inf}}} \right] e^{-\lambda t}$$

avec

$$\lambda = \frac{kS}{\eta L \beta_{\text{fluide}}} \left[\frac{1}{V_{\text{sup}}} + \frac{1}{V_{\text{inf}}} \right]$$

dans laquelle P_{final} est la pression après équilibre dans le système, δP l'impulsion de pression dans le réservoir supérieur, L et S respectivement la longueur et la section de l'échantillon en m et en m², V_{sup} et V_{inf} les volumes des réservoirs supérieur et inférieur en m³. En traçant le logarithme népérien de $(P_{\text{sup}} - P_{\text{final}})$ ou de $(P_{\text{final}} - P_{\text{inf}})$ en fonction du temps, on obtient une droite de pente $-\lambda$. On en déduit la valeur de la perméabilité :

$$k = \lambda \frac{\eta \beta_{\text{fluide}} L}{S \left(\frac{1}{V_{\text{sup}}} + \frac{1}{V_{\text{inf}}} \right)}$$

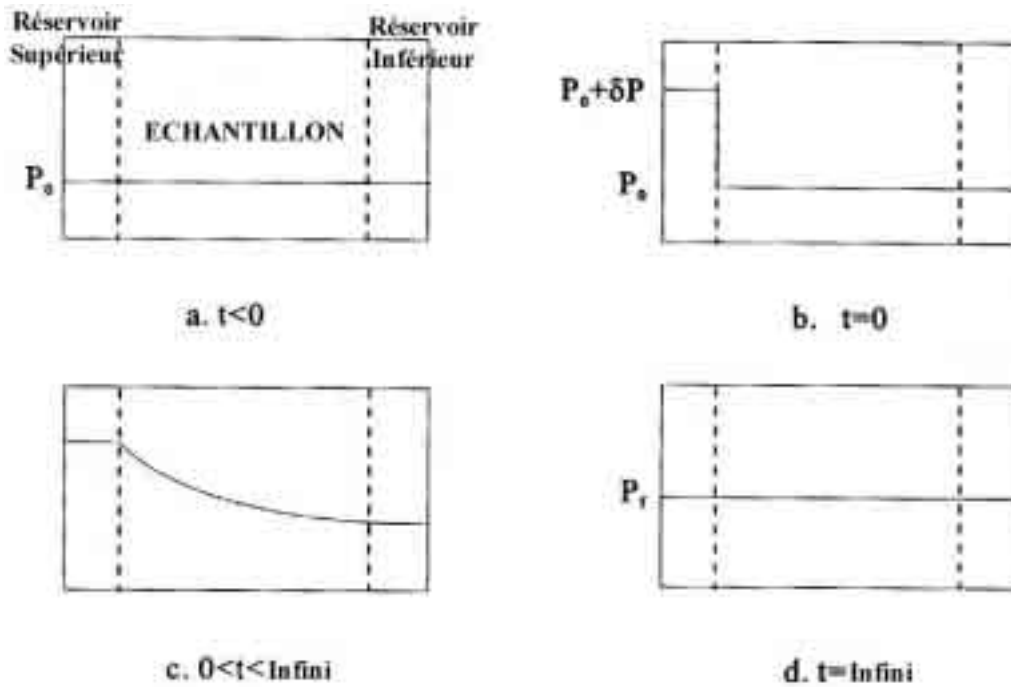


Figure II-5 : Principe de la méthode transitoire, d'après Brace et al. (1968). a) Conditions initiales avec équilibre de la pression dans les réservoirs supérieur et inférieur et l'échantillon, b) on impose une brève impulsion de pression δP dans le réservoir supérieur, c) évolution de la pression le long de l'échantillon jusqu'au réservoir inférieur, d) équilibre final P_f de la pression dans les réservoirs supérieur et inférieur et l'échantillon.

La figure II-6 présente un exemple de mesure typique obtenue avec la méthode par écoulement transitoire de Brace (1968) réalisée par Faulkner (1997) sur une argile de gouge de faille.

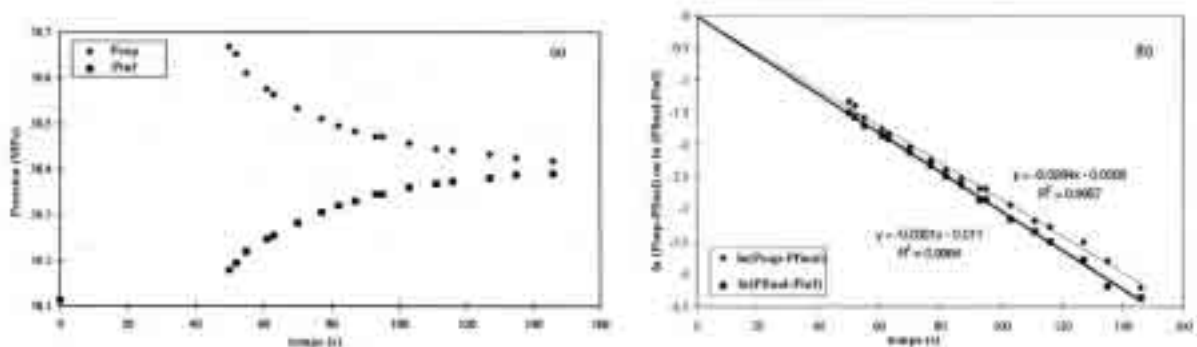


Figure II-6 : Exemple de résultats obtenus pour la mesure de la perméabilité avec la méthode par écoulement transitoire, d'après Faulkner (1997). a) Décroissance de l'impulsion de pression dans le réservoir supérieur et augmentation symétrique de la pression dans le réservoir inférieur en fonction du temps. b) Graphique des valeurs du logarithme népérien de $(P_{sup} - P_{final})$ ou de $(P_{final} - P_{inf})$ en fonction du temps. Par régression linéaire, on obtient une droite de pente $-\lambda$ dont on déduit la valeur de la perméabilité.

II.4.3 Solutions analytiques générales pour la méthode de pulse

Le modèle de Brace *et al.* (1968) fut ensuite modifié par Lin (1977, 1982), Trimmer *et al.* (1980) et Trimmer (1981) en prenant en compte l'emmagasinement de l'échantillon. Trimmer (1981) montre que l'approximation de Brace *et al.* (1968) ne peut s'appliquer que pour le cas où le rapport du volume poreux dans l'échantillon sur le volume du réservoir supérieur est inférieur à 0,25. Dans ce cas, l'erreur systématique induite est alors au maximum de 10%.

Une solution analytique complète de la méthode par écoulement transitoire suite à une impulsion de pression est calculée par Hsieh *et al.* (1981, appendice II) et Neuzil *et al.* (1981). Elle permet de déterminer à la fois la perméabilité et l'emmagasinement de l'échantillon. Leur analyse se base sur la résolution de l'équation du flux de chaleur de Carslaw & Jaeger (1959) et est adaptée à différentes configurations expérimentales.

a) Modèle mathématique

On considère l'écoulement d'un fluide peu compressible dans un milieu poreux saturé, de perméabilité et d'emmagasinement constants, dans une direction donnée. La pression dans l'échantillon $P(x,t)$, et dans les réservoirs supérieur et inférieur $P_{sup}(t)$ et $P_{inf}(t)$, est décrite par Hsieh *et al.* (1981) :

$$\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} - \frac{\eta \beta_{éch}}{k} \frac{\partial P}{\partial t} = 0 \quad \text{pour } 0 < x < L \text{ et } t > 0$$

pour x compris entre 0 et L (limites de l'échantillon) et à chaque instant $t > 0$ et avec les conditions initiales et les conditions aux limites suivantes :

le système est en équilibre au début de l'expérience, soit on considère une pression de départ dans l'échantillon $P(x,0) = 0$ pour $0 < x < L$,

on note $P_{sup}(t)$ et $P_{inf}(t)$ les pressions dans respectivement les réservoirs supérieur et inférieur ($P(0,t) = P_{inf}$ pour $t \geq 0$ et $P(L,t) = P_{sup}$ pour $t \geq 0$).

$$\left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)_{x=0} - \frac{\eta B_{inf}}{kS} \frac{dP_{inf}}{dt} = 0 \quad \text{pour } t > 0$$

$$P_{inf}(0) = 0$$

$$\left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)_{x=L} + \frac{\eta B_{sup}}{kS} \frac{dP_{sup}}{dt} = 0 \quad \text{pour } t > 0$$

$$P_{sup}(0) = \delta P_0$$

et

$$P_{sup} > P_{inf}$$

où :

x est la position le long de l'axe de l'échantillon, avec $x=0$ sur la face inférieure et $x=L$ sur la face supérieure, en m,

L est la longueur de l'échantillon, en m, S est sa section, en m^2 ,

P est la pression de fluide dans l'échantillon, P_{inf} la pression de fluide dans le réservoir inférieur, P_{sup} la pression de fluide dans le réservoir supérieur, et δP_0 l'incrément que l'on impose à la pression supérieure au temps $t=0$, en Pa,

$\beta_{éch}$ l'emmagasinement du système fluide-échantillon, en Pa^{-1} ,

B_{inf} et B_{sup} les capacités d'emmagasinement respectives des réservoirs inférieur et supérieur, dépendent de la compressibilité du fluide et de la déformation du réservoir, en m^3/Pa ,

k est la perméabilité de l'échantillon, en m^2 ,

η la viscosité dynamique du fluide, en Pa.s.

b) Solutions analytiques

En suivant la résolution mathématique de Hsieh *et al.* (1981) et de Kamath *et al.* (1992), on définit des paramètres de temps (A) et de compressibilité (B) et (C), sans dimension, à partir des paramètres en unités S.I, soit :

$$A = \frac{k t}{\eta \beta_{éch} L^2}$$

$$B = \frac{\beta_{éch} S L}{B_{sup}}$$

$$C = \frac{B_{inf}}{B_{sup}}$$

d'où on tire les solutions pour les valeurs de la pression dans les réservoirs supérieur et inférieur, normalisées à l'impulsion de pression, sans dimension :

$$\frac{P_{sup}}{\delta P_0} = \frac{1}{1+B+C} + 2 \sum_{m=1}^{\infty} \left[\frac{\exp(-A\phi_m^2)(B+C^2\phi_m^2/B)}{[C^2\phi_m^4/B^2+(C^2B+C^2+C+B)\phi_m^2/B+(B^2+CB+B)]} \right]$$

$$\frac{P_{inf}}{\delta P_0} = \frac{1}{1+B+C} + 2 \sum_{m=1}^{\infty} \left[\frac{\exp(-A\phi_m^2)(B-C\phi_m^2/B)}{[C^2\phi_m^4/B^2+(C^2B+C^2+C+B)\phi_m^2/B+(B^2+CB+B)]} \cos\phi_m \right]$$

où ϕ_m sont les racines de l'équation $\tan \phi = \frac{(1+C)\phi}{C\phi^2/B - B}$

c) Solutions particulières

Hsieh *et al.* (1981) suggèrent une solution de l'équation pour laquelle $\beta_{\text{éch}}$ tend vers zéro, comme pour le granite de Westerly étudié par Brace *et al.* (1968). L'emménagement de l'échantillon ($\beta_{\text{éch}}$) est alors beaucoup plus faible que la capacité d'emménagement du réservoir supérieur B_{sup} , soit $\mathbf{B} \ll \mathbf{1}$, et on a :

$$\frac{P_{\text{sup}}}{\delta P_0} = \frac{1}{1+C} + \frac{C}{1+C} \exp\left[\frac{-AB(1+C)}{C}\right]$$

$$\frac{P_{\text{inf}}}{\delta P_0} = \frac{1}{1+C} - \frac{C}{1+C} \exp\left[\frac{-AB(1+C)}{C}\right]$$

où $AB = \frac{kt}{B_{\text{sup}}\eta L}$ et $\beta_{\text{éch}}$ n'apparaît plus.

Hsieh *et al.* (1981) calculent les solutions analytiques pour trois configurations expérimentales particulières :

- les capacités d'emménagement des réservoirs supérieur et inférieur sont identiques, $\mathbf{C} = \mathbf{1}$,

- la face inférieure de l'échantillon peut être assimilée à une barrière imperméable, soit $B_{\text{inf}} = 0$, on a $\mathbf{C} = \mathbf{0}$, et la solution de la pression normalisée dans le réservoir supérieur est :

$$\frac{P_{\text{sup}}}{\delta P_0} = \frac{1}{1+B} + 2 \sum_{m=1}^{\infty} \frac{\exp(-A\phi_m^2)}{[\phi_m^2/B+B+1]}$$

où ϕ_m sont les racines de l'équation $\tan \phi = -\frac{\phi}{B}$

- le volume du réservoir inférieur est beaucoup plus important que celui du réservoir supérieur, $B_{\text{inf}} \gg B_{\text{sup}}$, on a $\mathbf{C} = \infty$. Ceci implique que la modification de la pression dans le réservoir inférieur induite par la transmission de l'impulsion est négligeable. La solution de la pression normalisée dans le réservoir supérieur est :

$$\frac{P_{\text{sup}}}{\delta P_0} = 2 \sum_{m=1}^{\infty} \frac{\exp(-A\phi_m^2)}{[\phi_m^2/B+B+1]}$$

et ϕ_m sont les racines de l'équation $\tan \phi = \frac{B}{\phi}$

Nous présentons à la page suivante (figure II-7) les abaques calculés par Hsieh *et al.* (1981) pour ces trois configurations expérimentales particulières. Ils permettent de déterminer la perméabilité et l'emménagement de l'échantillon étudié par la méthode par écoulement transitoire suite à une impulsion de pression.

d) Détermination de la perméabilité et de la capacité d'emmagasinement par unité de volume à partir des abaques de Hsieh *et al.* (1981)

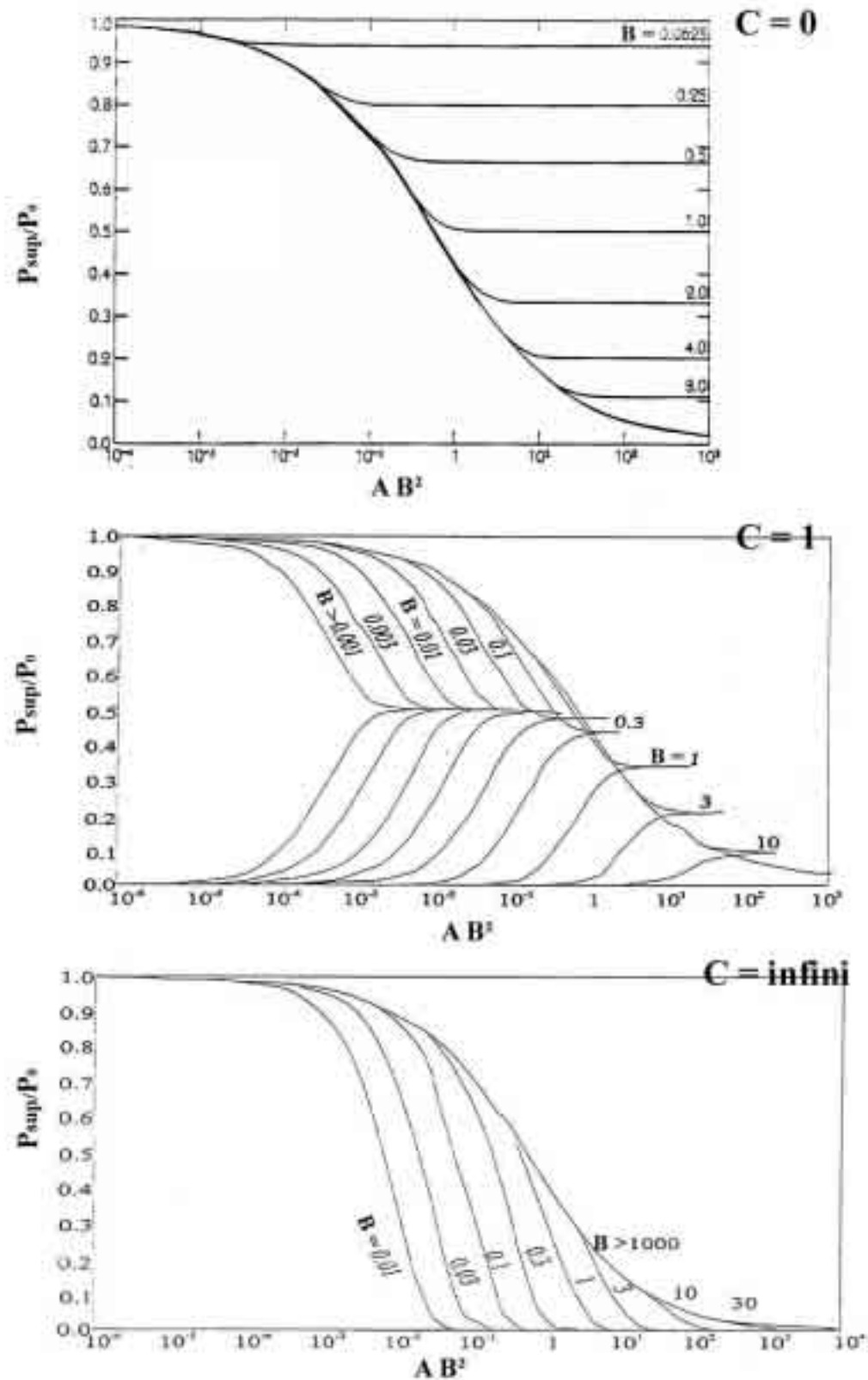


Figure II-7 : Valeurs de P_{sup}/P_0 et P_{inf}/P_0 en fonction de $AB^2 = [k\beta_{ech}A^2t] / B_{sup}^2$, pour différentes valeurs de $B = \beta_{ech} / B_{sup}$, et pour les cas particuliers où $C = 0$, $C = 1$ et $C = \infty$ (avec $C = B_{inf} / B_{sup}$) d'après Hsieh *et al.* (1981).

Les courbes théoriques de la page précédente sont calculées par Hsieh *et al.* (1981), à partir des solutions analytiques, pour différentes configurations expérimentales. En comparant les résultats de mesures expérimentales réalisées avec la méthode par écoulement transitoire suite à une impulsion de pression avec ces courbes théoriques, on obtient la perméabilité et l'emmagasinement de l'échantillon. Au cours d'une mesure expérimentale, on enregistre en continu la décroissance de la pression de pore dans le réservoir supérieur P_{sup} , en fonction du temps. Connaissant la valeur de l'impulsion de pression δP_0 , on peut tracer $P_{sup} / \delta P_0$ en fonction du logarithme du temps. On fait coïncider les courbes théoriques et expérimentales associées à une valeur de B et on déduit graphiquement les valeurs correspondantes du temps t et de AB^2 . On peut alors calculer k à partir de la formule suivante :

$$AB^2 = k \beta_{éch} \frac{t S^2}{\eta B_{sup}^2}$$

et on détermine $\beta_{éch}$ à partir de B avec $B = \frac{\beta_{éch} SL}{B_{sup}}$

Du fait de la difficulté de mise en œuvre et des erreurs potentielles inhérentes à toute détermination graphique, des programmes informatiques permettant la comparaison des résultats expérimentaux avec les valeurs théoriques tirées des équations de Hsieh *et al.* (1981) ont été développés par plusieurs auteurs (Keaney, 1998 ; Escoffier, 2002).

II.5 La méthode "harmonique" par écoulement alternatif sinusoïdal ("oscillating pore pressure" technique)

II.5.1 Principe

La mise en œuvre de la méthode "harmonique" repose sur la circulation d'une onde de pression dans le milieu poreux. Cette méthode peut potentiellement apporter des informations sur la proportion de l'espace poreux qui contribue essentiellement à l'emmagasinement des fluides, et notamment sur les tailles d'accès de ces pores particuliers (Stewart *et al.*, 1961). Elle a été développée pour l'analyse de la perméabilité dans les sondages par le Pr. Jouanna (Jouanna & Fras, 1979 ; Jouanna, 1991, 1992). Indépendamment, la technique d'oscillation de pression de pore pour l'étude de la perméabilité en laboratoire fut introduite dans la littérature des Sciences de la Terre simultanément par Kranz *et al.* (1990) et Fischer & Paterson (Fischer & Paterson, 1988 ; Fischer, 1992a ; Fischer & Paterson, 1992b).

La méthode "harmonique" est basée sur la mesure de l'atténuation et du déphasage d'une onde de pression de pore sinusoïdale après sa circulation à travers l'échantillon (Fischer & Paterson, 1988 ; Kranz *et al.*, 1990 ; Fischer, 1992a ; Fischer & Paterson, 1992b). On crée dans le réservoir supérieur une onde de pression sinusoïdale dont on contrôle l'amplitude et la période, et on mesure la pression en fonction du temps simultanément dans les réservoirs inférieur et supérieur. La pression enregistrée dans le réservoir situé après l'échantillon a la forme d'une oscillation sinusoïdale, atténuée et déphasée par rapport à l'onde de départ (figure II-8). A partir du rapport des amplitudes et du déphasage des deux ondes, on peut calculer la perméabilité k et l'emmagasinement $\beta_{\text{éch}}$ de l'échantillon de roche étudié. Grâce à un traitement du signal par transformées de Fourier, on obtient un rapport signal / bruit très élevé, ce qui permet d'améliorer la qualité des résultats ou de s'affranchir des erreurs liées à la présence de légères fuites ou à des variations de la température. De plus, en effectuant des mesures pour différentes fréquences, on apporte une contrainte supplémentaire sur la microstructure de la roche.

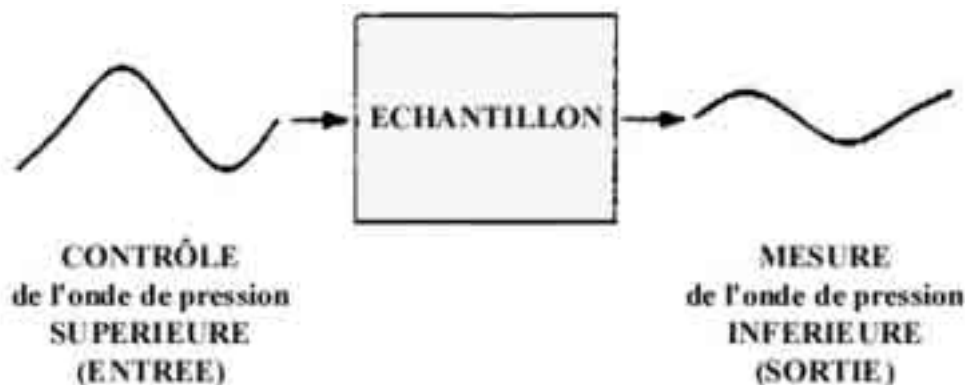


Figure II-8 : Principe de la mesure de la perméabilité et de l'emmagasinement d'un échantillon de roche en laboratoire par la méthode harmonique, d'après Kranz *et al.* (1990). L'onde de pression dans le réservoir supérieur est contrôlée avec une certaine amplitude et une certaine période. Après sa circulation dans l'échantillon, l'onde résultante mesurée dans le réservoir inférieur présente une amplitude réduite et un déphasage par rapport à l'onde incidente. Le déphasage et le rapport des amplitudes fournissent des informations sur les propriétés hydrauliques de la roche.

II.5.2 Formulation mathématique

La méthode "harmonique" est basée sur la mesure de l'atténuation et du déphasage de l'oscillation sinusoïdale d'une onde de pression fluide lorsqu'elle se propage à travers un échantillon. Les approches analytiques de Kranz *et al.* (1990) et Fischer (1992a) sont

sensiblement les mêmes et conduisent à des valeurs de perméabilité (k) et de l'emmagasinement ($\beta_{\text{éch}}$) identiques (Faulkner, 1997).

L'atténuation et le déphasage de l'onde de pression résultante sont des fonctions des paramètres suivants :

- les paramètres expérimentaux dont on connaît les valeurs ou que l'on obtient par mesures :

la longueur de l'échantillon, L , en (m)

la section de l'échantillon, S , en (m^2)

la période des oscillations de l'onde de pression fluide imposée, T , en (s)

la viscosité dynamique du fluide de pore, η , en ($\text{Pa}\cdot\text{s}$)

la capacité d'emmagasinement du réservoir inférieur, B_d , en ($\text{m}^3\cdot\text{Pa}^{-1}$)

- les propriétés de l'échantillon que l'on cherche à déterminer, à savoir :

la perméabilité k , en (m^2)

l'emmagasinement de l'échantillon, $\beta_{\text{éch}}$, en (Pa^{-1})

La pression est initialement à l'équilibre ("nulle") partout. On impose une onde de pression sinusoïdale P_{sup} d'amplitude P et de période T sur la face supérieure de l'échantillon ($x = L$) et on laisse s'établir librement un transfert linéaire de la pression depuis la face inférieure de l'échantillon ($x = 0$) vers un réservoir de capacité d'emmagasinement connu et dans lequel la pression P_{inf} est enregistrée. A un instant t après le début de l'expérience, la valeur de la pression de pore à une position x dans l'échantillon (où x est la distance depuis la face inférieure de l'échantillon) est donnée par :

$$\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} - \frac{\eta \beta_{\text{éch}}}{k} \frac{\partial P}{\partial t} = 0 \quad \text{pour } 0 < x < L \text{ et } t > 0$$

Pour cette méthode, la pression de pore varie en continu tout au long de la mesure. On considère donc un régime quasi stationnaire. La solution mathématique du problème pour les conditions aux limites précédentes se décompose en un terme stationnaire et un terme transitoire (Fischer, 1992a). La valeur du terme stationnaire de la pression à la sortie de l'échantillon est :

$$P_{\text{inf}} = \alpha P \sin(\omega t - \theta)$$

où ω est la fréquence de l'oscillation avec $\omega = 2\pi / T$, avec T la période de l'oscillation en (s), α est le rapport des amplitudes des oscillations de la pression inférieure et supérieure, θ le déphasage entre les oscillations de pression supérieure et inférieure, en radians, avec le déphasage δ en cycles donné par $\delta = \theta / 2\pi + n / 2$ n étant un entier.

Les seules inconnues de l'équation précédente sont α et θ . D'après la résolution mathématique de Fischer (1992a) et Kranz *et al.* (1990), elles peuvent être reliées à la perméabilité k et à la capacité de stockage $\beta_{\text{éch}}$ de l'échantillon par le module α et l'argument θ du même nombre complexe :

$$\frac{v(1+i) \cosh[vx(1+i)] + \frac{B_d i \omega \eta}{kS} \sinh[vx(1+i)]}{v(1+i) \cosh[vL(1+i)] + \frac{B_d i \omega \eta}{kS} \sinh[vL(1+i)]}$$

avec
$$v = \sqrt{\frac{\beta_{\text{éch}} \pi \eta}{Tk}}$$

On définit deux paramètres que l'on déterminera graphiquement, γ (gamma) et ψ (psi), tels que :

$$\gamma = \frac{B_d}{SL\beta_{\text{éch}}}$$

$$\psi = L \left(\frac{\pi \eta \beta_{\text{éch}}}{Tk} \right)^{1/2}$$

soit :
$$\alpha = |R(\gamma, \psi)| = \left| \frac{1}{\cosh[\psi(1+i)] + \gamma \psi(1+i) \sinh[\psi(1+i)]} \right|$$

$$\theta = \arg[R(\gamma, \psi)] = \arg \left(\frac{1}{\cosh[\psi(1+i)] + \gamma \psi(1+i) \sinh[\psi(1+i)]} \right)$$

si $X_D = \cosh \psi \cos \psi + \gamma \psi (\sinh \psi \cos \psi - \cosh \psi \sin \psi)$

$Y_D = \sinh \psi \sin \psi + \gamma \psi (\cosh \psi \sin \psi + \sinh \psi \cos \psi)$

et $A = X_D^2 + Y_D^2$

alors
$$\alpha = \sqrt{(X_D/A)^2 + (-Y_D/A)^2}$$

et
$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{-Y_D}{X_D} \right)$$

II.5.3 Résolution

Faulkner (1997 ; Faulkner & Rutter, 2000) adopte une méthode particulière pour déterminer γ et ψ . A partir des équations précédentes, il propose une écriture de α et γ en fonction de ψ et de θ . On détermine expérimentalement les valeurs du rapport des amplitudes α et du déphasage θ . La seule inconnue qui reste est alors la valeur de ψ . On ne peut pas exprimer ψ directement, c'est pourquoi on procède par itérations successives afin de déterminer la valeur de ψ . On en déduit alors une valeur de α calculée à partir de ψ .

Pour cela, on regroupe tout d'abord tous les termes contenant ψ sous quatre variables P , Q , R et S . On a alors :

$$X_D = P + \gamma Q$$

et

$$Y_D = R + \gamma S$$

où

$$P = \cosh \psi \cos \psi$$

$$Q = \psi (\sinh \psi \cos \psi - \cosh \psi \sin \psi)$$

$$R = \sinh \psi \sin \psi$$

$$S = \psi (\cosh \psi \sin \psi - \sinh \psi \cos \psi)$$

On obtient

$$\gamma = \frac{R + P \tan \theta}{S + Q \tan \theta} \quad (*)$$

et γ est forcément positif puisqu'il est défini comme le produit de deux capacités d'emménagement (la capacité d'emménagement du réservoir inférieur et la capacité d'emménagement par unité de volume de l'échantillon). En mesurant expérimentalement la valeur de θ (en radians), on peut ensuite calculer γ .

En substituant P , Q , R , S , et la valeur absolue de γ dans l'équation de α , on obtient :

$$\alpha = \frac{1}{\sqrt{(P + \gamma Q)^2 + (R + \gamma S)^2}} \quad (**)$$

où α ne dépend plus que de ψ et de θ .

On peut résoudre cette équation en calculant ψ par itérations jusqu'à ce qu'on trouve une valeur de ψ qui satisfasse simultanément aux deux conditions suivantes :

- que la valeur de α calculée avec l'équation (**) soit la plus proche possible du rapport des amplitudes α mesuré expérimentalement
- que la valeur de γ recalculée à partir de l'équation (*) avec la valeur de ψ précédente conduise à une valeur de θ cohérente avec la valeur mesurée expérimentalement.

On peut alors calculer la perméabilité k , l'emmagasinement $\beta_{\text{éch}}$ et la diffusivité D à partir des valeurs de γ et ψ avec :

$$k = \left(\frac{\pi \eta B_d L}{T S \psi 2 \gamma} \right)$$

$$\beta_c = \frac{B_d}{\gamma S L}$$

$$D = \left(\frac{\pi L^2}{T \psi 2} \right)$$

II.5.4 Détermination des erreurs

Graphiquement, la détermination des paramètres γ et ψ en fonction du rapport des amplitudes α et du déphasage θ des ondes de pression dans les réservoirs supérieur et inférieur est représentée par la figure II-9 (Fischer & Paterson, 1992b).

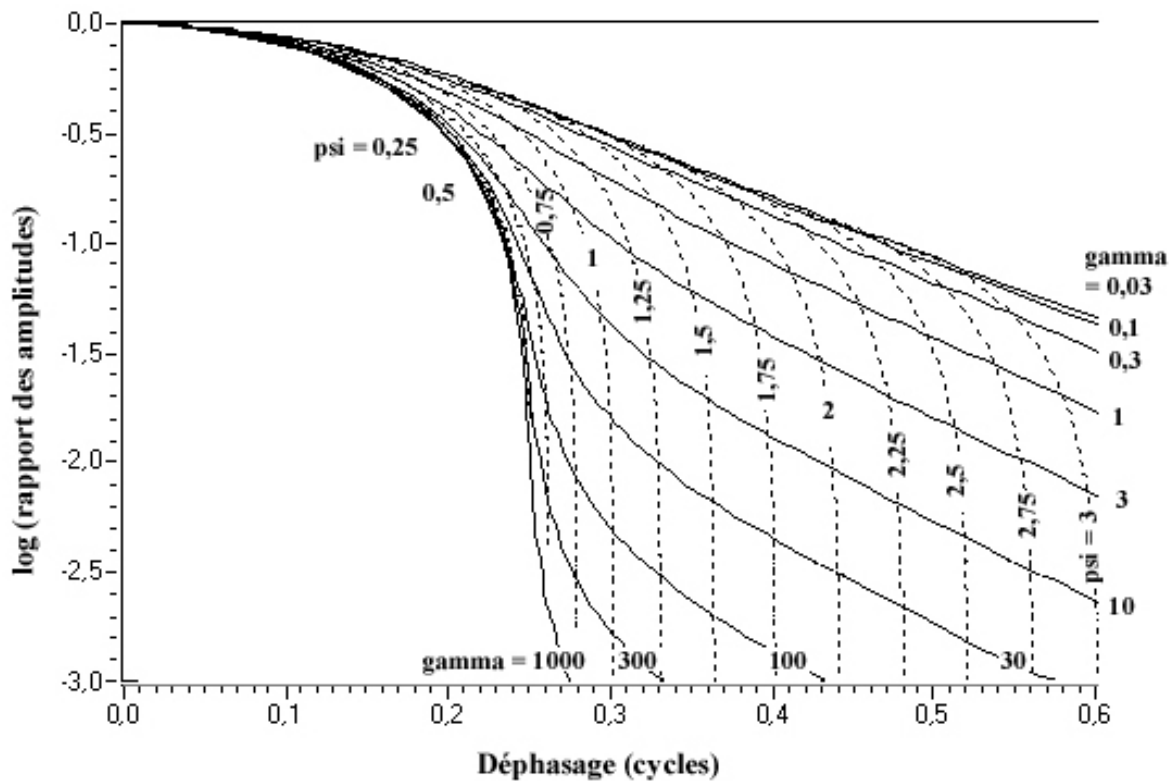


Figure II-9 : Graphe montrant les valeurs des paramètres γ et ψ en fonction du rapport des amplitudes α et du déphasage θ , d'après Fischer & Paterson (1992b).

L'incertitude sur les résultats de la perméabilité et de l'emmagasinement de l'échantillon étudié découle directement de l'erreur sur l'estimation des paramètres γ et ψ . Elle est fonction de la gamme des valeurs du rapport des amplitudes α et du déphasage θ , et peut

être évaluée pour des conditions expérimentales données (figure II-10 ; Faulkner, 1997 ; Faulkner & Rutter, 2000).

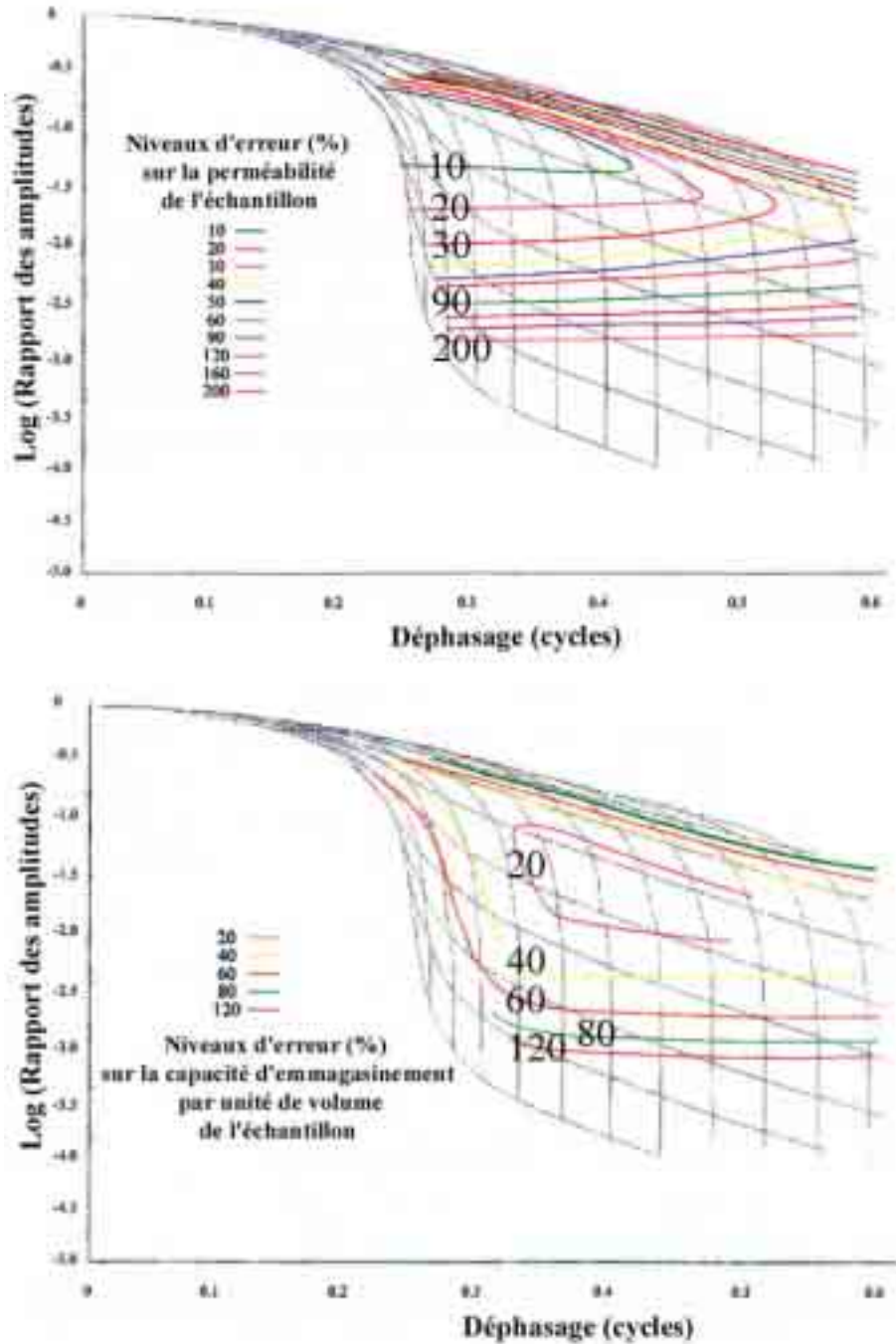


Figure II-10 : Contours des différents niveaux d'incertitude sur les résultats de a) la perméabilité et b) l'emmagasinement de l'échantillon représentés en fonction des valeurs des paramètres γ et ψ , et en fonction des valeurs du rapport des amplitudes α et du déphasage θ , pour des conditions expérimentales données ($T = 250s$, $h = 4,1.10^6 Pa.s$, $Bd = 1,52.10^{14} m^3.Pa^{-1}$, $L = 30 mm$, $S = 3,14.10^4 mm^2$), d'après Faulkner (1997).

II.6 Facteurs de variations de la perméabilité en laboratoire

II.6.1 Introduction

De nombreux facteurs affectent la géométrie de l'espace poreux et à travers sa connectivité, la perméabilité des roches. L'application de contraintes lithostatiques et tectoniques, les variations de la pression de pore et de la température, les processus chimiques sont susceptibles de créer ou de détruire l'espace poreux, et de modifier la perméabilité. En recréant en laboratoire des processus inspirés des processus naturels, il est possible de mieux en appréhender les effets.

II.6.2 Perméabilité des roches

La perméabilité des matériaux géologiques varie de 15 ordres de grandeur, depuis des valeurs de l'ordre de 10^{-10} m² (100 darcys) pour les grès, à des valeurs aussi faibles que 10^{-24} m² (0,001 nanodarcys) dans les argiles. Même à l'intérieur d'une même formation, on peut observer des variations de la perméabilité de plusieurs ordres de grandeur. Dans le granite, par exemple, la perméabilité peut varier de 10^{-17} à 10^{-23} m². Brace (1980) présente la gamme des perméabilités mesurées sur des échantillons de différentes roches en laboratoire (figure II-11).

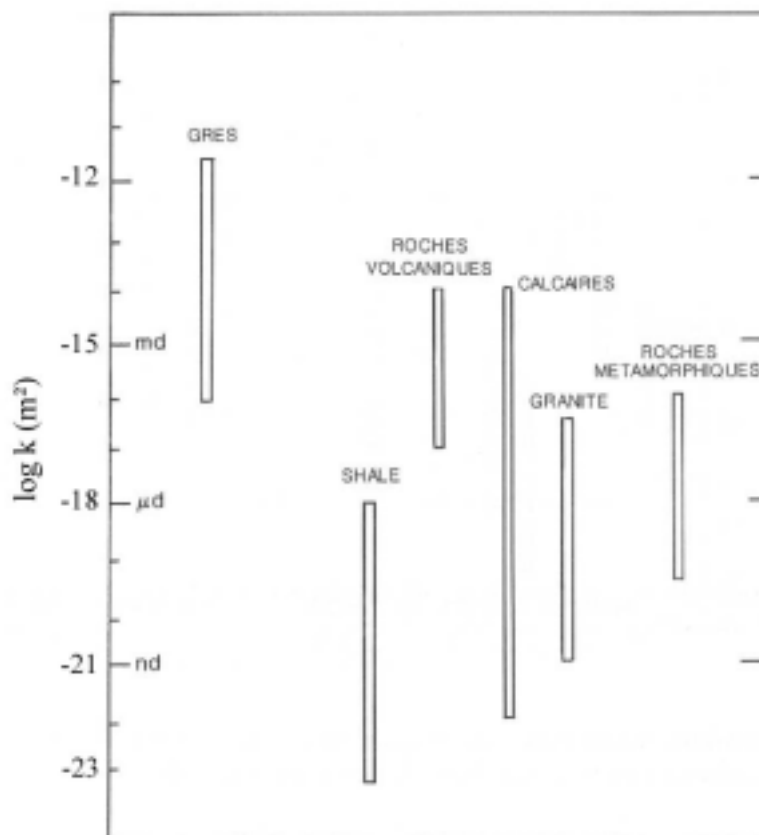


Figure II-11 : Ordres de grandeur des perméabilités des roches mesurées en laboratoire, pour une pression hydrostatique < 10 Mpa, et une température $T = 25$ °C, d'après Brace (1980).

II.6.3 Perméabilité et pression effective

La notion de pression effective a été introduite dans le cadre de la théorie de la poroélasticité. Elle permet d'incorporer de manière synthétique le rôle joué par l'environnement in situ (pression de confinement P_c) et celui joué par les fluides (pression de pore P_p). La pression de pore en un point du milieu est définie comme la pression d'un réservoir fictif de fluide en équilibre avec l'élément considéré (figure II-12).

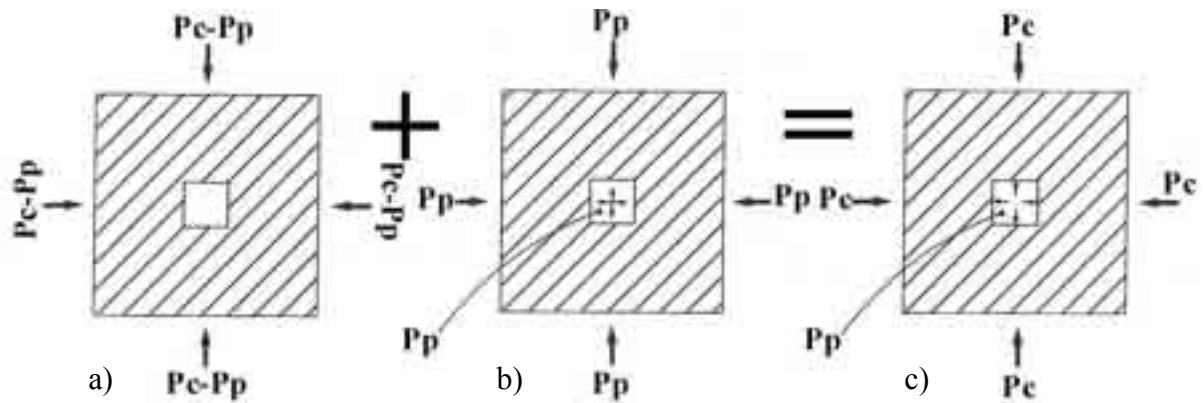


Figure II-12 : Solide soumis à une pression hydrostatique P_c et à une pression de pore P_p : l'état de contrainte du solide c) est obtenu par superposition de a) une pression ($P_c - P_p$) appliquée à l'extérieur du solide et de b) une pression P_p appliquée à l'extérieur du solide et à l'intérieur de chaque pore, d'après Guéguen & Palciauskas (1992).

On peut exprimer la pression effective sous la forme suivante :

$$P_{\text{eff}} = P_c - \alpha P_p$$

où α est le coefficient de pression effective. Cette loi reflète le caractère antagoniste de la pression de confinement et de la pression de pore sur la déformation des roches. Elle a été formulée par Geerstma, (1957) et Skempton (1961). Nur & Byerlee (1971) et Berryman (1992a,1992b) montrent que :

$$\alpha = 1 - K / K_s$$

où K_s est le module d'incompressibilité de la roche sans pore et K celui du "squelette", soit de la roche avec pores.

On peut définir la pression effective P_{eff} comme étant la pression de confinement qui, appliquée seule (pour une pression de pore nulle), conduirait à la même valeur de la perméabilité (Bernabé, 1986 ; 1987). Cela revient à dire qu'une variation de la pression de confinement d'une certaine valeur δP_c est compensée par une variation de la pression de pore d'une valeur $\delta P_c / \alpha$. La loi de pression effective est spécifique à chaque propriété physique étudiée (Darot & Reuschlé, 2000). Pour la perméabilité, Bernabé (1986) montre que l'on a :

$$\alpha = \frac{\left(\frac{\partial k}{\partial P_c}\right)_{P_p \text{ constante}}}{\left(\frac{\partial k}{\partial P_p}\right)_{P_c \text{ constante}}}$$

En général, la loi de pression effective relative à la perméabilité des roches doit être déterminée expérimentalement. Pour cela, on trace les courbes des iso-valeurs de la perméabilité k dans un graphe P_c en fonction de P_p . Les pentes des tangentes à ces courbes donnent les valeurs du coefficient α .

Le coefficient α peut varier en fonction des conditions dans lesquelles il est mesuré (David & Darot, 1989). On distingue trois cas de figure (figure II-13) : $\alpha = 1$, α constant est différent de 1, et α varie en fonction de la pression.

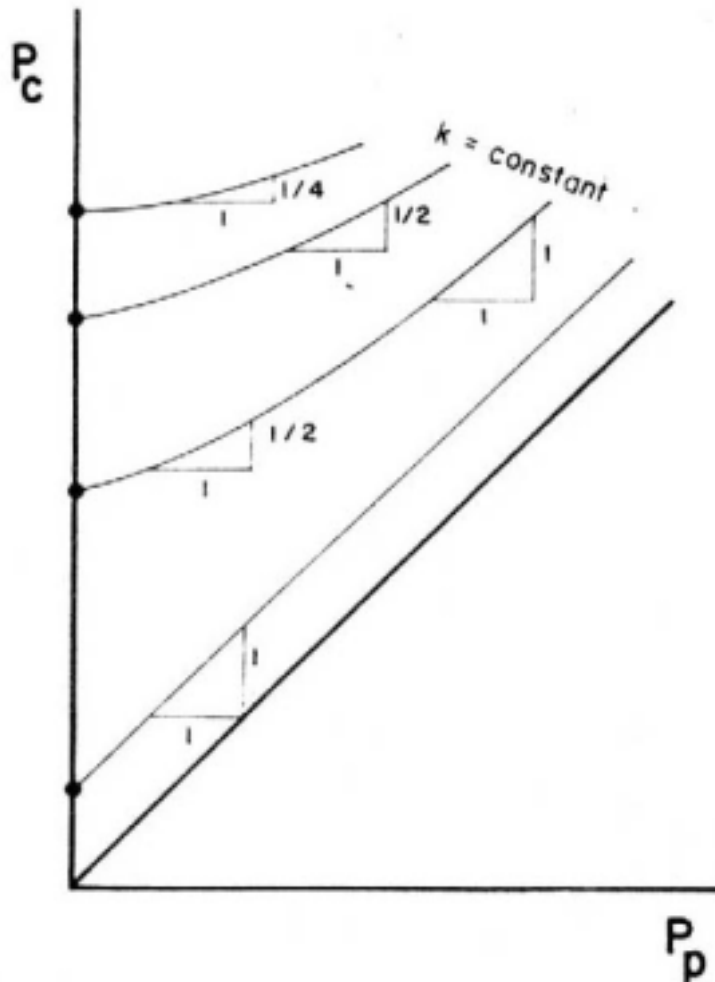


Figure II-13 : Détermination du paramètre α de la loi de pression effective à partir des courbes hypothétiques d'iso valeurs de la perméabilité k en fonction de la pression de confinement P_c et de la pression de pore P_p , d'après Bernabé (1987).

On peut observer une décroissance de α avec l'augmentation de la pression de confinement (Bernabé, 1986). Ceci peut s'expliquer par un passage progressif d'un régime de fermeture élastique des fissures à un régime dominé par l'indentation des aspérités des fissures (Kranz *et al.*, 1979 ; Walsh, 1981 ; Bernabé, 1986). Lorsque la pression augmente, elle tend à refermer les fissures, les aspérités situées à leur surface vont alors être mises en contact. On transforme une fissure unique à faible facteur de forme en un groupe de fissures coplanaires connectées, dont le facteur de forme est plus grand, et qui sont donc moins sensibles à la pression de confinement (figure II-14).

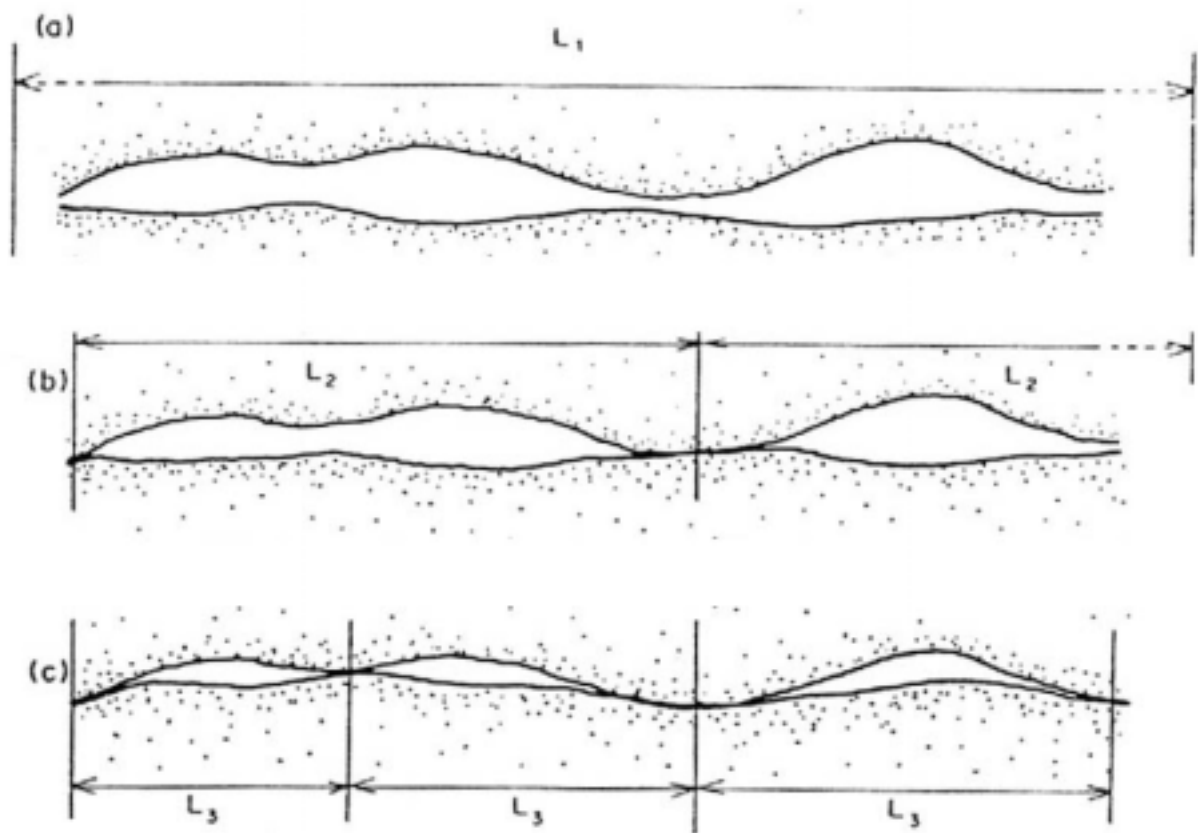
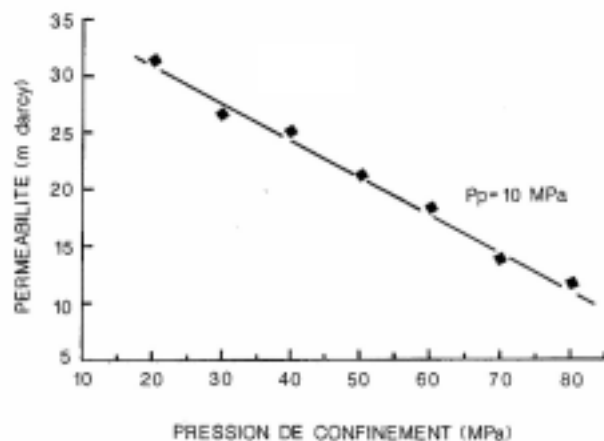


Figure II-14 : Fermeture progressive des fissures sous l'effet de l'augmentation de la pression effective, mise en contact des aspérités et modification du facteur de forme local des fissures, d'après Bernabé (1986).

La plupart des études réalisées sur l'établissement de la loi de pression effective conduisent à des valeurs de α variables (Morrow *et al.*, 1986 ; David *et al.*, 1993 ; Darot & Reuschlé, 2000). Lorsque les effets de l'application des pressions de pore et de confinement se compensent exactement, on a $\alpha = 1$ et $P_{\text{eff}} = P_c - P_p$. On parle de pression différentielle pour la distinguer du cas général.

II.6.4 Perméabilité et pression de confinement

En laboratoire, on peut reproduire la pression lithostatique moyenne à laquelle sont soumises les roches in situ sous la forme d'une pression hydrostatique dans une cellule de pression. Le milieu de confinement est constitué en général par un liquide (huile ou eau) ou un gaz (David, 1991). On observe une forte décroissance de la perméabilité lorsque l'on augmente la pression de confinement. Ceci correspond à une fermeture progressive des pores connectés d'où une réduction de la perméabilité. On constate une différence de comportement selon que l'espace poreux est composé exclusivement de pores isotropes ou "équants" (facteur de forme élevé) ou que la circulation des fluides est assurée par des fissures inter ou intra-granulaires (figure II-15). Pour une porosité de fissures, l'effet de l'augmentation de la pression de confinement sur la diminution de la perméabilité est plus marqué que pour les pores isotropes. Au-delà d'une certaine valeur de la pression de confinement, la perméabilité tend vers une valeur limite. Dans ce cas, la rugosité de surface des fissures s'oppose à leur fermeture complète, assurant ainsi une connectivité minimale. D'une manière générale, plus le facteur de forme des pores est faible, plus le milieu est déformable, plus la perméabilité sera sensible aux variations de pression. On observe souvent une décroissance exponentielle de la perméabilité avec l'application de la pression de confinement (Riepe *et al.*, 1983 ; Rice, 1992). L'ampleur de la variation de la perméabilité avec la pression de confinement dépend essentiellement des propriétés du réseau poreux. Cependant, d'autres paramètres peuvent également intervenir, comme la consolidation de la roche ou la présence de minéraux argileux (Marion *et al.*, 1989).



k de $32 \cdot 10^{-15}$
à $5 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2$

a)

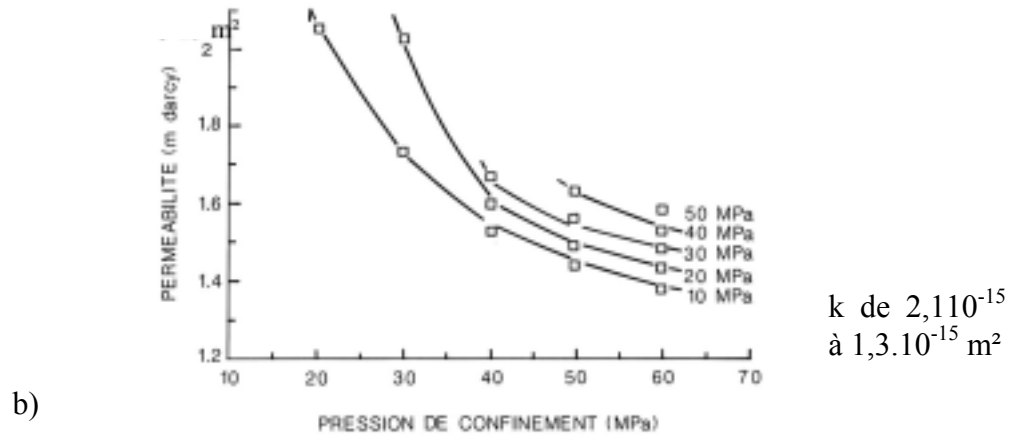


Figure II-15 : Evolution de la perméabilité en fonction de la pression de confinement pour différentes pressions de pore d'un échantillon de grès de Fontainebleau a) de porosité 12 %, pores équants, b) de porosité 6 %, pores équants et porosité de joints de grains, d'après David & Darot (1989) et David et al. (1993). L'échelle est dilatée dans le deuxième graphe par rapport au premier.

II.6.5 Cycles de pression et hystérésis

Lorsque l'on fait subir à la roche plusieurs cycles au cours desquels on applique des pressions de confinement de même ordre, on constate une irréversibilité de la fermeture du réseau poreux, qui se traduit sous la forme d'une hystérésis dans les résultats de perméabilité (Morrow *et al.*, 1986 ; Bernabé, 1987 ; Darot & Reuschlé, 2000). Selon les minéraux concernés, ces effets peuvent être très forts, comme pour les micas (Faulkner, 1997, 1998).

II.6.6 Perméabilité et profondeur de prélèvement des échantillons

L'effet de la pression appliquée est différent selon que l'on étudie des échantillons prélevés en surface (roches de carrière) ou en profondeur (roches de forage). La perméabilité des échantillons provenant de forages profonds décroît beaucoup plus fortement avec l'application de la pression de confinement que celle des roches prélevées en surface (figure II-16). La différence de comportement observée dans le cas de roches de surface (figure II-17) peut être expliquée par la présence de produits d'altération dans les pores et les fissures qui inhibent leur fermeture (Morrow & Lockner, 1994b). On ne peut vraisemblablement pas extrapoler en profondeur les résultats de perméabilité obtenus sur les roches de surface. La perméabilité matricielle des roches en profondeur est extrêmement faible du fait de la succession d'épisodes de cicatrisation hydrothermale. La circulation des fluides en profondeur in-situ se fait préférentiellement le long de discontinuités à plus grande échelle. Pour les échantillons prélevés en forage, la mesure en laboratoire peut être affectée par la présence de

fissures secondaires liées à une relaxation des contraintes et à des effets thermiques. Plus la profondeur de prélèvement des échantillons est grande, plus la fissuration peut être importante (cas du forage de l'Illinois, figure II-16, où les roches les plus profondes présentent les perméabilités les plus fortes). Ces effets concernent plus particulièrement les roches contenant des minéraux de quartz. Ces fissures secondaires peuvent être difficiles à refermer par l'application de la pression de confinement et laissent circuler les fluides. La perméabilité mesurée en laboratoire sur ces échantillons ne reflète alors pas non plus les valeurs in-situ (Morrow, 1999).

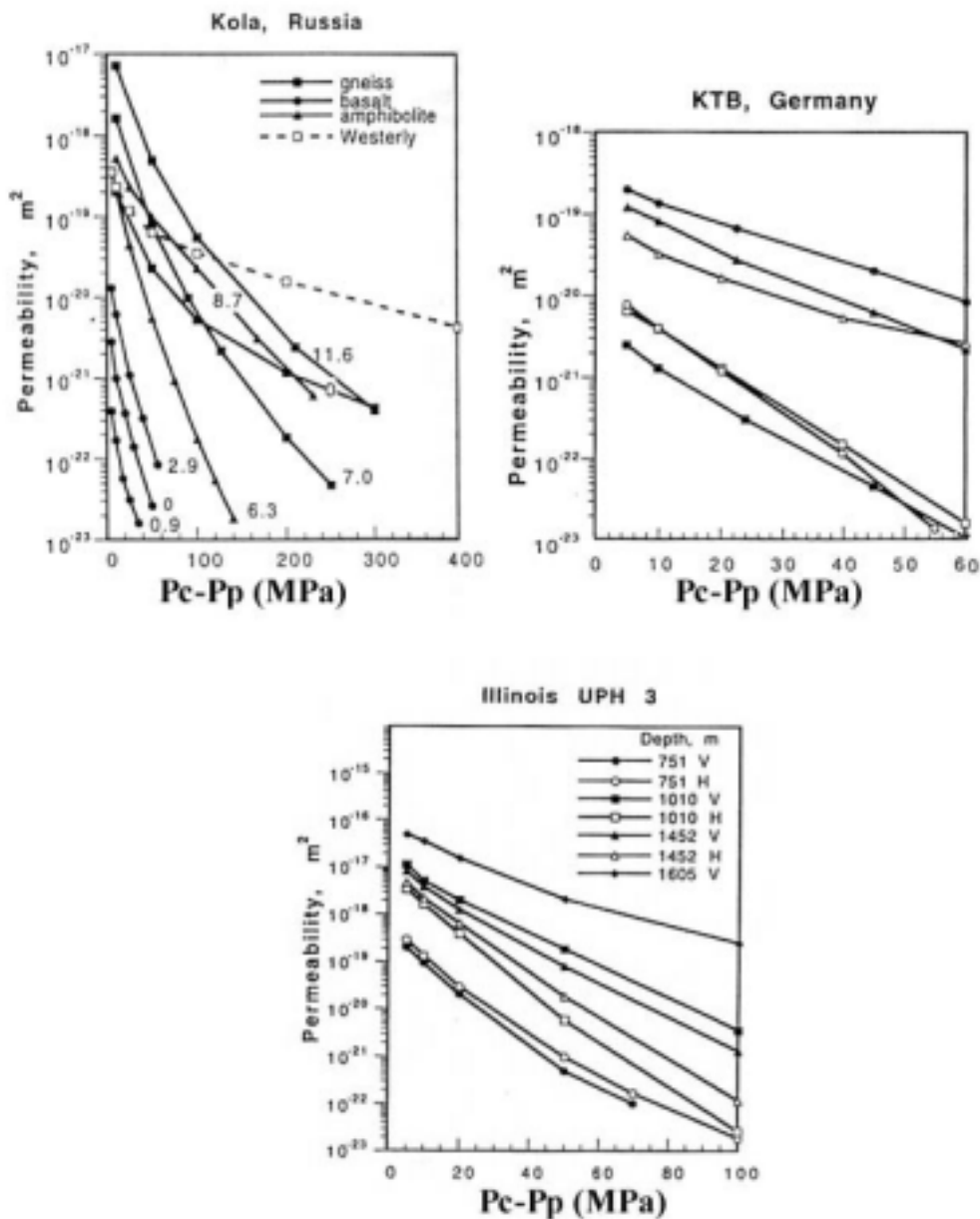
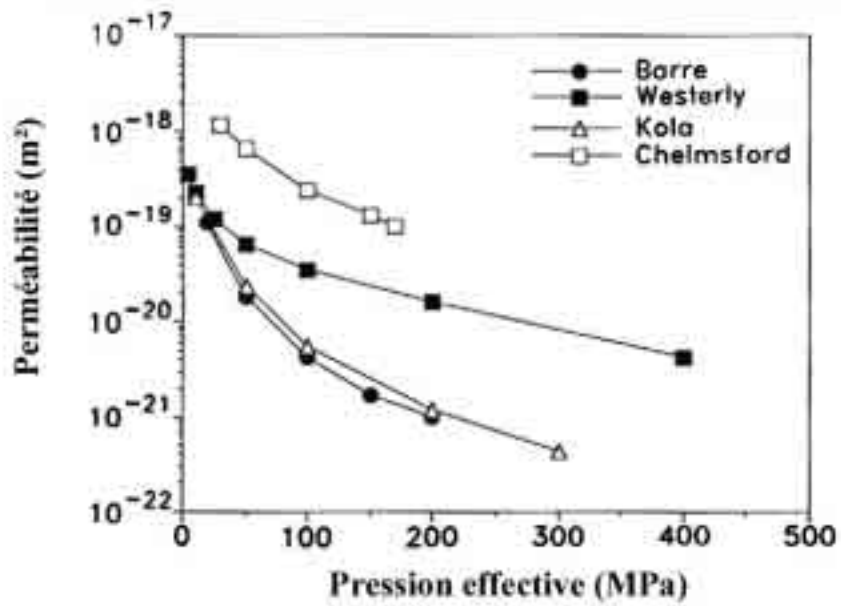
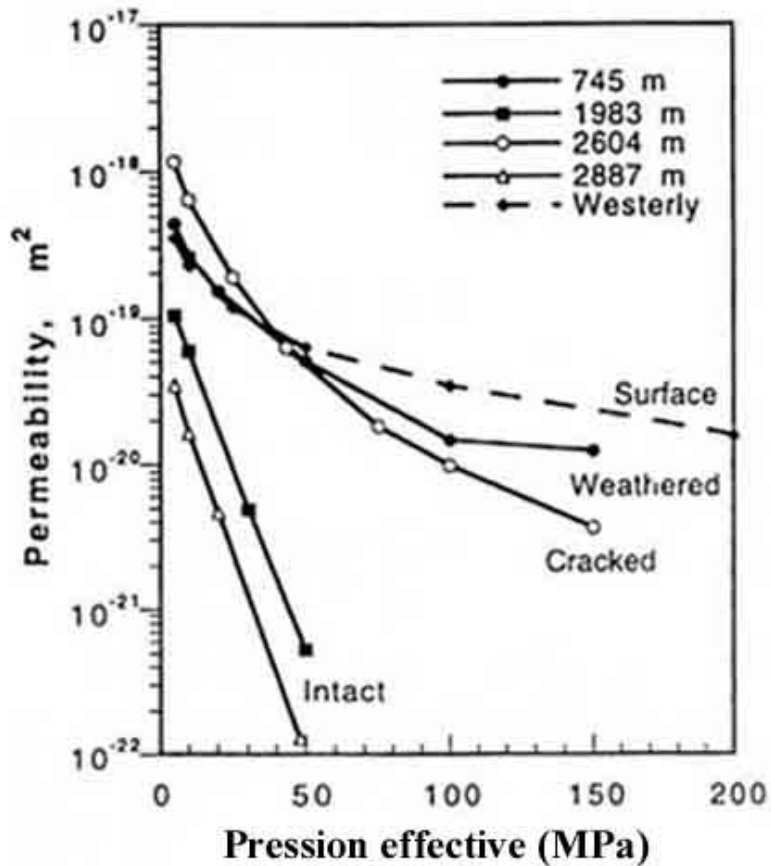


Figure II-16 : Perméabilité en fonction de la différence de pression $P_c - P_p$ (P_p fixée et augmentation progressive de P_c) pour des échantillons provenant des forages de Kola (Russie), KTB (Allemagne) (Morrow et al., 1994a) et de l'Illinois (Morrow & Lockner, 1997).



a)



b)

Figure II-17 : Perméabilité en fonction de la différence de pression ($P_c - P_p$) a) pour quelques granites standards à l'affleurement (carrières), d'après Morrow & Lockner (1994b) (granite de Barre), Brace et al. (1968) (granite de Westerly), Bernabé (1986) (granite de Chelmsford), et Morrow et al. (1994a) (gneiss à la surface du forage de Kola, Russie). b) comparaison de l'évolution de la perméabilité en fonction de la pression effective entre des échantillons de forage (Cajon Pass, Morrow & Byerlee (1992)) non altérés et des échantillons du même forage fissurés et altérés (Morrow & Lockner, 1994b) ou des échantillons de surface (granite de Westerly, Brace et al. (1968)).

II.6.7 Perméabilité et pression de pore

L'application d'une pression de pore au sein du réseau de la roche conduit à un effet opposé à celui de la pression de confinement. La pression s'exerçant à l'intérieur de la roche, elle a tendance à dilater l'espace poreux et à augmenter la connectivité de celui-ci. L'application d'une pression de pore conduit donc à une augmentation de la perméabilité (figure II-18).

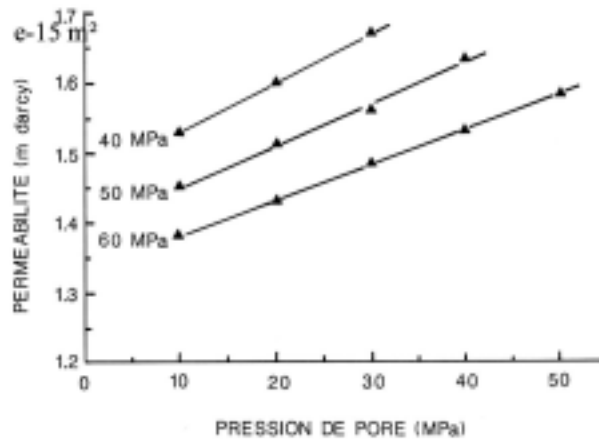


Figure II-18 : Influence des variations de la pression de pore sur la perméabilité d'un échantillon de grès de Fontainebleau de porosité 6 %, pores isotropes et porosité de joints de grains, d'après David & Darot (1989) et David *et al.* (1993)

II.6.8 Perméabilité et température

L'augmentation de la température au sein d'une roche résultant de la présence de déchets nucléaires radioactifs, d'intrusions magmatiques ou de systèmes hydrothermaux peut générer localement des contraintes anisotropes suffisantes pour entraîner une microfissuration thermique ou accroître l'ouverture de fissures présentes dans la roche. Ces effets résultent soit d'une dilatation différentielle des minéraux, soit de l'existence d'un fort gradient de température. Ils conduisent à un accroissement de la perméabilité (Fredrich & Wong, 1986), mais pas forcément à une augmentation de la porosité connectée (Zhang *et al.*, 2001a).

Un effet inverse de la température provoque une diminution de la perméabilité par dissolution-re cristallisation, conduisant à une cicatrisation des fissures et à une cimentation progressive de la roche (Fredrich *et al.*, 1989).

II.7 Mesures particulières

II.7.1 Perméabilité au gaz

La mesure de la perméabilité par l'écoulement d'un gaz (hélium, air, azote,...) présente de nombreux avantages. Elle est plus rapide, il n'y a pas d'interactions du gaz avec le milieu poreux et donc pas de modification de celui-ci du fait de la mesure. Cependant, cette mesure n'est réellement représentative que de la circulation du gaz dans le milieu considéré, et non de tous les fluides, en particulier de l'eau. Lorsque l'on souhaite étudier la circulation de l'eau au sens strict, il faut tenir compte d'un certain nombre de paramètres. Ainsi, la loi de Darcy étant valide uniquement dans le cas de fluides incompressibles, la mesure de la perméabilité d'un milieu poreux doit être corrigée en prenant en compte la compressibilité du gaz. On doit ainsi corriger les résultats de perméabilité des effets d'inertie (effets de Forcheimer) lorsque le débit du gaz est trop important, i.e. le flux n'est plus laminaire. A débit faible, on doit corriger les résultats des effets moléculaires (effets de Klinkenberg) dus au glissement des particules gazeuses le long des parois du réseau poreux, alors que dans le cas de mesures effectuées à l'eau il y a création d'une pellicule de molécules d'eau piégées au contact du solide.

II.7.2 Mesure de l'anisotropie de perméabilité

Les propriétés anisotropes de la roche (organisation spatiale des minéraux suivant un plan de foliation et/ou une direction de linéation, schistosité des roches métamorphiques,...) et du réseau poreux (fissuration suivant une orientation préférentielle), d'origine tectonique ou thermique, entraînent une variation plus ou moins marquée des propriétés macroscopiques en fonction de la direction de mesure. Lorsque l'on cherche à déterminer l'anisotropie de perméabilité dans un milieu poreux, on sélectionne les échantillons de manière à refléter le mieux possible l'anisotropie de microstructure. Conditionnée par l'appareillage, la mesure de la perméabilité est en effet généralement effectuée suivant une direction de circulation. Les échantillons sont ainsi orientés parallèlement et perpendiculairement aux structures les plus visibles, telles que la stratification ou la foliation. On utilise alors la forme scalaire de la loi de Darcy pour déterminer la valeur de la perméabilité.

Certains auteurs émettent des réserves sur la réalité de ce type de mesure pour déterminer correctement l'anisotropie de perméabilité dans les roches anisotropes et proposent des techniques de mesure plus complètes mais aussi plus complexes (Bear, 1972 ; Bernabé, 1992 ; Bieber *et al.*, 1996 ; Renard *et al.*, 2001).

II.7.3 Perméabilité et minéraux argileux

Les minéraux argileux se présentent sous la forme de feuillets dont l'épaisseur est négligeable devant leur longueur, avec une organisation planaire, et peuvent induire une anisotropie de perméabilité non négligeable. L'anisotropie de perméabilité peut être attribuée à la tortuosité induite par la forme des particules (figure II-19 ; Arch & Maltman, 1990) ou par la création de niveaux de perméabilités différentes dans la roche (Faulkner, 1997). D'autre part, certains minéraux argileux ont la propriété de gonfler lorsqu'ils sont en contact avec de l'eau. Différents travaux ont été réalisés sur la perméabilité des roches argileuses ou contenant des minéraux argileux : étude de sédiments argileux (Arch & Maltman, 1990), de gouges de failles (Faulkner, 1997 ; Géraud *et al.*, 1998 ; Zhang *et al.*, 2001b), d'argiles (Dewhurst *et al.*, 1996), et leurs applications (Xu & Nur, 2001).

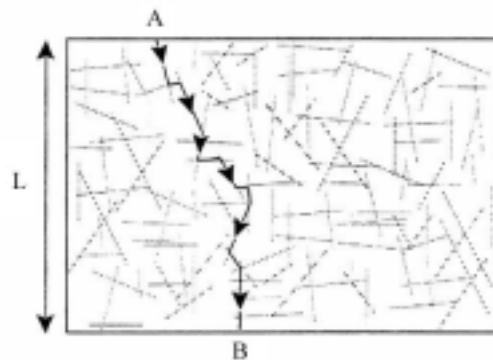


Figure II-19 : Tortuosité de l'écoulement dans les minéraux argileux, d'après Arch & Maltman (1990)

II.8 Comparaison des méthodes de mesure de la perméabilité des roches

Les méthodes de mesure en laboratoire de la perméabilité présentées dans ce chapitre présentent chacune des avantages et des limites d'utilisation. La méthode par écoulement stationnaire, la méthode par écoulement transitoire suite à une impulsion de pression et la méthode "harmonique" par écoulement alternatif sinusoïdal nécessitent des conditions de mesure très contrôlées, particulièrement en ce qui concerne les variations de la température et il est nécessaire d'être capable de mesurer les volumes et les pressions avec une grande précision. On peut montrer que les résultats obtenus avec les différentes méthodes de mesure de la perméabilité conduisent généralement à des résultats sensiblement identiques (figure II-20). Faulkner (1997) et Suri *et al.* (1997) ont effectué des mesures comparatives entre la méthode harmonique et respectivement la méthode par écoulement transitoire suite à une

impulsion de pression sur des argiles et la méthode par écoulement stationnaire sur un calcaire. Ces deux études montrent une excellente corrélation entre les résultats obtenus.

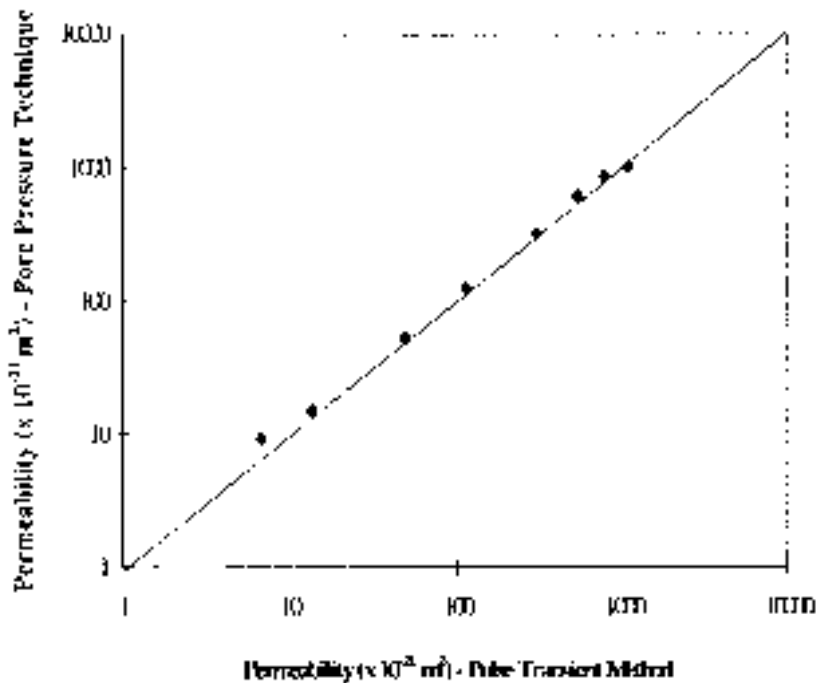
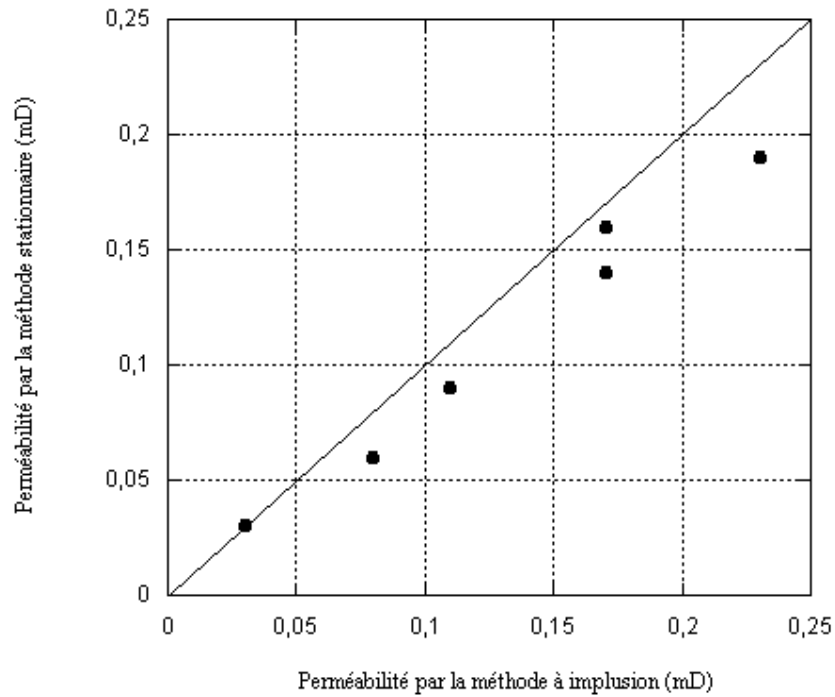


Figure II-20 : Comparaisons entre les résultats des différentes mesures de la perméabilité a) par la méthode stationnaire et la méthode à impulsion (Kamath et al., 1992) sur les grès de Tennessee, b) par la méthode harmonique et la méthode à impulsion sur le même échantillon d'argile de gouge de faille et aux mêmes pressions (Faulkner, 1997).

La méthode par écoulement stationnaire présente l'avantage d'une formulation théorique simple et permet de confirmer la loi empirique de Darcy lorsque celle-ci est pertinente pour le cas étudié. La méthode par écoulement transitoire et la méthode harmonique supposent que la loi de Darcy est valide, elles permettent de déterminer la perméabilité et la capacité d'emménagement. La méthode harmonique permet en plus d'évaluation l'effet des fréquences.

Toutes les méthodes sont sensibles aux variations de pression liées aux fluctuations thermiques, qui peuvent être réduites en contrôlant sévèrement la température. La méthode par écoulement stationnaire est la plus délicate du point de vue expérimental, car elle requiert des déterminations précises des volumes et pressions de fluides dans les deux réservoirs. Les sources de fuites sont potentiellement accrues dans ce type de montage. Toute fuite dans le système empêche la réalisation des tests stationnaire et par impulsion. En revanche, pour le test en méthode harmonique, une fuite dans le réservoir supérieur ne compromet pas les mesures si le système de contrôle de la pression est capable de maintenir une variation de pression sinusoïdale, mais une fuite dans le réservoir inférieur empêche la réalisation du test harmonique. D'un point de vue pratique et expérimental, la méthode harmonique présente donc de nombreux avantages par rapport aux deux autres méthodes. Elle permet notamment d'effectuer une étude des données par transformées de Fourier et est donc moins sensible aux micro-variations aléatoires de pression de confinement, de pression de fluide et de température.

Chapitre III

III Le perméamètre de précision

<u>III.1 Introduction</u>	72
III.1.1 Objectifs	72
III.1.2 Principe	72
<u>III.2 Montage</u>	74
I.2.1 Cellule de perméabilité	75
III.2.2 Injecteurs / pression de pore	76
III.2.3 Contrôle de la pression	79
<u>III.3 Préparation des échantillons</u>	80
III.3.1 Découpe des éprouvettes	80
III.3.2 Saturation	80
III.3.3 Mesure de la porosité	81
III.3.4 Répartition du fluide	81
III.3.5 Gaine	82
<u>III.4 Fluide</u>	84
III.4.1 Chimie de l'eau	84
III.4.2 Calcul de la viscosité de l'eau	85
<u>III.5 Réservoirs</u>	86
III.5.1 Réservoir supérieur et réservoir inférieur	86
III.5.2 Circuit de pression fluide pour la méthode harmonique – volume du réservoir inférieur	86
III.5.3 Détermination de la capacité d'emmagasinement du réservoir inférieur	89
<u>III.6 Mise en oeuvre de la mesure de la perméabilité</u>	94
III.6.1 Introduction	94
III.6.2 Contrôle général : logiciel LabVIEW	95
III.6.3 Régulation en PID	97
III.6.4 Contrôle de la température	97
III.6.5 Pression de confinement	99
<u>III.7 Conclusion</u>	100

Chapitre III

Le perméamètre de précision

III.1 Introduction

III.1.1 Objectifs

L'ensemble de ce travail porte sur la compréhension et la maîtrise des phénomènes de transfert au travers des formations géologiques peu perméables. Nous nous sommes concentrés sur la conception et la réalisation d'un appareillage capable de mesurer des valeurs de perméabilité pouvant être extrêmement faibles. Le perméamètre de précision devait permettre de contrôler des débits très petits sur une large gamme de pression de pore et de confinement. Il devait comprendre également un système de régulation de la température, les variations thermiques devant être minimisées compte tenu de leur influence sur les volumes infimes mis en jeu dans les mesures.

Notre objectif était de mettre en œuvre trois types de mesures de la perméabilité, chacune imposant des contraintes particulières au système. La méthode par écoulement stationnaire devait permettre d'une part de vérifier la validité de la loi de Darcy pour les roches étudiées, d'autre part de contrôler les résultats obtenus avec les méthodes d'écoulement transitoire. La méthode par écoulement transitoire suite à une impulsion de pression n'a finalement pas été exploitée. Nous avons focalisé notre étude sur le développement de la méthode "harmonique" par écoulement alternatif sinusoïdal du fait de ses potentialités en terme d'exploration des caractéristiques microstructurales des roches.

III.1.2 Principe

La figure III-1a présente schématiquement le principe de la mesure de la perméabilité en laboratoire. Dans une enceinte étanche, l'échantillon à étudier, isolé par une gaine du fluide de confinement, est soumis à une pression de confinement P_c dont on contrôle les variations. On injecte un volume de fluide donné en amont de l'échantillon étudié, en activant une 1^{ère} pompe, et on mesure la pression de pore supérieure P_s résultante. Le fluide circule à travers l'échantillon. En sortie de l'échantillon, on contrôle le volume de fluide qui a traversé la roche en mesurant le déplacement du piston d'une 2^{ème} pompe, et on enregistre la pression de pore inférieure P_i résultante. L'ensemble de l'expérience se déroule à une température extrêmement contrôlée (enceinte thermostatée et régulation de la température). On obtient la perméabilité en effectuant les mesures suivant les différentes méthodes. La figure III-1b montre une vue d'ensemble du perméamètre, détaillé sur la figure III-2 et dans l'ensemble de ce chapitre.

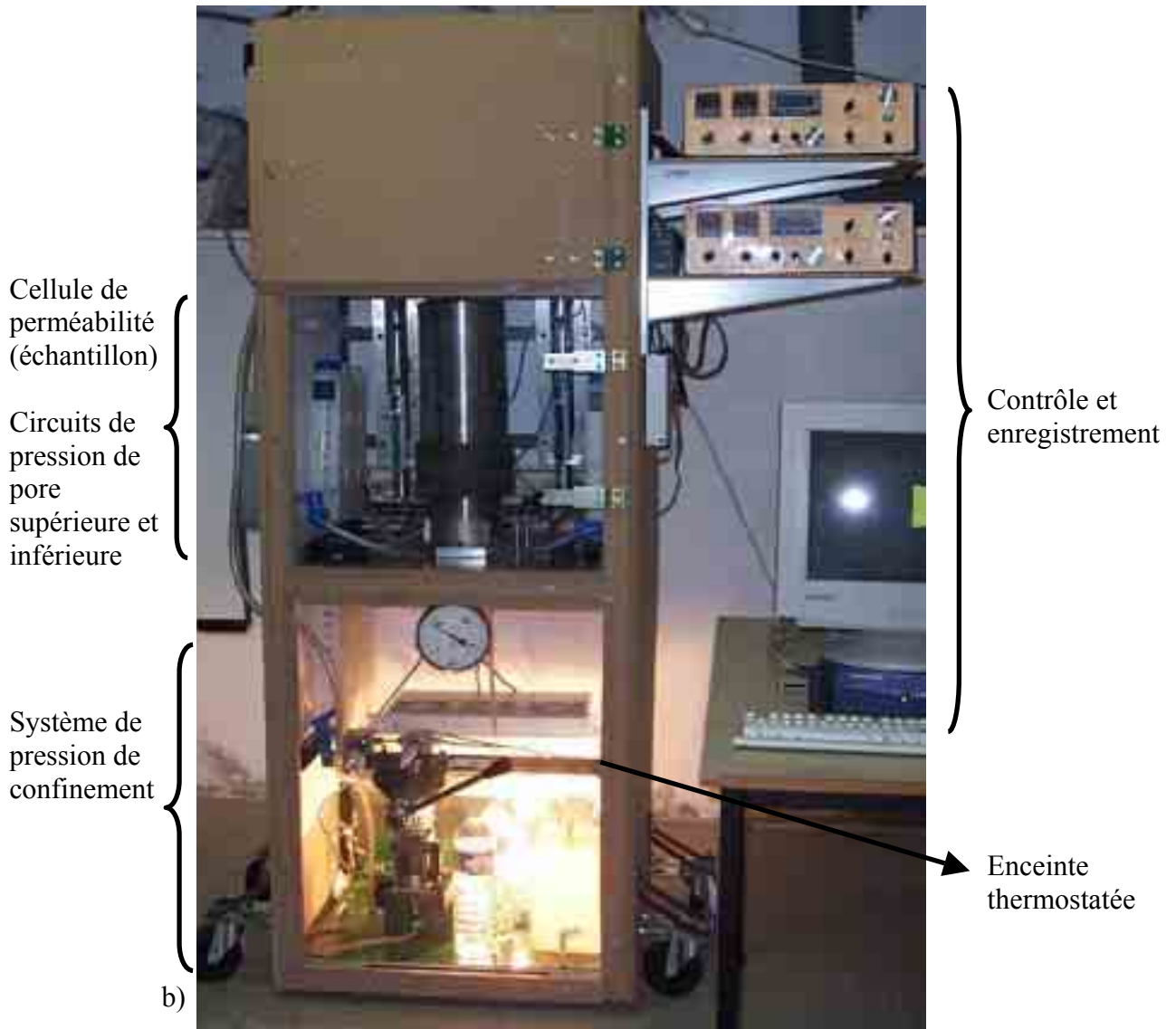
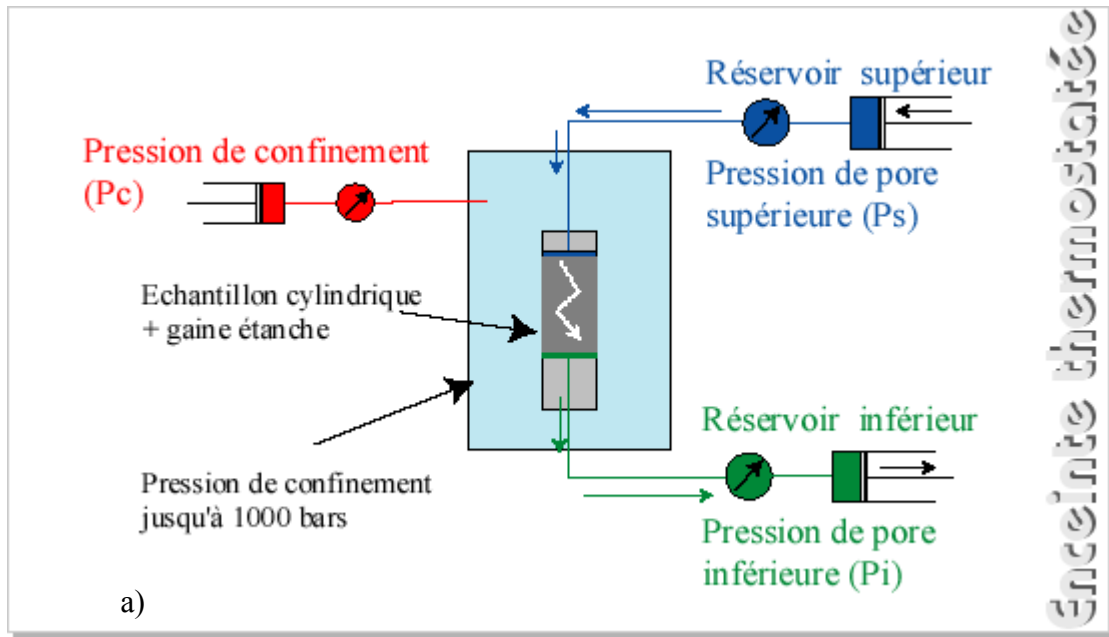


Figure III-1 : a) Principe de mesure des faibles perméabilités en laboratoire et b) vue d'ensemble du perméamètre de précision.

III.2 Montage

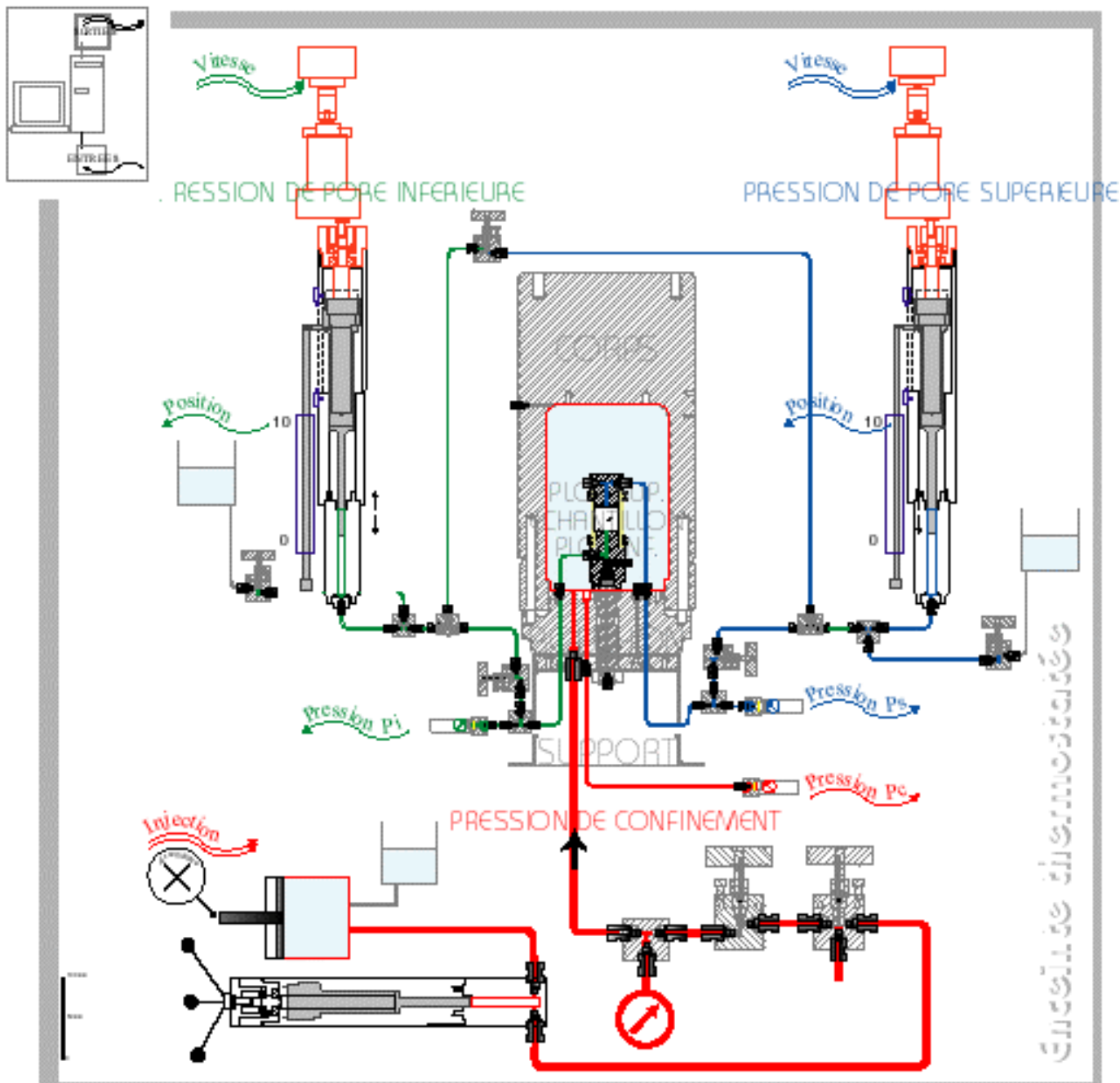


Figure III-2 : Schéma du montage complet du perméamètre de précision. Au centre se trouve la cellule de perméabilité avec l'échantillon recouvert d'une gaine qui isole le fluide de confinement (circuit en rouge) du fluide de pore qui circule entre les réservoirs supérieur (en bleu) et inférieur (en vert). On symbolise respectivement par une double ou une simple flèche le contrôle exercé par micro-ordinateur ou les données qu'il enregistre. L'ensemble du perméamètre est placé dans une enceinte où la température est contrôlée.

I.1.1 Cellule de perméabilité

La cellule de perméabilité (figure III-3) constitue la pièce maîtresse du perméamètre. Elle a été réalisée par la société R2N[©] (RECHERCHE ET REALISATION NICOLAS) sur notre commande, et livrée en décembre 1998 à Montpellier. Elle permet à la fois d'imposer une pression de confinement sur l'échantillon et de faire circuler le fluide à l'intérieur de celui-ci.

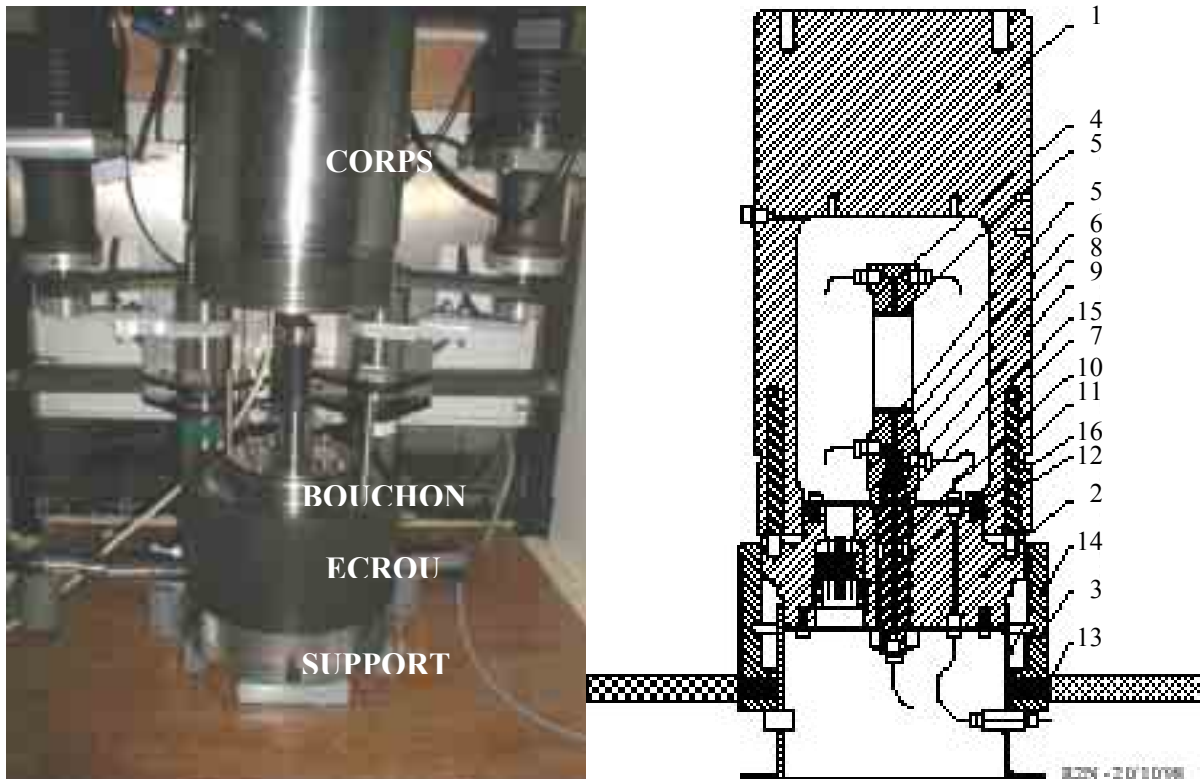


Figure III-3 : Cellule de perméabilité. Photographie après montage sur le perméamètre de précision et schéma en coupe, d'après R2N[©]. Légende : 1) Corps, 2) Bouchon, 3) Ecrou, 4) Plot supérieur, 5) Pastille inox frittée, 6) Plot inférieur, 7) Tiges de guidage, 8) Pointeau hydraulique, 9) Ressort de rappel, 10) Connection hydraulique, 11) Bague de maintien de joint, 12) Bague anti-extrusion, 13) Poignées d'écrou, 14) Support, 15) Traverse électrique.

En ajustant le bouchon⁽²⁾ et le corps⁽¹⁾, tous les deux en acier inoxydable, on forme une enceinte cylindrique étanche, de dimensions intérieures environ 126 mm de diamètre sur une hauteur de 180 mm, soit un volume de 2,25 litres. L'étanchéité est assurée en vissant l'écrou⁽³⁾, et par la compression d'une bague anti-extrusion⁽¹²⁾ à la jonction du corps et du bouchon et d'un joint torique. On peut ainsi générer une pression de fluide dans l'enceinte en injectant le fluide de confinement (eau) dans le corps de la cellule de perméabilité, et en portant ce fluide à des pressions pouvant atteindre 1000 bars (100 MPa).

On positionne l'échantillon à étudier entre les plots supérieur⁽⁴⁾ et inférieur⁽⁶⁾. Il s'agit de deux pièces cylindriques en acier inoxydable, traversées par une conduite de diamètre 1,5 mm connectée avec deux sorties situées de chaque côté du plot. Les faces des plots au contact de l'échantillon ont un diamètre de 25,4 mm. Le plot inférieur vient se fixer sur le bouchon de la cellule de perméabilité. Le plot supérieur est libre et rendu solidaire de l'échantillon par le tube de connexion fluide et une gaine qui isole le système de pression de pore du fluide de pression de confinement.

Le bouchon comporte une traverse électrique étanche et six traverses hydrauliques. Cinq d'entre elles ont un diamètre interne de 2 mm et se terminent par une cavité taraudée de part et d'autre du bouchon. Elles permettent de relier les sorties des plots supérieur et inférieur avec les circuits de pression fluide supérieure et inférieure (respectivement en vert et bleu sur la figure III-2) à l'extérieur de la cellule de perméabilité. On connecte les sorties par un tube haute pression de diamètre 1,6 mm ($1/16$ " pouce) aux extrémités duquel sont serties des olives, l'étanchéité métal sur métal étant assurée par une vis de serrage. Les traverses du bouchon non exploitées sont condamnées par des bouchons. La dernière traverse hydraulique, de diamètre 2,5 mm, permet de connecter par un raccord $1/4$ " de pouce le circuit de pression de confinement (en rouge sur la figure III-2).

Nous avons été amené à apporter quelques modifications à la cellule initiale afin de minimiser les volumes fluides mis en jeu, de faciliter la mise en place de l'échantillon et d'améliorer l'étanchéité de l'ensemble, indispensables pour les mesures que nous souhaitons effectuer.

III.2.2 Injecteurs / pression de pore

Notre objectif initial était d'être capable de mesurer les perméabilités faibles à très faibles de nos échantillons. Cela impliquait principalement de maîtriser les volumes de fluide, et de contrôler la pression de part et d'autre de l'échantillon étudié. Nous avons donc cherché à minimiser les volumes mis en jeu dans le circuit de pression fluide, tout en gardant la possibilité de travailler à des pressions élevées (jusqu'à 1000 bars). Pour cela, nous avons sélectionné des tubes, des vannes et des connexions résistants aux hautes pressions. Les tubes capillaires sont de diamètre intérieur 0,5 mm.

Dans un premier temps, nous avons effectué des tests à l'aide de pompes manuelles haute pression (figure III-4 a), fabriquées par Top Industrie[®] et constituées d'un piston non

rotatif, cylindrique de faible diamètre (respectivement 7 mm et 10 mm pour la pompe de pression fluide supérieure et la pompe de pression fluide inférieure). L'avancée et le recul de chaque piston sont assurés par un moteur à courant continu asservi via un variateur de vitesse Infranor[®]. On contrôle les mouvements du piston à 0,1 μm près à l'aide d'un capteur de déplacement de précision de 1 cm de longueur de mesure. On connaît ainsi très précisément la quantité de fluide injectée ou récupérée aux deux extrémités de l'échantillon. La pression imposée dans le circuit de pression fluide supérieure ou induite dans celui de pression fluide inférieure est mesurée en continu par des capteurs de pression. Nous avons été confrontés à de nombreux problèmes liés soit aux pompes elles-mêmes, tels que des fuites au contact des joints internes ou le blocage du piston, ou au système d'asservissement par moteur à courant continu qui implique d'appliquer une tension pour effectuer une rotation du bras du moteur et donc l'existence d'un seuil minimal de tension en dessous duquel on ne contrôle pas les mouvements du piston.

Nous devons pouvoir contrôler les mouvements du piston aussi bien pour des déplacements linéaires (avancées ou reculs du piston à très faible vitesse), dans le cas d'une étude avec la méthode par écoulement stationnaire, que pour une régulation autour d'une position donnée (pression constante), avec un mouvement régulier et répétitif (oscillations de la pression autour d'une pression constante) lorsque l'on utilise la méthode harmonique.

Nous nous intéressons à des volumes de fluide extrêmement petits. Les pompes utilisées pour l'injection de la pression de pore ne doivent donc absolument pas engendrer de fuites parasites, ni au niveau des joints assurant l'étanchéité avec le piston, ni dans le piston lui-même.

Nous avons fait réaliser par la société R2N[®] deux injecteurs 1000 bars (figure III-4 b). Ils comportent un piston d'injection de diamètre 8 mm, avec une course de 100 mm, (soit une cylindrée de 5 cm^3), une vis à bille de pas 5 mm, et un moteur à courant continu équipé d'un réducteur (figure III-5). Un potentiomètre linéaire de 100 mm et de résolution spécifiée de 1 μm mesure directement le déplacement de la vis, et donc du piston (figure III-6).

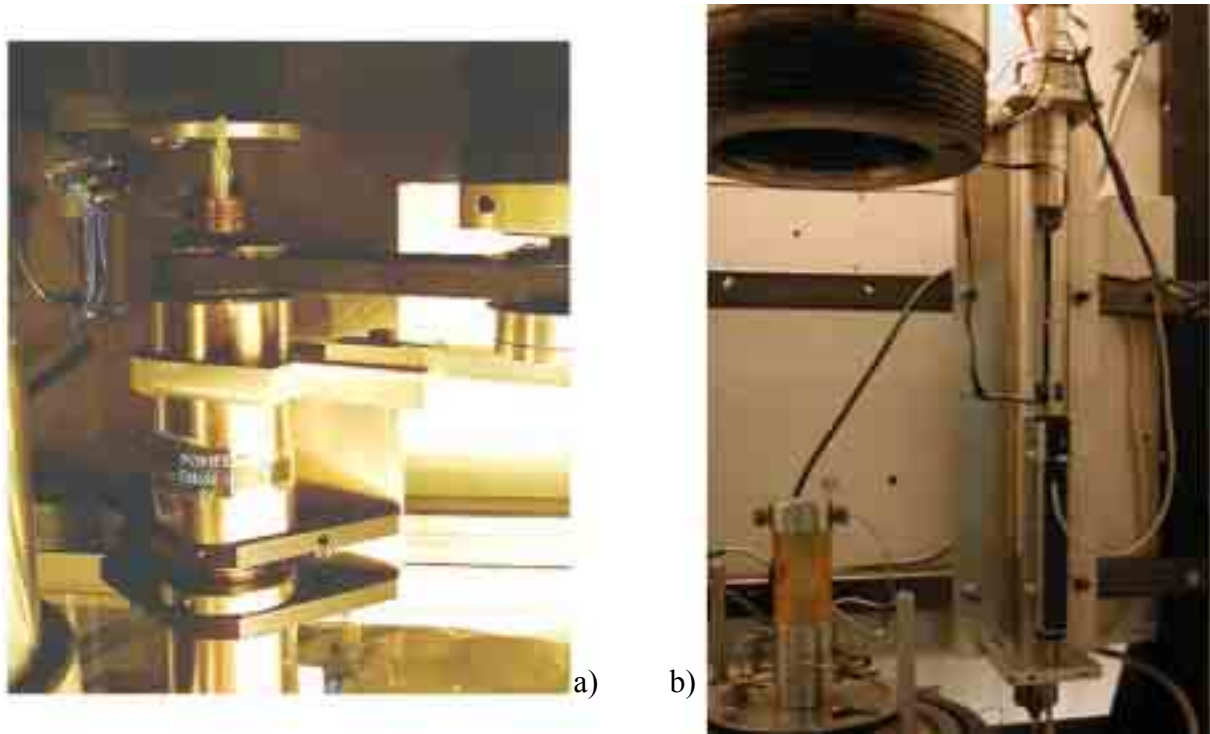


Figure III-4 : Système d'injection de pression de pore a) Pompe haute pression reliée au moteur par une courroie. Le piston est prolongé par une plaque dont le mouvement est mesuré par un capteur de déplacement de précision. b) Injecteur de précision R2N© détaillé à la figure suivante.

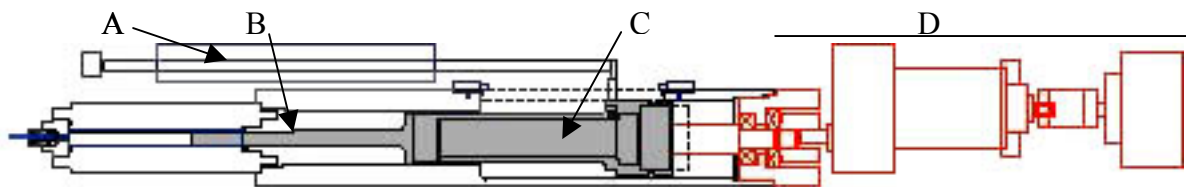


Figure III-5 : Vue en coupe de l'injecteur de précision R2N© A) potentiomètre, B) piston , C) vis à bille, D) moteur à courant continu, réducteur, codeur

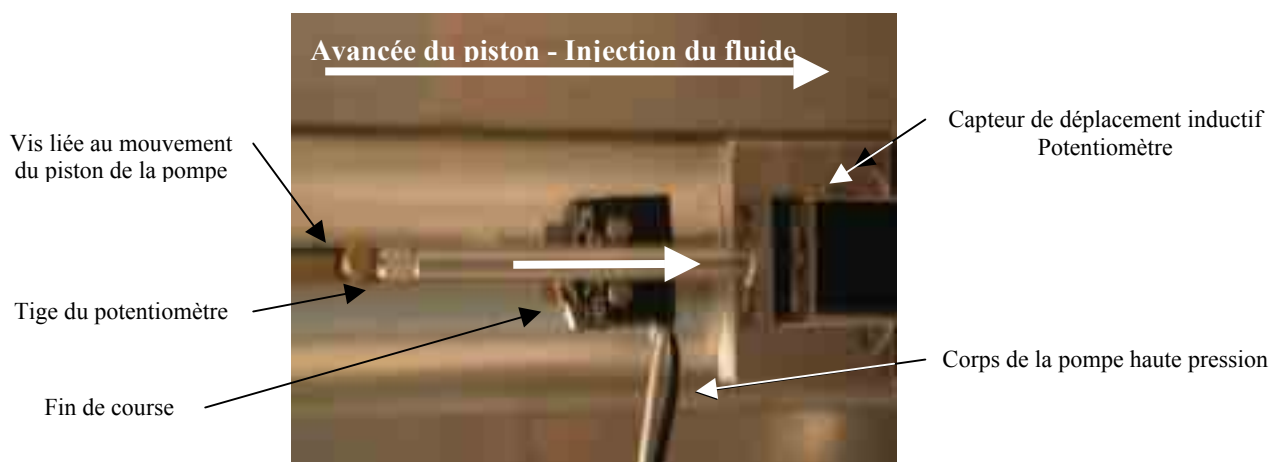


Figure III-6 : Injecteur de précision R2N©, piston et capteur de déplacement de précision.

III.2.3 Contrôle de la pression

On utilise des transmetteurs de pression électroniques Keller[®]. La pression mesurée par la déformation d'une membrane en silicium est traduite en grandeur électrique. Des jauges piézorésistives, agencées en pont, sont implantées à la périphérie de la membrane. Lorsque la pression déforme la membrane, la valeur des résistances radiales augmente, et celle des résistances transversales diminue. La valeur des résistances est d'environ 3,5 k Ω , et les variations peuvent atteindre 30% de la valeur initiale. Le signal de sortie du pont est directement proportionnel à la pression. La membrane est elle-même montée dans un boîtier en acier inoxydable, rempli d'huile et fermé à l'avant par une fine membrane ondulée. La pression agissant sur la membrane est transmise par l'huile à la membrane de la cellule. Un transmetteur intègre une correction et une amplification du signal.

Pour contrôler la pression dans les réservoirs supérieur et inférieur, on utilise deux transmetteurs identiques (type PA-25 / 8735.1-1000), à membrane affleurante, reliés à la même alimentation 15V. Leur étendue de mesure est de 1000 Bar, avec une précision moyenne de 0,05 % de la pleine échelle, soit leurs précisions absolues sont respectivement de $\pm 0,3$ Bar et $\pm 0,8$ Bar. Afin de diminuer au maximum les volumes de fluide, on utilise un raccord spécialement usiné et une pastille de laiton qui comble le volume résiduel du capteur (figure III-7).



Figure III-7 : Raccord usiné et capteur de pression Keller type PA-25 / 8735.1-1000, à membrane affleurante, auquel on ajoute une pastille de laiton afin de limiter au maximum les volumes morts.

On peut mettre en connexion les circuits de pression de pore supérieur et inférieur par l'ouverture d'une vanne. Cela permet de vérifier les valeurs relatives des deux mesures de pression, ce qui est particulièrement déterminant pour la mesure en méthode stationnaire dans laquelle intervient la différence de pression de part et d'autre de l'échantillon.

III.3 Préparation des échantillons

III.3.1 Découpe des éprouvettes

Les échantillons que l'on peut étudier grâce à notre perméamètre de précision ont des perméabilités faibles à très faibles, inférieures à 10^{-18} m. Dans la configuration initiale de notre appareil, ils sont de forme cylindrique, de diamètre 25 mm (environ 1 pouce) et de longueur connue variable (le maximum étant imposé par les dimensions de l'enceinte). On utilise une carotteuse équipée d'un forêt diamanté pour prélever des cylindres dans un bloc de roche, puis on découpe les éprouvettes à la longueur souhaitée à l'aide d'une scie diamant circulaire et guidée. On rectifie ensuite les faces planes sur une meule diamantée. Les faces de l'éprouvette doivent impérativement être parallèles entre elles et perpendiculaires à la génératrice du cylindre. Un défaut d'alignement et donc un mauvais contact des faces de l'échantillon avec les plots supérieur et inférieur pourrait provoquer une hétérogénéité des contraintes appliquées. Les échantillons sont séchés pendant deux heures dans un étuve à une température peu élevée (< 85 °C). Un chauffage à une température supérieure est susceptible d'entraîner la formation de fissures d'origine thermique. Les échantillons sont ensuite pesés une première fois sur une balance de précision, on obtient ainsi leur poids sec.

III.3.2 Saturation

La méthode de saturation que nous avons retenue s'inspire de celle appliquée classiquement pour les études de faibles perméabilités (David, 1991 ; Keaney, 1998). Au cours de la thèse, nous avons conçu et réalisé un appareillage permettant la saturation des roches peu perméables (figure III-8). Il comprend a) un circuit de mise sous vide, b) un réservoir d'eau de saturation et c) une cellule de saturation haute pression. Le circuit de mise sous vide comprend un ensemble de pièges (piège à sulfate de cuivre, piège à azote liquide) qui évitent que la vapeur d'eau ne vienne contaminer l'huile de la pompe à vide. Deux robinets sont reliés respectivement au réservoir d'eau de saturation, et à la cellule de saturation haute pression. Dans un premier temps on désaère l'eau sous vide. Ensuite, on fait le vide dans la cellule de saturation dans laquelle est introduit l'échantillon. On continue de pomper jusqu'à atteindre un vide satisfaisant (0,1 mbars), puis on maintient sous vide pendant plusieurs jours. On isole ensuite le circuit de mise sous vide et on ouvre la vanne entre le réservoir d'eau et la pompe haute pression manuelle qui permet de remplir la cellule de saturation et de faire entrer le fluide dans l'échantillon. On peut appliquer une pression fluide jusqu'à 800 bars, la valeur choisie dépend de l'origine des échantillons, elle est contrôlée par un manomètre. On maintient l'échantillon à une pression fluide constante pendant plusieurs jours. Les

échantillons sont ensuite conservés dans l'eau à l'abri de l'air jusqu'à leur mise en place dans la cellule de perméabilité.

Système de saturation

- a) Circuit de mise sous vide (piège à sulfate de cuivre et piège à azote liquide) pour condenser la vapeur d'eau entre la pompe à vide et les sorties vers b) et c)
- b) réservoir d'eau
- c) cellule de saturation

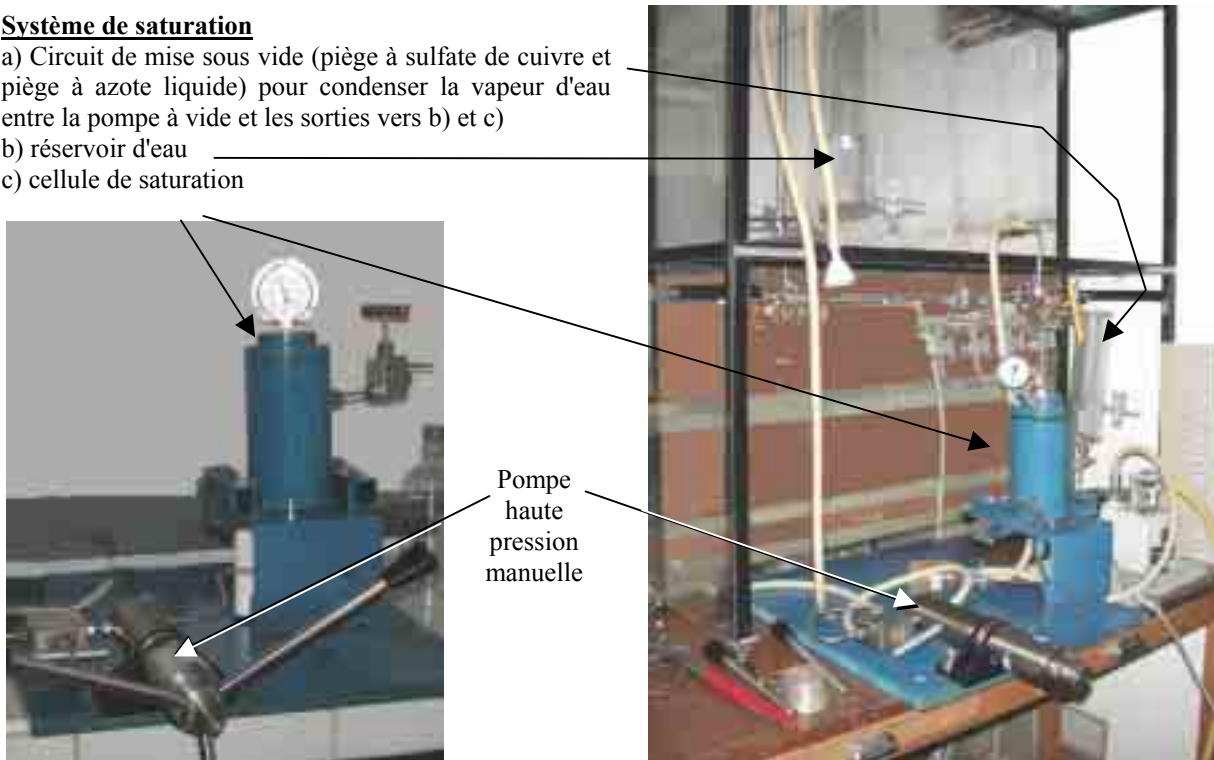


Figure III-8 : Montage de la cellule de saturation : la pompe à vide est reliée b) au réservoir d'eau (désaération de l'eau), c) à la cellule de saturation (dégazage du système et de l'échantillon), via a) un circuit de condensation de la vapeur d'eau (piège à azote liquide, piège à sulfate de cuivre).

III.3.3 Mesure de la porosité

Lorsque l'on atteint une saturation optimale de l'échantillon étudié, on pèse une deuxième fois l'échantillon. En considérant que le fluide mouillant a envahi tout l'espace poreux connecté, la différence entre les masses sèche M_{sec} et saturée M_{sat} correspond donc à la masse de liquide contenu dans l'échantillon. Soit ρ la masse volumique du fluide (998 kg/m^3 pour l'eau à 20°C et à pression atmosphérique) et V_{total} le volume de l'échantillon, la porosité ϕ est égale à :

$$\phi = (M_{sat} - M_{sec}) \times 100 / \rho V_{total}$$

III.3.4 Répartition du fluide

Afin de garantir une répartition homogène du fluide sur toute la surface de l'échantillon au contact des plots, l'injection se faisant par un trou, on intercale de part et

d'autre de l'échantillon deux pastilles poreuses de billes d'acier inoxydable frittées du même diamètre que l'échantillon et de quelques mm d'épaisseur (figure III-9). L'inconvénient d'utiliser ces pastilles réside dans le fait qu'elles apportent un volume additionnel non négligeable (550 mm^3 chacune) aux réservoirs supérieur et inférieur. Pour limiter les volumes des réservoirs, nous avons finalement choisi de les remplacer par des pastilles de papier filtre micro-poreux (type papier pour Buchner, sans cendre), qui évitent la dispersion de particules dans le système hydraulique. Des rainures ont été ré-usinées sur la surface des deux plots en contact avec l'échantillon.



Figure III-9 : Echantillon et pastilles de billes d'acier frittées (volume poreux 550 mm^3).

III.3.5 Gaine

Le plot supérieur est maintenu en place au contact de l'échantillon à la fois par le tube flexible connecté au bouchon de la cellule de perméabilité et par la gaine isolant l'échantillon. Il a ainsi une certaine liberté de mouvement et est immobilisé lors de l'application de pression de confinement. On applique ainsi à l'échantillon une pression de confinement isotrope (identique dans toutes les directions) par l'intermédiaire du fluide de confinement. La gaine permet de rendre solidaire l'ensemble constitué par l'échantillon, les pastilles, le plot supérieur et le plot inférieur. On s'affranchit de cette manière des échanges de fluide à travers la gaine et le long de la gaine (fluide s'écoulant en surface de la "carotte", au contact entre la gaine et l'échantillon, d'une face de l'échantillon vers l'autre). On mesure donc les pressions et les volumes de deux réservoirs indépendants, supérieur et inférieur (respectivement en bleu et en vert sur la figure III-2 du montage général), de part et d'autre de l'échantillon. Comme présenté à la figure III-10, on utilise tout d'abord une gaine étanche thermorétractable en polyoléfine irradiée noire adhésive que l'on ajuste contre l'échantillon en la chauffant avec un pistolet à air.

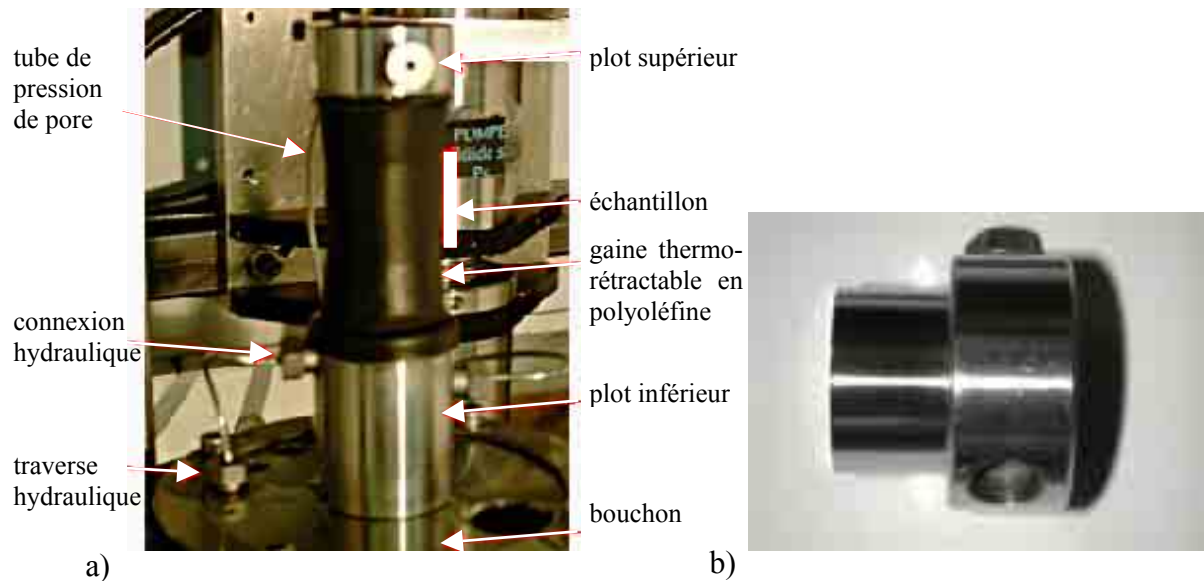


Figure III-10 : a) Vue de détail de l'intérieur de la cellule de perméabilité : montage des plots et de l'échantillon gainés sur le bouchon. b) Plot supérieur après ré-usinage.

Afin de nous affranchir des risques de modification de la structure de la roche par le chauffage à l'air chaud nécessaire à la contraction de la gaine thermorétractable, nous avons finalement opté pour l'utilisation d'une gaine en Courbhane 40M (figure III-11 et 12). Il s'agit d'un élastomère de polyuréthane, de dureté comprise entre celle d'un ruban de caoutchouc et d'une chambre à air, produit organique presque pur (maximum 5 ppm d'halogènes, pas de sulfate, pas de phosphates). On adjoint plusieurs joints toriques en téflon placés au contact des plots supérieur et inférieur qui assurent l'étanchéité. Leur mise en place permet de chasser d'éventuelles bulles d'air rémanentes le long de l'échantillon et de la gaine.

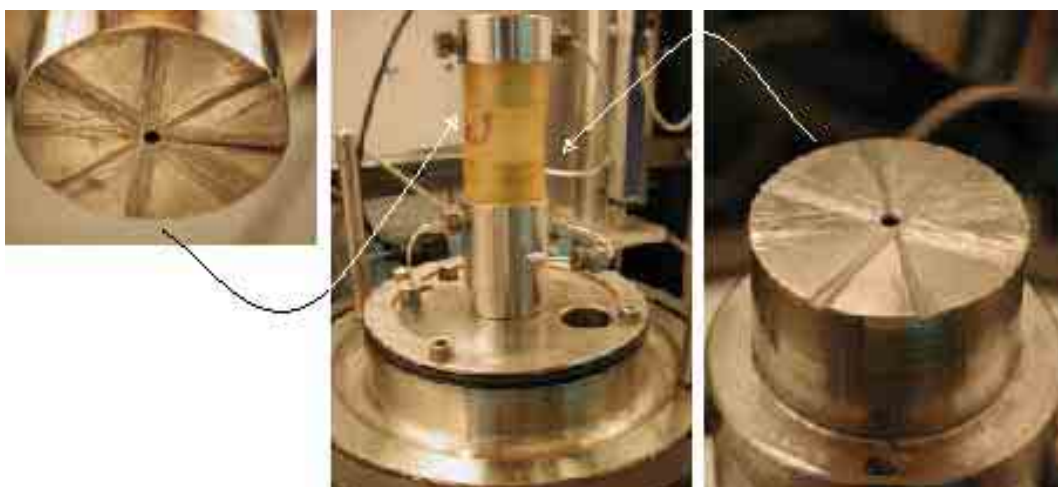


Figure III-11 : Mise en place de l'échantillon entre les deux plots avec la gaine en Courbhane. On remarquera les rainures usinées sur les surfaces des plots supérieur et inférieur de manière à assurer une meilleure répartition du fluide sur toute la face de contact plot-échantillon.



Figure III-12 : Montage final de l'échantillon entre les deux plots avec la gaine en Courbhane et les joints toriques en téflon.

III.4 Fluide

III.4.1 Chimie de l'eau

On a choisi d'utiliser le même fluide pour la pression de confinement et la pression de pore. Cela permet d'éviter la création de gradients osmotique ou chimique (circulation d'ions H_2O pour l'eau) à travers la gaine d'isolation. L'eau est donc à la fois le fluide de confinement et celui qui circule dans l'échantillon. Le choix du fluide circulant à l'intérieur de l'échantillon est actuellement un point crucial dans les études expérimentales de la perméabilité. Il est d'usage traditionnellement d'employer de l'eau distillée, celle-ci étant considérée comme "neutre" vis à vis de l'échantillon. L'eau distillée présente l'avantage non négligeable de limiter l'apport d'éléments extérieurs pouvant se déposer dans les conduits et les obturer. Cependant, des risques d'interaction avec les minéraux de la roche, leur gonflement (dans le cas des argiles) ou leur dissolution et la création de potentiels chimiques, électriques,... sont à prendre en compte. L'eau de salinité contrôlée (utilisée pour les études électriques) peut se rapprocher d'avantage de la composition chimique du fluide en équilibre avec la roche. Le principal inconvénient de son utilisation réside dans le risque de colmatage des tubes. Ne disposant pas à priori de données suffisantes sur la composition du fluide intrinsèque de nos échantillons, nous avons opté pour une solution intermédiaire, en utilisant de l'eau de source conditionnée en bouteille. Cette eau a une composition chimique non nulle, stable et connue. Le tableau de la page suivante présente les caractéristiques chimiques de quelques sources.

en mg/l	calcium	magnésium	sodium	potassium	bicarbonates	chlorures	sulfates	nitrate
Source Sainte Cécile	44	24	23	2	287	5	3	1
	pH = 7,6	résidu sec à 180°C = 270 mg/l						
Source Beaupré	55	23	3	<1	271	4	7	<1
	pH = 7,6	résidu sec à 180°C = 249 mg/l						
Source des Oliviers	157	21	14	1,6	367	47	135	3,6
	pH = 7,6	résidu sec à 180°C = 550 mg/l						

III.4.2 Calcul de la viscosité de l'eau

La formule empirique suivante permet de calculer la viscosité de l'eau η_T entre 20°C et 100°C (Swindells, 1984) à une température T donnée et pour une pression de 1 atmosphère. La viscosité de l'eau à 20 °C est égale à $\eta_{20^\circ\text{C}} = 1,002 \text{ cp}$ (soit $10,02 \cdot 10^{-4} \text{ Pa.s}$ à 20°C). Soit T la température en °C, on a :

$$\log_{10}\left(\frac{\eta_T}{\eta_{20^\circ\text{C}}}\right) = \frac{1,3272(20-T) - 0,001053(20-T)^2}{T+105}$$

$$\eta_T = 10^F * (0,001002) \text{ avec } F = (1,3272(20-T) - 0,001053(20-T)^2)/(T+105)$$

La figure III-13 présente l'évolution de la viscosité de l'eau en fonction de la température.

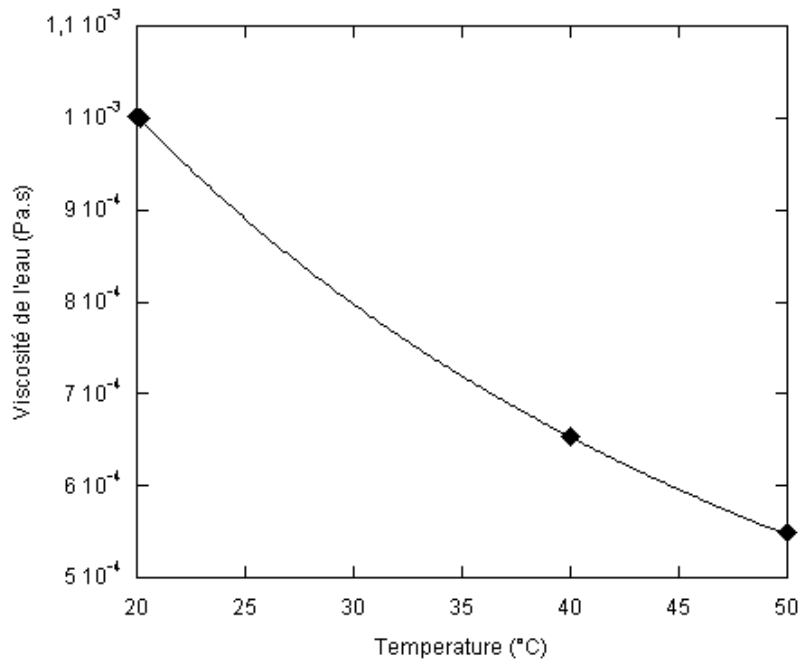


Figure III-13 : Viscosité de l'eau à 1 atmosphère en fonction de la température. La courbe est donnée par l'équation empirique établie par Swindells (1984), les points proviennent de Bear(1972).

III.5 Réservoirs

III.5.1 Réservoir supérieur et réservoir inférieur

Par convention, on désigne par réservoir supérieur le volume occupé par le fluide de pore situé "au-dessus" de l'échantillon. Le réservoir inférieur est par conséquent le volume situé "en-dessous". Chaque réservoir comprend la pastille de répartition du fluide, le volume interne du plot, le capteur de pression de pore, la pompe de pression de pore, ainsi que les tubes, vannes et raccords présentés à la figure III-14. Nous avons assemblés ces différents éléments en cherchant à minimiser le plus possible les longueurs de tube (volume inutile) et le nombre de connexions (source de fuites). Les vannes I, P_sI et P_iI sont fermées. Le volume total de chaque réservoir est donc le volume compris entre la face de l'échantillon et le piston de la pompe. L'ouverture de la vanne I (interconnexion) permet d'équilibrer les pressions de part et d'autre de l'échantillon, entre le réservoir supérieur (pression de pore supérieure) et le réservoir inférieur (pression de pore inférieure).

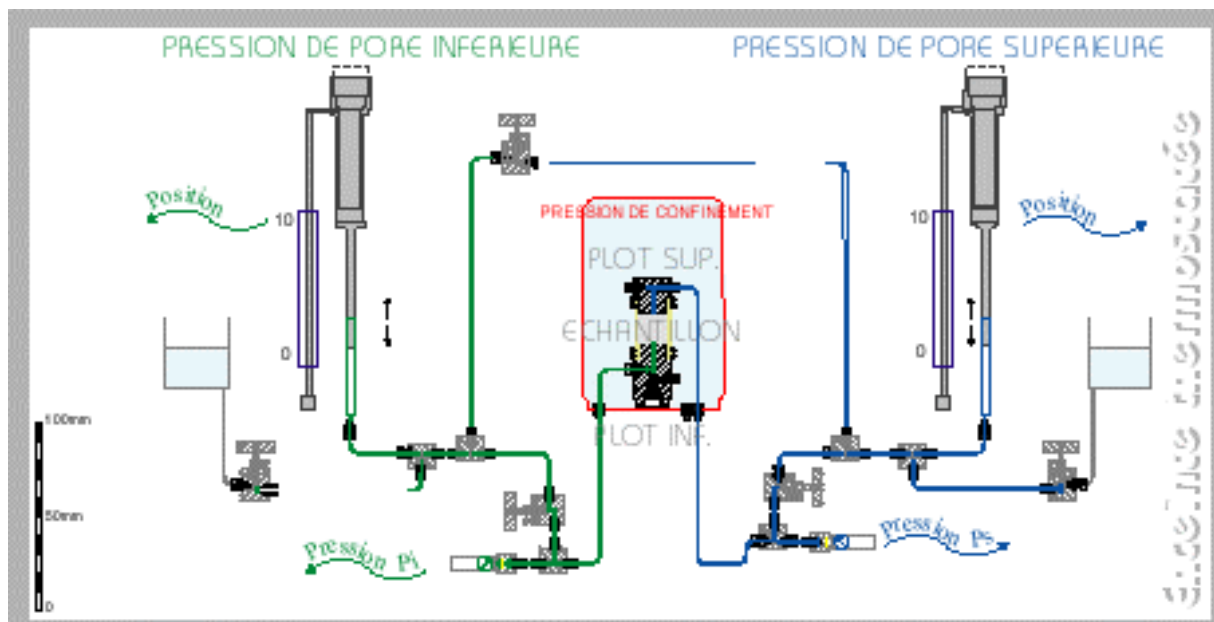


Figure III-14 : Circuits de pression fluide, réservoirs inférieur (en vert) et supérieur (en bleu).

III.5.2 Circuit de pression fluide pour la méthode harmonique – volume du réservoir inférieur

La méthode de mesure de la perméabilité par oscillations sinusoïdales de la pression supérieure nécessite l'utilisation d'une seule pompe. Les variations sinusoïdales de la pression P_s dans le réservoir supérieur sont imposées par le mouvement du piston de la pompe de

pression de pore supérieure, et enregistrées par le capteur de pression. L'oscillation de pression est transmise à travers l'échantillon et enregistrée dans le réservoir inférieur (elle est atténuée et déphasée). Dans ce cas, on minimise le volume du réservoir inférieur en fermant la vanne située juste après le capteur de pression (figure III-15).

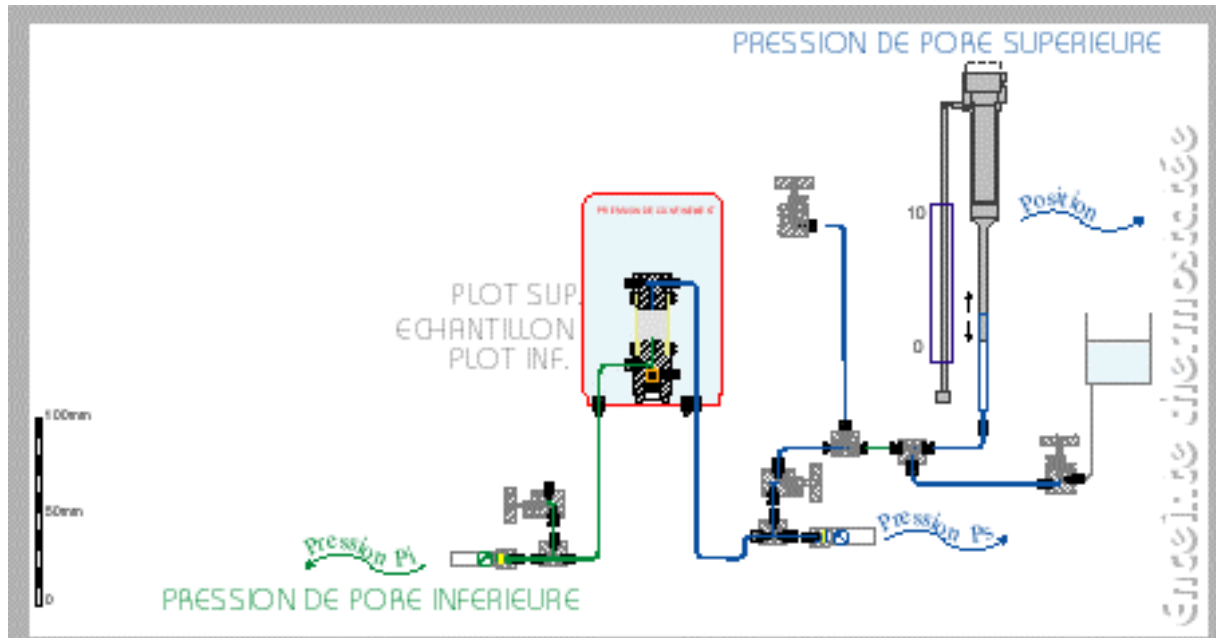


Figure III-15 : Configuration des circuits de pression fluide pour la mise en œuvre de la méthode harmonique.

Le réservoir inférieur réduit est ici le réservoir en vert. Pour connaître le volume des différents composants, nous n'avons pas pu procéder par mesure directe à l'aide d'une micro-seringue. En effet, les tailles d'accès des tubes (0,5 mm de diamètre interne) et des traverses sont trop petits, il est nécessaire d'appliquer une certaine pression pour pouvoir y faire circuler de l'eau. Les volumes morts des vannes et raccords nous ont été communiqués par les fournisseurs. On néglige le volume de la pastille de papier filtre. On mesure les longueurs des tubes au moment de leur mise en place afin d'en déduire le volume correspondant.

On peut calculer la dilatation des tubes soumis à une pression interne, à partir de la formule communiquée par le fournisseur Top Industrie pour la déformation U du rayon interne du tube en fonction de la pression :

$$U = \frac{r \times P_p}{E} \times \left(\frac{r^2 + R^2}{R^2 - r^2} + \gamma \right)$$

où r et R sont respectivement les rayons interne et externe du tube en mm, P_p est la pression fluide en MPa, $E = 200\,000$ N/mm, γ est le coefficient de Poisson ($\gamma = 0,3$). Le volume d'un tube de diamètre interne 0,5 mm et de longueur 200 mm soumis à une pression interne de 50 MPa (500 bars) passe de 39,27 à 39,30 mm³, soit un $\Delta V = (V_2 - V_1)/V_2 = 1.10^{-3}$ mm³. On néglige l'effet de dilatation des tubes sur le volume total des réservoirs.

Le volume mort du capteur de pression à membrane est plus délicat à déterminer. En effet, si le volume de fluide à faible pression est réduit quasiment à zéro par la mise en place d'une pastille de laiton, nous disposons de peu d'information sur la nature et le volume d'huile enfermée derrière la membrane. Celle-ci se déformant sous l'effet de la pression, il faut donc prendre en compte la capacité d'emmagasinement de ce volume lors du calcul total. Selon R2N, le volume derrière la membrane est rempli de 443 mm³ d'huile de silicone, de compressibilité deux fois celle de l'eau, ce qui reviendrait à considérer un volume d'eau équivalent d'environ 900 mm³.

En additionnant les volumes des différents composants (figure III-16), on obtient une valeur approximative de 1014 mm³ pour le volume réduit du réservoir inférieur. Le volume réduit du réservoir supérieur est indiqué également à titre de comparaison. Ces volumes réduits sont respectivement compris entre la base de l'échantillon et la vanne du capteur de pression de pore inférieure et entre le sommet de l'échantillon et la vanne du capteur de pression de pore supérieure.

	RESERVOIR INFÉRIEUR RÉDUIT	RESERVOIR SUPÉRIEUR RÉDUIT
Plot (tubes) R2N rainurés	(27+5) * 1,5 ² *π/4	(23,25+10) * 1,5 ² * π/4
Vis et tubes	(4*22+29,5+3,5+6) * 0,5 ² *π/4	(4*22+40,3+3,5+6) * 0,5 ² * π/4
Vannes fermée	1 * 8	1 * 8
Raccord en té	1 *24,5	1 *24,5
Capteur Keller à membrane affleurante	~ 900	~ 900
VOLUME TOTAL	1014 mm³	1019 mm³

Figure III-16 : Volumes des différents composants des réservoirs réduits supérieur et inférieur (en mm³).

III.5.3 Détermination de la capacité d'emménagement du réservoir inférieur

La détermination de la perméabilité à l'aide de la méthode harmonique requiert la valeur de la capacité d'emménagement du réservoir inférieur réduit impliqué dans les mesures. Le réservoir inférieur contenant un certain volume d'eau à une pression donnée, il s'agit du volume de fluide que l'on peut ajouter dans le réservoir en augmentant la pression d'une unité. Elle dépend de la compressibilité du fluide et de celle du réservoir, elle s'exprime en ($\text{m}^3 \cdot \text{Pa}^{-1}$). On peut obtenir la valeur de la capacité d'emménagement du réservoir inférieur réduit par calcul ou par mesure expérimentale.

a) Calcul de la capacité d'emménagement

La détermination de la capacité d'emménagement par calcul nécessite de connaître exactement le volume du réservoir concerné. On considère en première approximation que la compressibilité du réservoir est négligeable devant celle de l'eau. Connaissant le volume du réservoir inférieur et la compressibilité de l'eau à la pression considérée, la valeur de la capacité de stockage B_d du réservoir aval ("down"), pour une pression de pore donnée, s'exprime par :

$$B_d = V_{\text{inf}} \times \beta_f$$

où V_{inf} est le volume du réservoir inférieur en (m^3), β_f la compressibilité en (Pa^{-1}) du fluide à la température et à la pression de l'expérience.

b) Calcul de la compressibilité de l'eau

La compressibilité d'un milieu est la variation de volume qu'il subit en fonction d'une variation de pression donnée. On définit le coefficient de compressibilité isotherme (β) par :

$$\beta = -\frac{1}{V} \left(\frac{dV}{dP} \right)_T = \frac{1}{\rho} \left(\frac{d\rho}{dP} \right)_T$$

Sur le site Internet <http://webbook.nist.gov/chemistry/fluid>, on obtient les valeurs calculées par Wagner & Pruss (2001) qui donnent les variations d'un volume d'eau en fonction des variations de la pression à une température donnée. On effectue une approximation polynomiale du 3^{ème} degré des données du volume en fonction de la pression $V = a_0 + a_1 P + a_2 P^2 + a_3 P^3$, d'où on calcule $dV/dP = a_1 + 2a_2 P + 3a_3 P^2$. On calcule la compressibilité de l'eau β_f en Pa^{-1} en fonction de la pression et pour différentes températures (figure III-17).

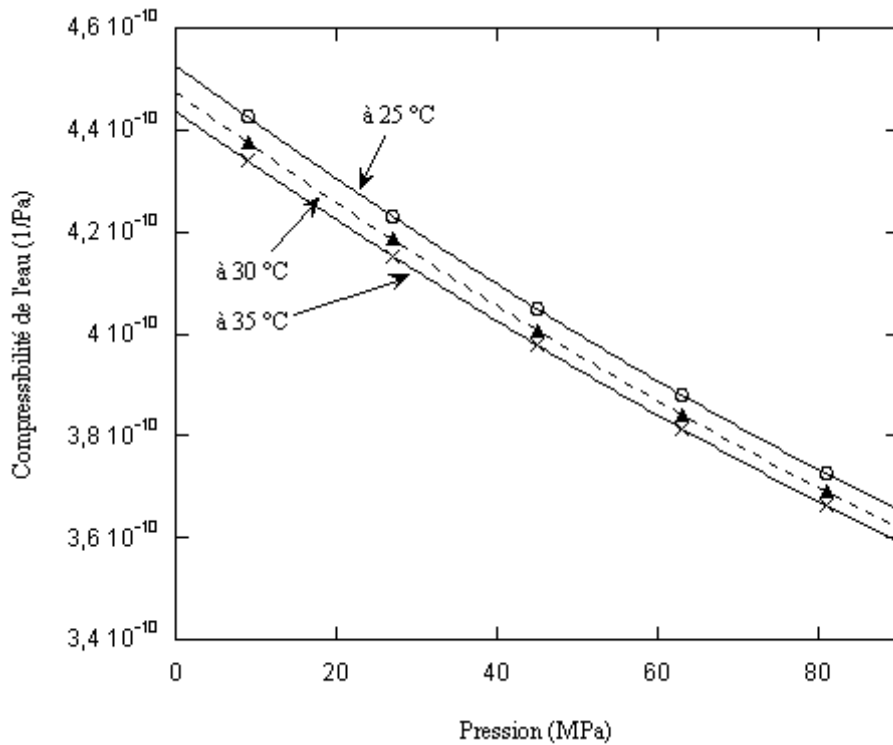


Figure III-17 : Compressibilité de l'eau en fonction de la pression pour différentes températures.

c) Mesure de la capacité d'emmagasinement

La détermination expérimentale de la capacité d'emmagasinement du réservoir inférieur réduit nécessite de pouvoir faire varier la pression de fluide et de mesurer la variation de volume correspondante. Cependant, afin de limiter au maximum son volume, le réservoir inférieur réduit ne comporte pas de pompe de pression. On procède donc à deux étapes successives :

- On mesure tout d'abord la capacité d'emmagasinement de tout le système en substituant à l'échantillon un cylindre d'aluminium de même diamètre, percé de part en part d'un trou cylindrique de 2 mm de diamètre.
- Puis on mesure la capacité d'emmagasinement du système jusqu'à la base du cylindre troué, c'est à dire jusqu'à la limite du plot inférieur. Pour cela, nous avons usiné un cylindre en aluminium plus long que le précédent, mais percé d'un trou cylindrique, non débouchant, ayant exactement le même volume que pour la mesure précédente (trou de même longueur et de même diamètre, figure III-18).

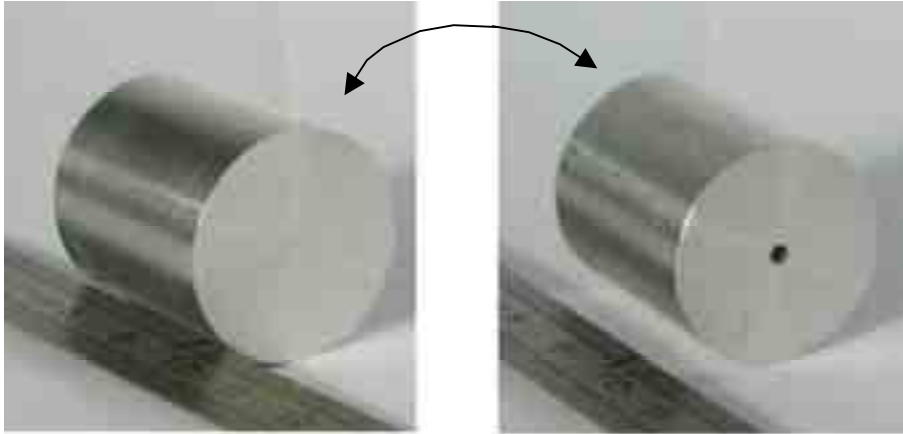


Figure III-18 : Vues recto et verso du cylindre aluminium percé d'un seul côté. Diamètre 25,35 mm, longueur 25,5 mm, trou de 2mm de diamètre sur une longueur de 25 mm.

On cherche à déterminer les valeurs de la capacité d'emmagasinement du réservoir inférieur pour différentes conditions de pressions de confinement et de pression de pore. On effectue les mesures à des pressions de pore de 10, 30, 50, 150, 350, 450, 750 et 850 bars et des pressions de confinement de 50, 100, 200, 500 et 900 bars, pour l'ensemble du système, puis pour la partie supérieure du système fluide. On s'assure de toujours ajuster le piston de la pompe de pression de pore supérieure au même niveau, afin de prendre en compte le même volume dans la pompe et donc dans le système fluide investigué. On fait varier la pression de pore de quelques bars en dessous et au dessus de la pression étudiée, on enregistre le déplacement du piston correspondant et on en déduit la variation de volume injecté par unité de pression. On répète chaque mesure plusieurs fois.

On obtient la capacité d'emmagasinement du réservoir inférieur en faisant la différence de la capacité d'emmagasinement de tout le volume de fluide et de la capacité d'emmagasinement du volume de la partie supérieure. Les résultats sont présentés à la figure III-20. On ne remarque pas de relation systématique de la capacité d'emmagasinement avec la pression de confinement. La capacité d'emmagasinement décroît avec l'augmentation de la pression de pore.

Comme nous l'avons vu précédemment, la capacité d'emmagasinement du réservoir inférieur est le produit de la compressibilité de l'eau et du volume du réservoir. Les mesures ont été réalisées à une température de 27°C. Les valeurs de la capacité d'emmagasinement d'un réservoir de volume donné, en fonction de la pression de pore, suivent donc les variations de la compressibilité de l'eau avec la pression à cette température. Les courbes correspondant

à des réservoirs de volumes 1, 2 et 3 cm³ (soit respectivement 1000, 2000 et 3000 mm³) sont représentées sur la figure (III-19). Les valeurs de la capacité d'emmagasinement du réservoir inférieur réduit correspondent à un volume de réservoir de **1820mm³**. Les valeurs de la capacité d'emmagasinement du réservoir inférieur réduit pour différentes pressions de pore sont présentées dans le tableau ci-dessous.

P_p (MPa)	10	30	50	70	90	110	130
B _d (10 ⁻¹⁶ m ³ .Pa ⁻¹)	8,2183	8,1773	8,1366	8,0962	8,0558	8,0158	7,9760
P_p (MPa)	150	170	190	350	450	750	850
B _d (10 ⁻¹⁶ m ³ .Pa ⁻¹)	7,9366	7,8973	7,8584	7,5565	7,3770	6,8823	6,7327

Figure III-19 : Capacités d'emmagasinement du réservoir inférieur réduit pour différentes pressions de pore

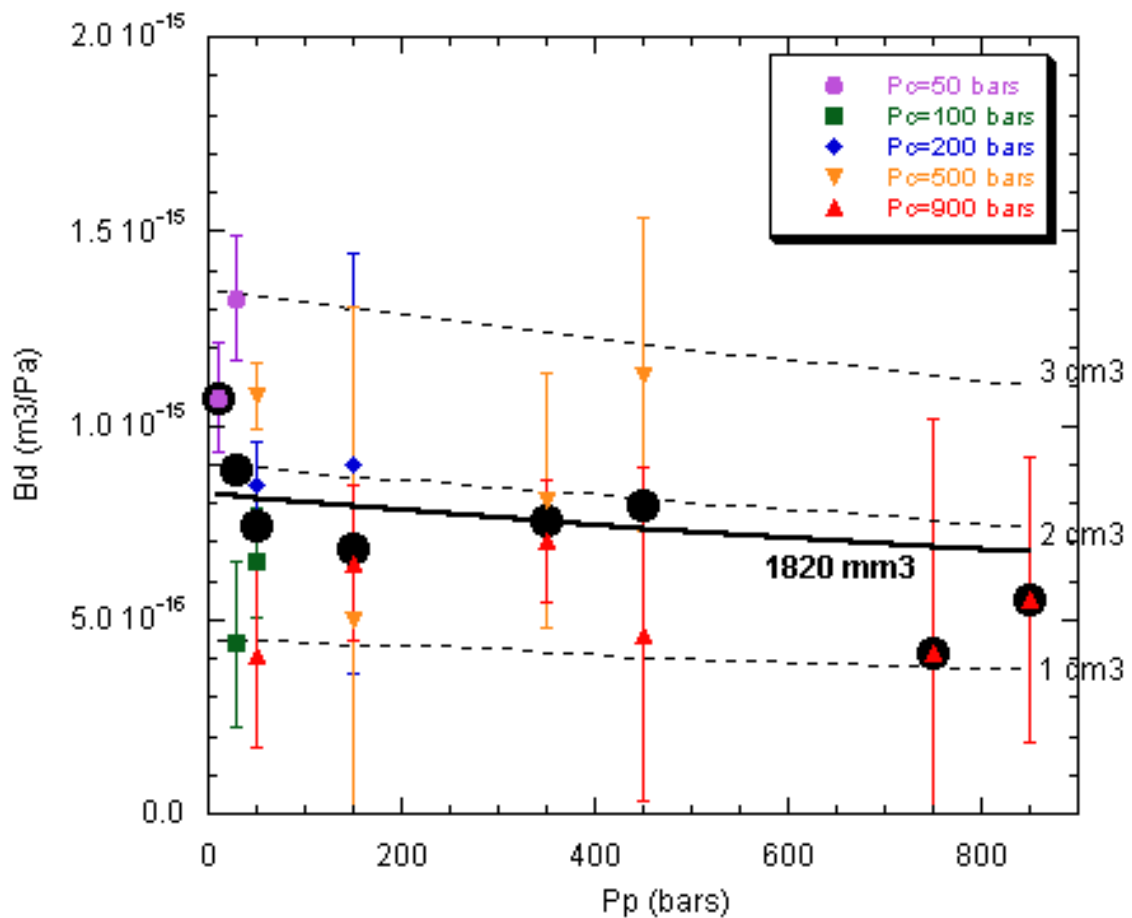


Figure III-20 : Variation de la capacité d'emmagasinement du réservoir inférieur en fonction de la pression de pore. Les barres verticales représentent les valeurs extrêmes obtenues pour chaque mesure.

Les mesures de la capacité d'emmagasinement du réservoir inférieur réduit, comme celles de la perméabilité, ont été réalisées à l'eau. L'eau a une compressibilité beaucoup plus faible que celle de l'argon utilisé généralement dans les études similaires (Fischer & Paterson, 1992b ; Zhang *et al.*, 1994a ; Faulkner, 1997). Cela implique que nous devons mesurer des variations de volume nettement inférieures à celles mesurées habituellement. Pour les mesures de la capacité d'emmagasinement de l'ensemble du système fluide, une variation de la pression de pore de 10 bars correspond à un déplacement du piston compris entre 40 et 100 μm . Pour les valeurs les plus faibles, le capteur de déplacement n'indique plus une variation linéaire avec l'augmentation de la pression. Il a été également particulièrement délicat de replacer le piston pour la même pression à la même position avec une précision de 5 μm . La variabilité de nos résultats autour de la valeur moyenne peut probablement s'expliquer par les limites de résolution des capteurs de pression et de déplacement.

On compare nos résultats de mesure de la capacité d'emmagasinement à l'eau avec ceux obtenus par Faulkner (1997) à l'argon (figure III-21). En mesurant la capacité d'emmagasinement B_d , même avec l'argon, il obtient des valeurs qui présentent une certaine dispersion autour de la droite de régression en fonction de la pression de pore. Il obtient une bonne correspondance entre le volume mesuré directement et celui déduit des mesures de B_d à l'argon.

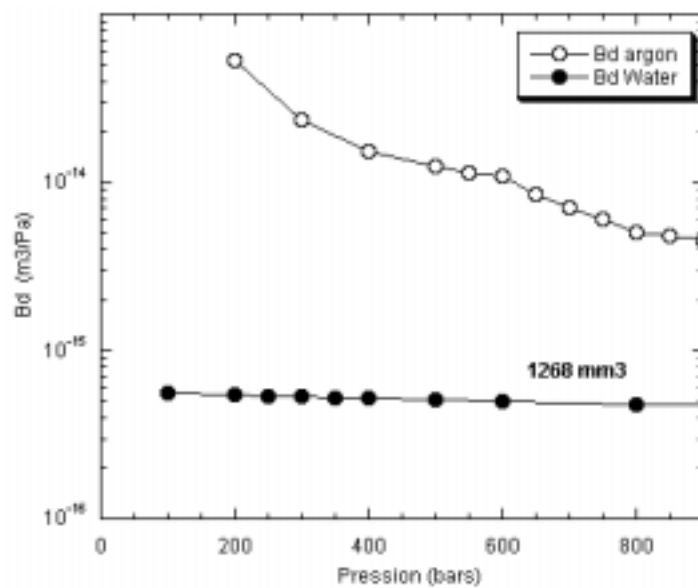


Figure III-21 : Résultats de Faulkner (1997) pour la capacité d'emmagasinement du réservoir inférieur mesurée à l'argon pour différentes pressions de pore. La pente de la droite de régression permet de calculer le volume du réservoir inférieur et d'en déduire la capacité d'emmagasinement de ce réservoir calculée pour l'eau.

Fischer & Paterson (1992b) n'ont pas procédé à des mesures expérimentales et calculent la capacité d'emmagasinement à partir du volume de 850 mm³ de leur réservoir inférieur. Zhang *et al.* (1994a) obtiennent une différence de 35% entre la valeur de B_d mesurée et celle calculée à partir d'un volume du réservoir inférieur évalué à 800 mm³. Dans notre étude, le volume de 1820 mm³ du réservoir inférieur réduit obtenu par mesure de B_d est supérieur de 44% à celui évalué préalablement. Cette différence provient exclusivement de l'incertitude sur le comportement sous pression de la membrane du transmetteur de pression Keller.

Ces résultats sont satisfaisants pour exploiter les mesures de la perméabilité en méthode harmonique. Cependant, au vu des résultats obtenus, il serait judicieux de remplacer les transmetteurs de pression Keller à membrane affleurante par des capteurs présentant des volumes morts beaucoup plus faibles et de meilleure résolution.

III.6 Mise en oeuvre de la mesure de la perméabilité

III.6.1 Introduction

Le perméamètre de précision est conçu de manière à pouvoir mettre en oeuvre indifféremment l'une des trois mesures de la perméabilité :

- la méthode par écoulement stationnaire implique de contrôler parfaitement les valeurs des pressions dans les réservoirs inférieur et supérieur, afin d'être en mesure de maintenir une différence de pression constante au cours du temps. On agit sur l'avancée et le recul des pistons des pompes de pression de pore, ces déplacements sont gérés par un moteur à courant continu dont la rotation dépend de la tension d'entrée. On enregistre en continu les positions des pistons des deux pompes.

- la méthode par écoulement transitoire suite à une impulsion de pression consiste à établir une pression de pore constante, puis à appliquer d'un côté de l'échantillon, à un instant donné, une brève impulsion de pression. On enregistre la pression de part et d'autre de l'échantillon.
- la méthode "harmonique" par écoulement alternatif sinusoïdal nécessite la mise en place d'une pression de pore continue d'un côté de l'échantillon, à laquelle on surimpose un certain nombre de cycles d'oscillations sinusoïdales dont la période et l'amplitude sont fixées par l'utilisateur. La pression est enregistrée simultanément de chaque côté de l'échantillon.

Afin de satisfaire simultanément à ces exigences techniques, nous avons développé un système d'asservissement et de contrôle des données géré par l'intermédiaire d'un programme Labview.

La mesure de la perméabilité requiert dans tous les cas un contrôle très strict de la température et de la pression de confinement.

III.6.2 Contrôle général : logiciel LabVIEW

LabVIEW[®] (Laboratory Virtual Instrument Engineering Workbench) de National Instrument[™] est un logiciel de développement de programmes d'applications qui utilise un langage de programmation graphique. Il permet de créer des programmes sous la forme de diagrammes, les différentes fonctions étant repérées par des icônes connectées fonctionnellement entre elles. LabVIEW[®] propose également des outils et des fonctions pré-programmés, les *Virtual Instruments* (Instruments virtuels) ou *VI*, dont le fonctionnement et l'apparence sont analogues à ceux d'instruments réels. Un VI présente donc une interface utilisateur interactive (*face avant*), reçoit des instructions d'un *diagramme* et peut être utilisé comme programme principal ou comme sous-programme à l'intérieur d'un autre programme (*sous VI* dans un VI).

Dans notre étude, l'utilisation de LabVIEW[®] s'est imposée pour le contrôle des instruments du perméamètre, l'acquisition et l'analyse des données, ainsi que pour la partie modélisation. L'ensemble des programmes et applications a été développé avec la version 6i pour PC.

On utilise une carte PCI (PCI-MIO-16XE-10) pour recevoir les données provenant :

- des capteurs de pressions de fluide supérieure et inférieure
- des capteurs de pression de confinement
- des capteurs de déplacement inférieur et supérieur
- des capteurs de température intérieure et extérieure

et convertir les signaux analogiques (tension 0-10V, -1-1V, 0-1V) en données digitales (bits).

On envoie :

- un signal analogique aux moteurs qui actionnent les pompes de pression de pore supérieure et inférieure,
- un signal digital au circuit de contrôle de l'électrovanne de la pompe de pression de confinement.

La face avant du programme permettant la gestion et la mise en oeuvre des mesures de la perméabilité est présentée à la figure suivante. Le programme est conçu de manière à faire varier le sens et la vitesse de déplacement des pistons des pompes par l'intermédiaire du contrôle des moteurs en fonction des pressions souhaitées. On peut ainsi maintenir une pression de pore constante au cours du temps (saturation de l'échantillon), appliquer un gradient de pression fixe entre les deux extrémités de l'échantillon (mesure par écoulement stationnaire), imposer une brève augmentation de la pression dans l'un des deux réservoirs (mesure par écoulement transitoire suite une impulsion de pression) ou faire varier la pression suivant une oscillation de forme sinusoïdale, carrée ou triangulaire, d'amplitude et de fréquence donnée (mesure harmonique).

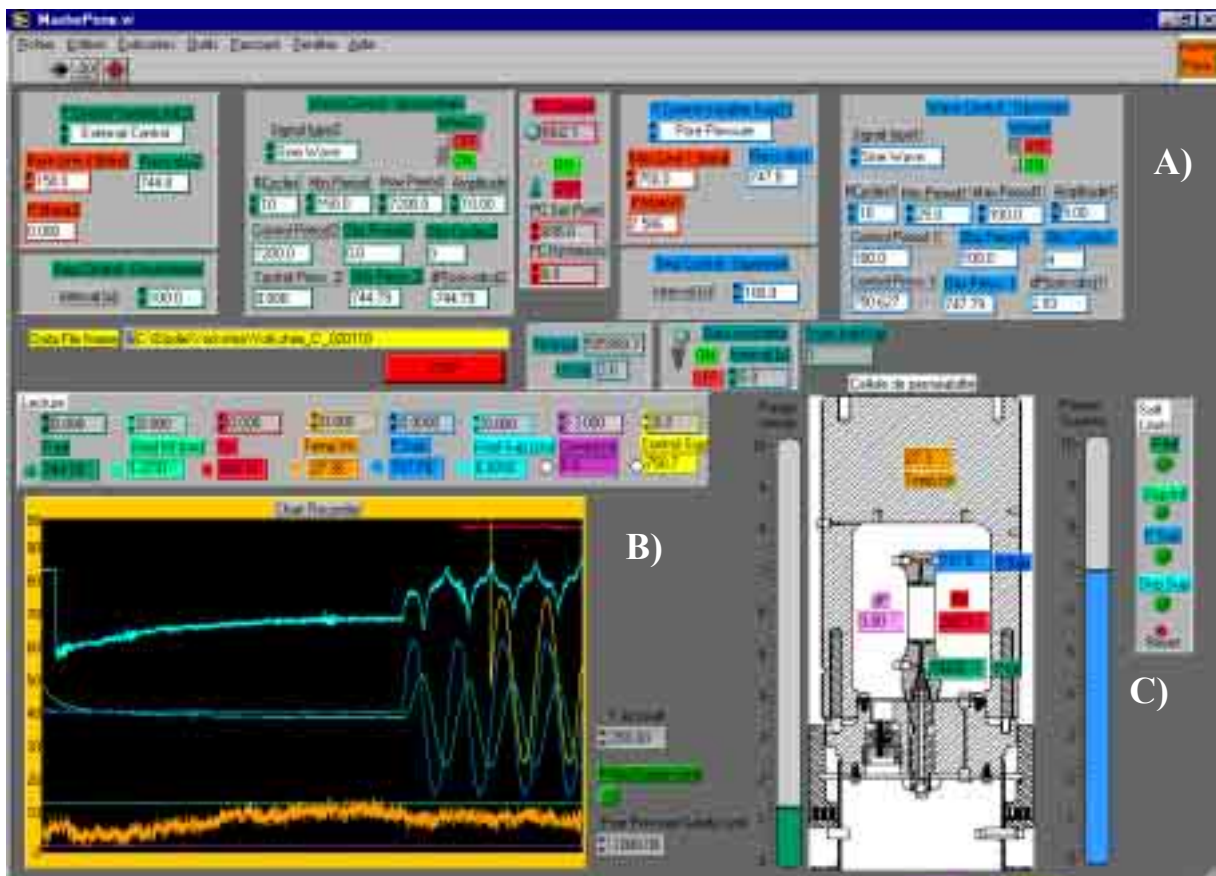


Figure III-22 : Face avant du programme LabVIEW® "Permlogger" permettant A) le contrôle des pressions de pore inférieure (vert foncé) et supérieure (en bleu foncé) et de la pression de confinement (en rouge), avec la mise en place de sécurités. Le programme effectue également B) l'enregistrement des paramètres, ainsi que celui des positions des pistons inférieur (en vert clair) et supérieur (en bleu clair), de la température (en orange) et de la tension injectée au moteur de la pompe de pression de pore supérieure (en jaune). Il en donne une représentation graphique au cours du temps. C) Visualisation des données de pression et de température replacées dans leur contexte, ainsi que des positions des pistons permettant de suivre leur avancée (injection vers le bas) ou leur recul.

III.6.3 Régulation en PID

L'ajustement des paramètres se fait suivant une régulation en PID. Un régulateur est le composant d'une chaîne de régulation ou d'asservissement dont la grandeur d'entrée est la différence algébrique $\varepsilon(t)$, appelée écart, entre une grandeur contrôlée $M(t)$ et une grandeur de consigne C . On a $\varepsilon(t) = M(t) - C$ (Peyrucat, 1993). Les trois actions de base du régulateur sont Proportionnelle, Intégrale et Dérivée.

La régulation par une action proportionnelle P consiste à diminuer l'écart ε entre la mesure et la consigne, avec comme sortie $S(t) = G \varepsilon(t) + S_0$, où G est le gain du régulateur et S_0 la sortie lorsque la mesure est égale à la consigne ($\varepsilon(t) = 0$). On parle également de bande proportionnelle BP , avec $BP \% = 100 / G$. Lorsque l'on modifie la consigne ou à l'arrivée d'une perturbation, la régulation avec une action P rétablit la mesure, mais celle-ci présente toujours un écart avec la consigne. La fonction intégrale I permet d'éliminer cet écart. Cette fonction est utilisée seule ou associée à l'action P . L'action I est proportionnelle à la surface de l'écart, et s'applique jusqu'à ce que l'écart soit nul. Lorsque les variations de la grandeur contrôlée sont rapides et les temps de la régulation plutôt longs, on peut ajouter la fonction dérivée D aux actions proportionnelle P et intégrale I . Elle permet de gagner en rapidité de déclenchement de la réponse et donc en stabilité de la mesure.

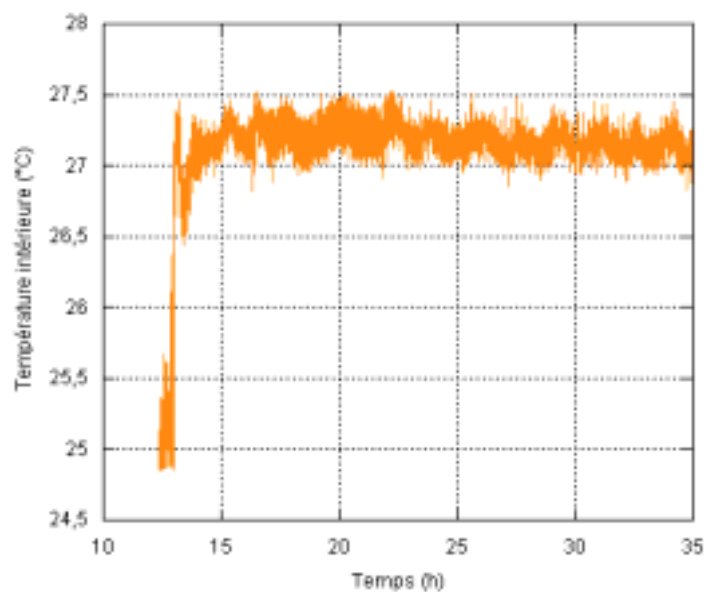
On peut utiliser l'action P seule, ou associée à l'action I et éventuellement à l'action D , selon la précision et la dynamique de la correction que l'on souhaite obtenir. Une régulation en PID utilise les trois actions. Il est important de doser avec soin les actions de régulation entre efficacité et maintien de la stabilité de la boucle de régulation, sinon on court le risque de voir apparaître des oscillations de la mesure.

III.6.4 Contrôle de la température

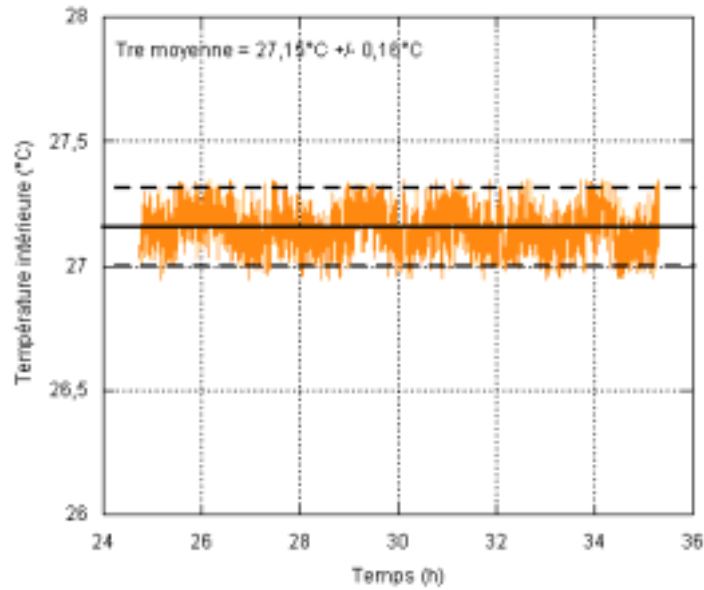
Les volumes mis en jeu pendant l'expérience sont petits et toute variation de température se traduit donc par une variation significative de pression. Pour obtenir une grande précision sur les mesures des volumes et des pressions, les variations de la température doivent être aussi minimales que possible, selon les conditions expérimentales, soit $\pm 0,02^\circ\text{C}$ pour Morrow & Lockner (1997), $\pm 0,1^\circ\text{C}$ à 40°C pour Darot & Reuschlé (2000), $\pm 0,5^\circ\text{C}$ à 27°C pour Morrow & Byerlee (1992), $\pm 1^\circ\text{C}$ pour Keaney (1998).

Nous avons choisi de contrôler la température dans une gamme comprise entre 27°C et 32°C. La viscosité de l'eau est constante entre 1 et 1000 bars, et sa valeur ne dépend que de la valeur de température. Le perméamètre est installé dans une pièce sans fenêtre, située en sous-sol, dont l'unique porte a été équipée de lames de plastique afin de limiter les échanges thermiques avec le reste du laboratoire. Nous avons construit une enceinte thermostatée isolée par du polystyrène et des plaques de contre-plaqué, dans laquelle nous avons placé l'ensemble du système. Dans cette enceinte, on régule la température à $\pm 0,16$ °C (figure III-23) grâce à un système de chauffage par trois ampoules électriques de 100W chacune, situées en bas de l'enceinte, et de répartition de la chaleur par des ventilateurs. La température est mesurée dans l'enceinte par un thermocouple chemise de type T et transmis à un régulateur programmeur 2404 Eurotherm[®]. Grâce à une régulation PID, qui commande l'allumage ou l'extinction des ampoules, on maintient la température autour d'une valeur moyenne. On enregistre la température au cours du temps par le programme Labview. Pour contrôler l'ensemble, on mesure régulièrement la température à l'intérieur et à l'extérieur de l'enceinte à l'aide d'une sonde de température de précision Omega HHM25.

L'ouverture de l'enceinte entraîne une modification de la température qui est fonction de la température de régulation et de la température de la pièce. Le rétablissement de la température stable de départ (consigne) par le régulateur nécessite plusieurs heures (figure III-23). On adjoint une source de chaleur (lampe halogène) supplémentaire que l'on active lorsque l'enceinte est ouverte pour compenser la perte de chaleur et limiter le gradient de température à appliquer ensuite.



a)



b)

Figure III-23 : Régulation de la température dans l'enceinte thermostatée a) après une modification importante de la température (chute de 2°C suite à l'ouverture de l'enceinte), b) en continu.

En régulation continue (figure III-23), on maintient une stabilisation de la température autour de la température souhaitée à 0,16°C près, ce qui est satisfaisant au vu des valeurs préalablement citées, mais insuffisant pour explorer des perméabilités extrêmement faibles qui requièrent des durées d'expériences plus longues. De plus, dans ce cas de figure, les volumes minimaux de fluide pris en compte pour la mesure de la perméabilité sont affectés de manière significative par les micro-oscillations de température imposées par la régulation de PID. Ceci implique que nous devons effectuer des corrections systématiques sur les résultats. La stabilité de la température dans l'enceinte thermostatée du perméamètre doit être encore améliorée. On envisage également d'équiper la pièce dans laquelle se trouve le perméamètre d'un système de climatisation afin de s'affranchir notamment des forts gradients de températures nocturne-diurne.

III.6.5 Pression de confinement

On impose une pression de confinement isotrope autour de l'échantillon gainé par l'intermédiaire du fluide de confinement. Le remplissage de la cellule de perméabilité (de volume 2,25 litres), la montée et le maintien sous pression sont assurés par une pompe à air comprimé, dont l'arrivée est contrôlée par une électrovanne. L'activation de l'électrovanne par l'envoi d'une tension se fait par l'intermédiaire du programme LabVIEW® "permlogger" dont

on a parlé plus haut. Ce principe manquant de précision, nous avons ajouté au circuit une pompe manuelle haute pression qui permet d'ajuster la pression de confinement à la valeur souhaitée. Lorsque cette pression est atteinte, on isole le circuit de pression de confinement des pompes de manière à limiter les sources de fuites, car le système dans sa configuration ne permet pas de compenser automatiquement une perte de pression continue. En pratique, les variations de la pression de confinement sont essentiellement contrôlées par les variations de la température, ce qui nous conforte dans l'objectif d'améliorer la régulation de la température.

III.7 Conclusion

Après de nombreux essais et divers problèmes techniques inhérent à toute réalisation expérimentale, nous avons finalisé la mise en œuvre du perméamètre de précision suivant les objectifs que nous nous étions fixés. Le perméamètre de précision permet de réaliser des mesures automatisées de la perméabilité des roches. Une enceinte thermostatée permet de contrôler la température de l'expérience à 0,16°C près autour d'une température de consigne (pouvant être comprise entre 27°C et 32°C). La pression de confinement peut atteindre 1000 bars et est contrôlée à 1 bar près. La pression de pore est au maximum de 950 bars, et est contrôlée de manière à pouvoir mettre en œuvre trois méthodes de mesure de la perméabilité, la méthode par écoulement stationnaire, la méthode par écoulement transitoire suite à une impulsion de pression, la méthode "harmonique" par écoulement alternatif sinusoïdal. Les perméabilités mesurées par le perméamètre de précision sont comprises entre 10^{-17} m² et 10^{-22} m².

Chapitre IV

IV Mesures de calibration

<u>IV.1 Introduction</u>	102
<u>IV.2 Mesures comparatives entre la méthode par écoulement stationnaire et la méthode harmonique</u>	102
IV.2.1 La méthode par écoulement stationnaire	102
IV.2.2 La méthode harmonique	104
IV.2.3 Comparaison des résultats	109
<u>IV.3 Le granite de Westerly</u>	110
IV.3.1 Introduction	110
IV.3.2 Principaux résultats	110
IV.3.3 Mesures de la perméabilité du granite de Westerly en méthode harmonique	113
IV.3.4 Résultats	116
IV.3.5 Discussion et conclusions	118
<u>IV.4 Le mortier microporeux</u>	119
IV.4.1 Contexte	119
IV.4.2 Echantillon	120
IV.4.3 Microstructure de porosité	121
IV.4.4 Mesures de la perméabilité du mortier micro-poreux par la méthode harmonique	123
IV.4.5 Résultats	124
IV.4.6 Discussion et conclusion	126

Chapitre IV

Mesures de calibration

IV.1 Introduction

La mise en œuvre d'un appareillage tel que le perméamètre de précision requiert un certain nombre de conditions de stabilité que nous avons présentées dans le chapitre précédent. Les mesures de perméabilité doivent être effectuées en contrôlant parfaitement les variations de la température et des différentes pressions, ainsi que les volumes de fluide impliqués. Après avoir rempli toutes ces conditions, nous avons cherché à vérifier si les résultats de perméabilité obtenus avec notre perméamètre de précision étaient cohérents et pouvaient être validés. Pour cela, nous avons procédé en trois étapes. Nous avons utilisé successivement la méthode harmonique et la méthode par écoulement stationnaire sur un même échantillon et dans les mêmes conditions de mesure et avons comparé les résultats obtenus. Les enseignements que nous en avons tirés sont exposés dans une première partie. La deuxième et troisième parties de ce chapitre présentent les mesures de la perméabilité réalisées avec la méthode harmonique sur des "standards" naturel, le granite de Westerly, et artificiel, un mortier micro-poreux, dans le but de comparer nos résultats de perméabilité avec ceux obtenus avec d'autres perméamètres.

IV.2 Mesures comparatives entre la méthode par écoulement stationnaire et la méthode harmonique

IV.2.1 La méthode par écoulement stationnaire

La mise en œuvre de la méthode par écoulement stationnaire impose l'utilisation des deux pompes de pression de pore et un ajustement permanent des pressions de pore dans les réservoirs supérieur et inférieur. On maintient une différence de pression constante de part et d'autre de l'échantillon et on mesure les mouvements des pistons des pompes engendrés par la circulation du fluide à travers l'échantillon. Cette méthode est très simple dans son principe mais très délicate à mettre en œuvre. On doit impérativement s'affranchir de toute fuite de fluide susceptible de fausser les résultats. Pour pouvoir utiliser les deux pompes de pression de pore, on implique l'ensemble du circuit de pression fluide (voir paragraphe III.5) et donc d'avantage de vannes et de raccords qui sont autant de sources potentielles de fuites. La température et la pression de confinement ne doivent absolument pas varier au cours de la mesure. Or la méthode par écoulement stationnaire se base sur la transmission du fluide de

part et d'autre de l'échantillon, ce qui nécessite une durée beaucoup plus importante que la transmission d'une onde de pression dans le cas des mesures avec la méthode harmonique ou la méthode par écoulement transitoire suite à une impulsion de pression.

Une fois le régime stationnaire établi pour un gradient de pression ΔP fixé, les déplacements des pistons des pompes de pression de pore supérieure et inférieure sont symétriques. L'avancée de l'un correspond au recul de l'autre. On mesure le déplacement des pistons au cours du temps, et on peut en déduire le débit volumique de fluide traversant la section normale à l'axe de l'échantillon, connaissant les diamètres des pistons des pompes. On vérifie que le débit est bien proportionnel au gradient de pression, ce qui revient à tester la validité de la loi de Darcy dans le cas de l'échantillon étudié. A partir de la loi de Darcy (présentée dans le paragraphe I.4.2), pour un gradient de pression le long de l'échantillon suffisamment petit pour ne pas entraîner de déformation du réseau poreux, si on connaît le débit volumique (Q) par unité de temps dans une direction donnée et la viscosité dynamique (η) du fluide, il est possible de déduire la valeur de la perméabilité (k) en utilisant la relation suivante :

$$k = -Q \frac{\eta L}{S \Delta P}$$

dans laquelle k est la perméabilité intrinsèque de l'échantillon en m^2 , Q est le débit volumique du fluide en $m^3 \cdot s^{-1}$, η est la viscosité dynamique du fluide en $Pa \cdot s$, S est la section de l'échantillon perpendiculaire à la direction de l'écoulement et L sa longueur, respectivement en m^2) et en m , ΔP est la différence de pression entre les deux extrémités de l'échantillon en Pa .

La figure IV-1 présente un exemple de mesure de la perméabilité avec la méthode par écoulement stationnaire d'un échantillon de grès de Yorkshire, de longueur 21,8 mm, de diamètre 24,9 mm (soit une section S de 487 mm^2), pour une température d'expérience de 27 °C, soit une eau de viscosité $\eta = 8,51 \cdot 10^{-4}$ $Pa \cdot s$, pour $P_c = 901$ bars, $P_p = 55,1$ bars et $\Delta P = 4,95$ bars ($4,95 \cdot 10^5$ Pa). Le déplacement absolu des pistons étant de 0,147 cm / h, pour un piston de rayon 3,91 mm (et de section S_{piston} de 48 mm^2), on obtient :

$$Q(m^3/s) = S_{piston} \times \text{depl}(cm/h) \times (10^{-2}) / 3600$$

et

$$k = Q / \Delta P \times \eta L / S$$

d'où on trouve une perméabilité de $1,52 \cdot 10^{-18}$ m^2 .

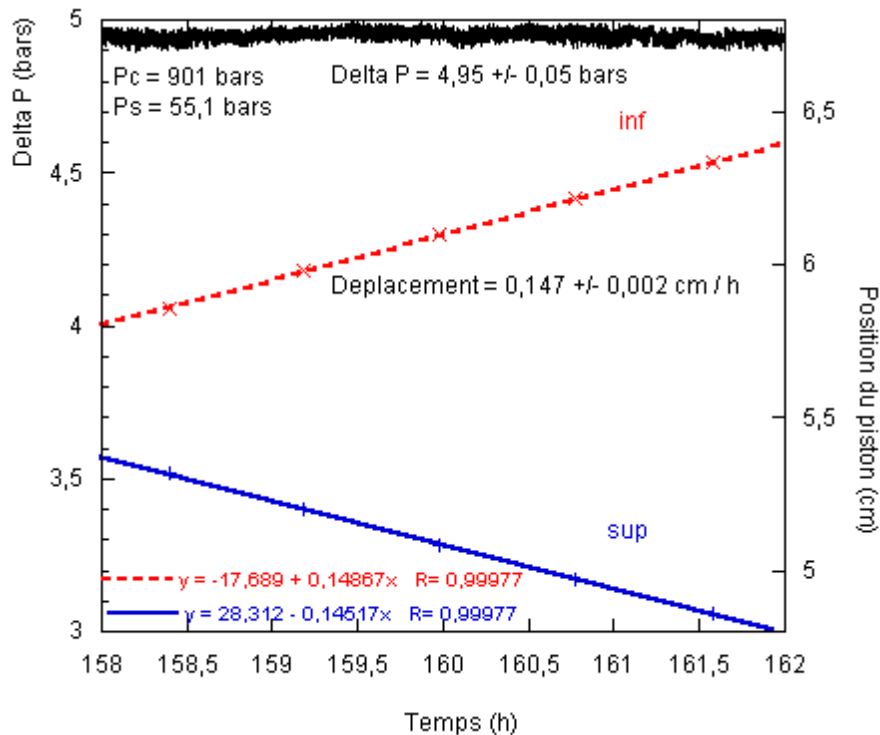


Figure IV-1 : Exemple de mesure de la perméabilité par la méthode stationnaire pour un échantillon de grès de Yorkshire de longueur 21,8 mm, de diamètre 24,9 mm (soit une section S de 487 mm²), une température d'expérience de 27 °C, soit une eau de viscosité $\eta = 8,51 \cdot 10^{-4}$ Pa.s, pour $P_c = 901$ bars, $P_p = 55,1$ bars et $\Delta P = 4,95$ bars ($4,95 \cdot 10^5$ Pa). Le déplacement absolu des pistons est de 0,147 cm / h, soit pour un piston de rayon 3,91 mm (et de section S_{piston} de 48 mm²), on a $Q(m^3/s) = S_{piston} \times depl(cm/h) \times (10^{-2})/3600$ et $k = Q/\Delta P \times \eta L / S$ d'où on trouve une perméabilité de $1,52 \cdot 10^{-18}$ m².

IV.2.2 La méthode harmonique

a) Mesure et sélection des données

Comme nous l'avons exposé dans le paragraphe II.5, la méthode harmonique repose sur la création dans le réservoir supérieur d'une onde de pression sinusoïdale dont on contrôle l'amplitude et la période, et la mesure en fonction du temps des pressions dans les réservoirs inférieur et supérieur. Elle nécessite donc l'utilisation d'une seule pompe et un volume de réservoir inférieur aussi réduit que possible (voir paragraphe III.5), ce qui présente l'avantage de limiter les sources de fuite. Un autre avantage de cette mesure est la rapidité de la transmission d'une onde de pression par rapport à la transmission d'un fluide, ce qui limite les variations de la pression de confinement et de la température au cours d'une mesure. Elle permet également d'effectuer le traitement des données par transformées de Fourier sur plusieurs cycles ce qui améliore considérablement le rapport signal sur bruit.

Pour une pression de confinement donnée, on impose une certaine pression P_{sup} dans le réservoir supérieur et on laisse se stabiliser les pressions P_{sup} et P_{inf} dans les réservoirs supérieur et inférieur. Une fois que l'on a atteint un régime d'équilibre de part et d'autre de (et donc à travers) l'échantillon, on impose dans le réservoir supérieur une oscillation sinusoïdale de la pression, avec une certaine période et une certaine amplitude. La pression enregistrée dans le réservoir situé après l'échantillon a la forme d'une oscillation sinusoïdale, atténuée et déphasée par rapport à l'onde de départ. Par l'intermédiaire du programme LabVIEW[®] Permlogger (voir paragraphe III.6), on enregistre les valeurs de P_c , P_{sup} , P_{inf} (entre autres) au cours du temps.

La figure IV-2 présente un exemple de mesure de la perméabilité avec la méthode harmonique sur un échantillon de grès de Yorkshire, pour une pression de confinement de 900 bars et une pression de pore de 50 bars, et une période d'oscillation de 100 s et une amplitude de 5 bars.

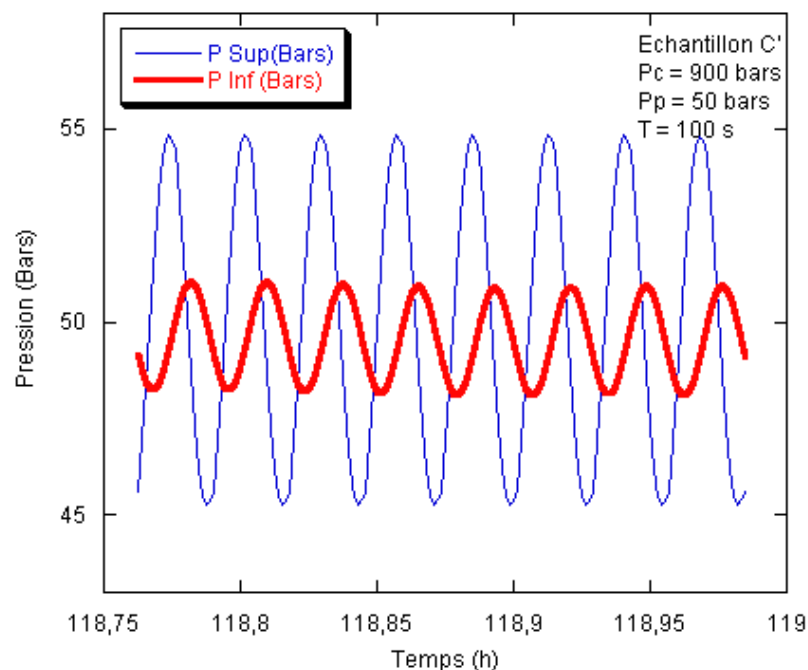


Figure IV-2 : Variations des pressions supérieure et inférieure en fonction du temps pour un échantillon de grès de Yorkshire, à une pression de confinement de 900 bars et une pression de pore de 50 bars, les oscillations de la pression supérieure sont imposées avec une période de 100 s et une amplitude de 5 bars.

On découpe les enregistrements pour une même pression de confinement, une même pression de pore P_{sup} , une même période et une même amplitude. En représentant graphiquement les courbes de variation des pressions supérieure et inférieure en fonction du temps, on peut sélectionner les mesures pour lesquelles les oscillations de la pression inférieure présentent une bonne régularité sur une dizaine de cycles (comme sur la figure IV-2). Les variations parasites peuvent être de différentes origines, notamment des mauvais contacts électriques, ou des particules solides provenant de la roche, des pastilles ou de l'eau qui viennent perturber la mesure du capteur de pression. De la même manière, si la pression de pore n'est pas parfaitement équilibrée lorsque l'on impose les oscillations de pression, la pression inférieure présente des variations différentes de celles attendues.

b) Traitement des données

On utilise le programme LabVIEW[®] Harmonique pour exploiter les mesures des oscillations de P_{sup} et P_{inf} en fonction du temps. A partir du fichier de données (représenté sur la figure IV-2), sur lesquelles on effectue un traitement par transformées de Fourier rapide (FFT), le programme calcule le déphasage entre les deux signaux et le rapport des amplitudes des deux ondes. Il détermine ensuite par itérations successives les solutions γ et ψ qui satisfont aux équations présentées dans le chapitre précédent et en déduit les valeurs de la perméabilité k , de l'emmagasinement $\beta_{\text{éch}}$ et de la diffusivité D .

Pour pouvoir effectuer le traitement des données, il est nécessaire de connaître les dimensions de l'échantillon, la période des oscillations de la pression supérieure, la viscosité de l'eau à la température de l'expérience ainsi que la capacité d'emmagasinement du réservoir inférieur. Cette dernière mesure a été détaillée dans le chapitre précédent (paragraphe III.5.3) et conduit aux résultats suivants (figure IV-3) pour des mesures effectuées à différentes pressions de confinement et pressions de pore, et une température de 27 °C.

P_p (MPa)	10	30	50	70	90	110	130
B_d ($10^{-16} \text{ m}^3 \cdot \text{Pa}^{-1}$)	8,2183	8,1773	8,1366	8,0962	8,0558	8,0158	7,9760
P_p (MPa)	150	170	190	350	450	750	850
B_d ($10^{-16} \text{ m}^3 \cdot \text{Pa}^{-1}$)	7,9366	7,8973	7,8584	7,5565	7,3770	6,8823	6,7327

Figure IV-3 : Capacités d'emmagasinement du réservoir inférieur réduit pour différentes pressions de pore.

Les paramètres que l'on peut faire varier sont les suivants :

- la différence entre le rapport des amplitudes mesuré initialement et celui recalculé par le programme après traitement ("confidence level"). On admet généralement un écart de 0,0001. Un écart plus petit (0,00002) permet d'affiner les résultats mais nécessite un temps de calcul plus long et le programme peut ne pas trouver de solution satisfaisante.
- le pas avec lequel on fait varier le paramètre ψ lors de la mesure par itérations successives (1/10000, 2/10000, 3/10000, ...).
- le nombre de cycles sur lesquels on effectue le traitement.
- le nombre de points N, N devant être une puissance de 2 (N = 128, 256, 512, 1024,...), que l'on affecte à la courbe lors du traitement par transformées de Fourier rapide (FFT).

On dose ces différents paramètres de manière à obtenir des valeurs cohérentes avec un temps de calcul raisonnable. La face avant du programme LabVIEW® Harmonique est illustrée par la figure IV-4 pour la mesure de la perméabilité d'un échantillon de grès de Yorshire, pour une pression de confinement de 900 bars et une pression de pore de 150 bars, et une période d'oscillation de 100 s et une amplitude de 5 bars. Les diagrammes correspondant à chacune des applications de ce programme sont présentés en annexe.

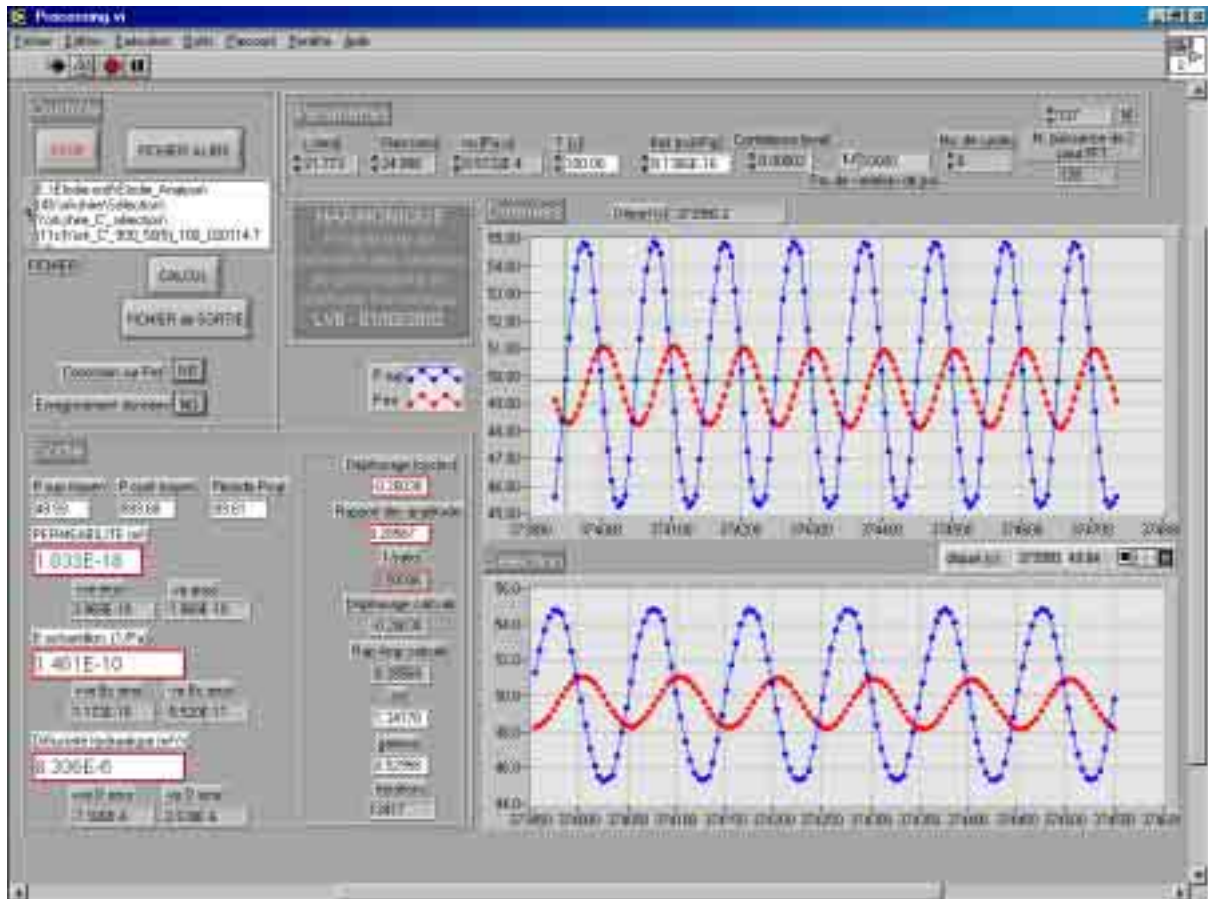


Figure IV-4 : Face-avant du programme LabVIEW® Harmonique pour le traitement des données de pression en méthode harmonique, pour un échantillon de Yorkshire, une pression de confinement de 900 bars, une pression de pore de 50 bars, une amplitude de 5 bars et une période 100 s. Le diagramme du haut représente les données brutes, celui du bas, les données sélectionnées après traitement. On distingue les paramètres d'entrée en haut à droite, et les valeurs calculées par le programme, en bas à gauche.

c) Transformées de Fourier

Les signaux enregistrés par les capteurs de pression dans les réservoirs supérieur et inférieur sont la somme de plusieurs composantes, dont une seule est liée aux oscillations sinusoïdales imposées dans le réservoir supérieur. Les autres composantes sont considérées comme du bruit électronique ou dû aux variations de température, et doivent être dissociées du signal (Fischer, 1992a). Le signal qui nous intéresse est lié à une fréquence particulière unique. La transformée de Fourier permet de visualiser l'amplitude de la puissance de chaque composante fréquentielle du signal. L'utilisation de la "transformée de Fourier rapide" (FFT) permet d'améliorer de manière significative le rapport signal sur bruit des données brutes enregistrées (Fischer & Paterson, 1992b ; Faulkner, 1997). Cela requiert la connaissance au

préalable de la période des oscillations de l'onde que l'on étudie. On calcule l'amplitude et la phase de toutes les harmoniques comprises entre 1 et $N/2$, N étant le nombre de points (répartis uniformément dans le domaine temporel) dans un fichier. Le nombre de points contenus dans un fichier doit impérativement être une puissance de 2 ($N = 128, 256, 512, 1024, \dots$).

IV.2.3 Comparaison des résultats

Nous avons mis en oeuvre une série de mesures comparatives avec la méthode par écoulement stationnaire et la méthode harmonique. Pour un même échantillon, nous avons effectué des mesures de la perméabilité avec les deux méthodes pour différentes pressions de confinement et de pore. N'ayant pas trouvé d'indication dans la littérature, nous avons choisi de définir la pression de pore de la façon suivante :

- pour la méthode harmonique, il s'agit de la pression imposée dans le réservoir supérieur avant la mise en route des oscillations (pression moyenne),
- pour méthode stationnaire, on considère qu'il s'agit de la moyenne entre les pressions supérieure et inférieure, soit approximativement la pression au milieu de l'échantillon.

Ces mesures n'ont pu être réalisées que récemment du fait de nombreux problèmes techniques liés au fonctionnement d'une deuxième pompe de pression de pore, indispensable à la mise en oeuvre de la méthode stationnaire. Les résultats préliminaires obtenus semblent montrer une bonne corrélation entre les deux mesures. Nous mettons également en évidence l'importance de la stabilisation du signal de pression inférieure en méthode harmonique. En effet, lorsque la mesure de la pression inférieure est perturbée par un effet parasite, le calcul de la perméabilité peut conduire à des valeurs nettement inférieures à celles attendues. Lorsque les mesures sont effectuées dans de bonnes conditions, la mesure par la méthode harmonique permet d'obtenir la valeur de la perméabilité aux conditions de pression et de température données (comme la mesure stationnaire), mais donne également la possibilité d'explorer la réponse du milieu poreux à la propagation d'une onde de pression de fréquence variable.

IV.3 Le granite de Westerly

IV.3.1 Introduction

Les mesures présentées dans ce paragraphe sont les toutes premières mesures à avoir été réalisées avec le perméamètre de précision, dans sa conception initiale (Mainprice & Larive, 2000). Nous avons choisi un matériau standard en Sciences de la Terre, le granite de Westerly, dans le but de valider les résultats obtenus avec le perméamètre de précision sur une roche cristalline peu perméable et d'apporter une approche nouvelle par l'utilisation de la méthode harmonique.

Nous nous sommes procurés un bloc parallélépipédique de granite de Westerly bleu, par l'intermédiaire du M.I.T. (don du Pr. C. Marone). Ce granite est relativement homogène du point de vue de sa composition minéralogique. Il présente une texture isotrope et est constitué de quartz (~30%), de plagioclase (~30%), de feldspath potassique (~25%), de biotite et de muscovite (~5%), et de minéraux accessoires (chlorite, apatite, ilmenite, hématite, titanite) (Keaney, 1998).

IV.3.2 Principaux résultats

Les premiers résultats de la perméabilité du granite de Westerly ont été publiés par Brace *et al.* (1968). Les mesures ont été réalisées avec la méthode transitoire suite à une impulsion de pression, établie à cette occasion. On doit multiplier leurs résultats par 2,303 pour corriger l'erreur engendrée par l'utilisation d'une échelle logarithmique en base 10 au lieu d'une échelle logarithmique népérienne (Mainprice & Larive, 2000). Les valeurs obtenues en employant de l'eau ou de l'argon comme fluide de pore sont similaires. Elles sont présentées à la figure suivante.

$P_c - P_p$ (bars)	k corrigé (m^2)	$P_c - P_p$ (bars)	k corrigé (m^2)
50	$8,06 \cdot 10^{-19}$	500	$1,45 \cdot 10^{-19}$
100	$5,29 \cdot 10^{-19}$	1000	$0,806 \cdot 10^{-19}$
250	$2,72 \cdot 10^{-19}$		

Figure IV-5 : Valeurs de la perméabilité du granite de Westerly pour différentes valeurs de la pression différentielle ($P_c - P_p$), après correction, d'après Brace *et al.* (1968).

Les figures IV-6 et IV-7 présentent les perméabilités du granite de Westerly mesurées avec la méthode par écoulement stationnaire par et avec la méthode transitoire suite à une impulsion de pression par Bernabé (1987). Dans les deux cas, le fluide de pore était de l'eau distillée. Morrow *et al.* (1986) font varier la pression de confinement en maintenant la pression de pore constante, et suivent deux cycles de chargement et de déchargement. La valeur maximale de perméabilité mesurée est $k = 3,033.10^{-20} \text{ m}^2$ pour $P_c=160$ bars et $P_p = 10$ bars en tout début d'expérience. Lorsqu'ils appliquent une pression de confinement plus importante, les valeurs de perméabilité décroissent d'un ordre de grandeur. Bernabé (1987) impose des pressions de confinement croissantes et à chaque pression de confinement effectue une montée puis une descente en pression de pore. Les résultats montrent des perméabilités variant entre $7,55.10^{-21} \text{ m}^2$ et $2,35.10^{-22} \text{ m}^2$ respectivement pour $P_c=200$ bars et $P_c=1000$ bars avec $P_p = 100$ bars dans les deux cas.

P_c (bars)	P_p (bars)	P_c-P_p (bars)	k (m^2)
160	10	150	$3,033.10^{-20}$
560	10	550	$6,86.10^{-21}$
960	10	950	$3,43.10^{-21}$
560	10	550	$6,07.10^{-21}$
160	10	150	$1,978.10^{-20}$
560	10	550	$5,01.10^{-21}$
960	10	950	$1,85.10^{-21}$
560	10	550	$4,62.10^{-21}$
160	10	150	$5,49.10^{-21}$
a)			

P_c (bars)	P_p (bars)	P_c-P_p (bars)	k (m^2)
200	100	100	$7,55.10^{-21}$
400	100	300	$2,18.10^{-21}$
400	300	100	$6,92.10^{-21}$
400	100	300	$1,99.10^{-21}$
600	100	500	$8,06.10^{-22}$
600	300	300	$1,59.10^{-21}$
600	100	500	$7,47.10^{-22}$
800	100	700	$4,52.10^{-22}$
800	300	500	$6,36.10^{-22}$
1000	100	900	$2,50.10^{-22}$
1000	300	700	$3,98.10^{-22}$
1000	100	900	$2,35.10^{-22}$

Figure IV-6 : Perméabilité du granite de Westerly, a) Morrow *et al.* (1986), b) Bernabé (1987) pour différentes de pression de confinement et pression de pore.

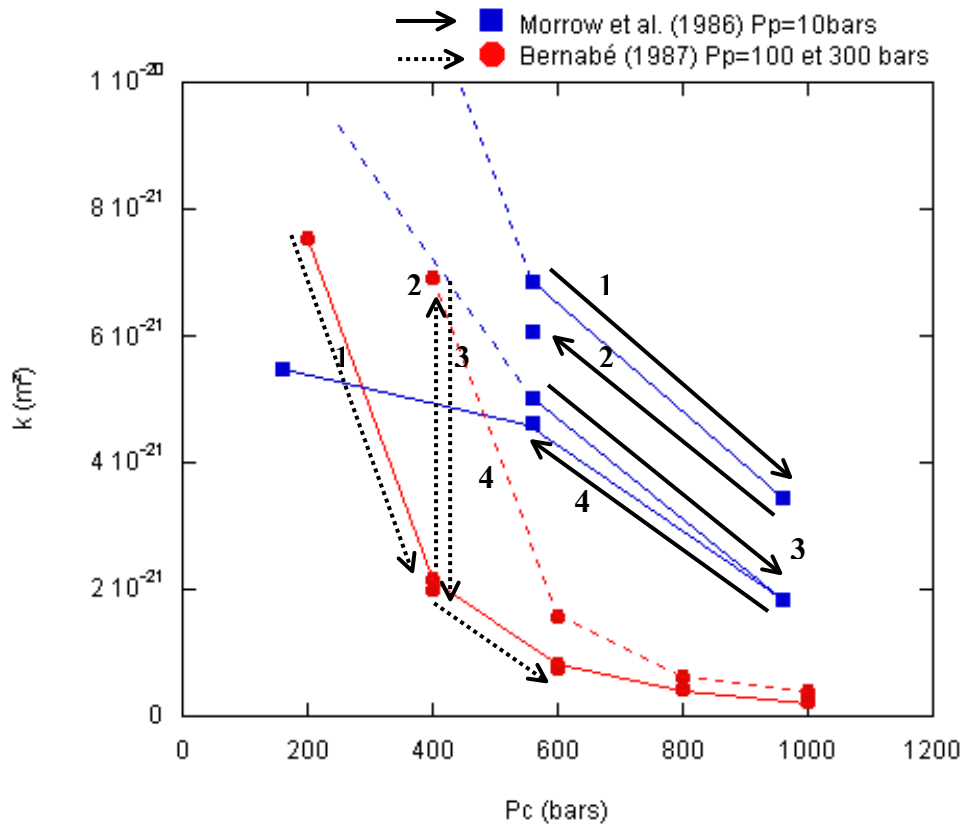


Figure IV-7 : Perméabilité du granite de Westerly en fonction de la pression de confinement pour différents cycles de pression de confinement (Morrow et al, 1986) et de pression de pore (Bernabé, 1987)

La perméabilité du granite de Westerly bleu est mesurée par Keaney (1998) avec une version modifiée (absence de réservoir inférieur) de la méthode transitoire suite à une impulsion de pression sur un échantillon de porosité $0,4\%$ à pression ambiante. Elle obtient des valeurs de $k = 2.10^{-20} \text{ m}^2$ pour $P_c - P_p = 150$ bars, et $k = 1,1.10^{-20} \text{ m}^2$ et $3,9.10^{-20} \text{ m}^2$ pour une pression différentielle ($P_c - P_p$) de 200 bars.

Ces différentes études de la perméabilité du granite de Westerly mettent en évidence une variabilité non négligeable de ce paramètre, d'une catégorie à l'autre (bleu ou rose), ou à l'échelle de la carrière.

IV.3.3 Mesures de la perméabilité du granite de Westerly en méthode harmonique

a) Echantillon

Nous avons préparé un échantillon du granite de Westerly en suivant la procédure détaillée dans le paragraphe III.3. Nous avons procédé à des mesures de la porosité par la méthode de saturation (paragraphe I.6.2), qui conduisent à une valeur de la porosité de 0,55 % et à une masse volumique de $2,67 \text{ g/cm}^3$. L'échantillon (figure IV-8) saturé et isolé par une gaine est mis en place dans la cellule de perméabilité.



Figure IV-8 : Echantillon du granite de Westerly

b) Mesures

La figure suivante présente le chemin de pression que nous avons suivi en effectuant les mesures de la perméabilité pour des pressions de confinement de 113 bars, 200 et 230 bars et de pressions de pore de 30, 50, 70, 90, 110, 130, 150, 170 et 190 bars. A chaque changement de pression, nous avons attendu une journée afin que les pressions se stabilisent. Compte tenu de la gamme de perméabilité dans laquelle se situe cette roche (paragraphe précédent), la période de variation des oscillations de la pression de pore supérieure la plus appropriée était d'environ une heure. Nous avons procédé à des mesures de la perméabilité pour des périodes de 16600, 6800, 3600, 1800, 900 et 450 s. L'amplitude de l'onde de pression de pore supérieure a été fixée à 5 bars pour les mesures réalisées aux pressions de confinement de 113 et 200 bars, et à 10 bars pour 230 bars. Au total, plus de 70 mesures ont été réalisées en méthode harmonique.

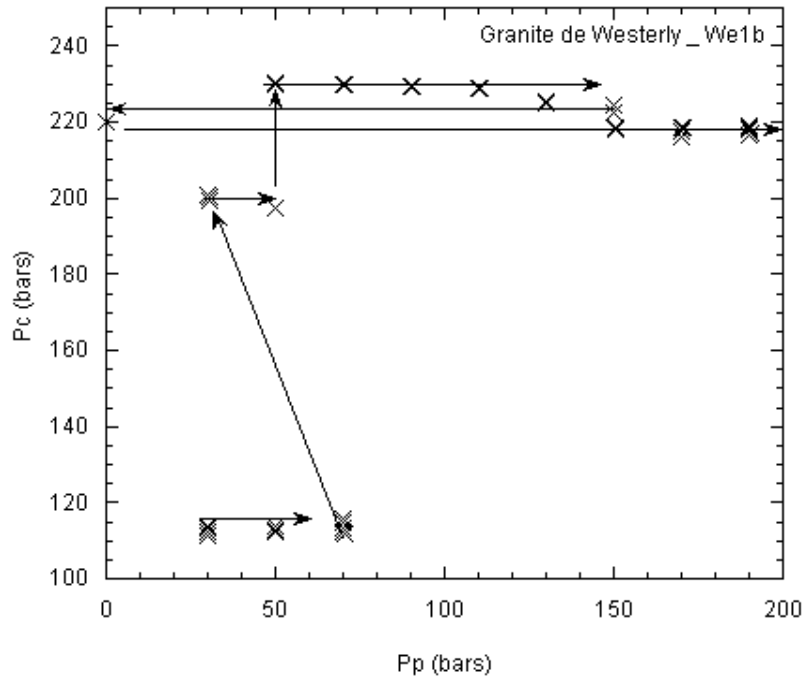


Figure IV-9 : Chemin de pression suivi pour effectuer les mesures de la perméabilité du granite de Westerly, en fonction de la pression de confinement et de la pression de pore.

En examinant les courbes de variation de la pression inférieure, nous avons pu éliminer certaines mesures pour lesquelles les conditions de stabilisation n'étaient pas réunies. Nous avons finalement retenu 53 mesures et nous avons calculé les valeurs de la perméabilité et de l'emmagasinement correspondantes. Les résultats sont présentés en annexe et dans la suite du texte.

c) Rapport des amplitudes et déphasage

La mesure de la perméabilité et de l'emmagasinement en méthode harmonique repose sur la mesure du rapport des amplitudes et du déphasage entre les ondes de pression supérieure et inférieure. La figure IV-10 regroupe ces valeurs pour chaque mesure. On observe une organisation des résultats en fonction de la période d'oscillation de l'onde imposée pour une même pression de confinement : plus la période est courte, plus l'onde résultante en sortie de l'échantillon est retardée et atténuée par rapport à l'onde imposée. La pression de confinement a le même effet : entre 100 bars et 200 bars, on constate que pour une même période la valeur du déphasage augmente et que le logarithme décimal du rapport des amplitudes diminue.

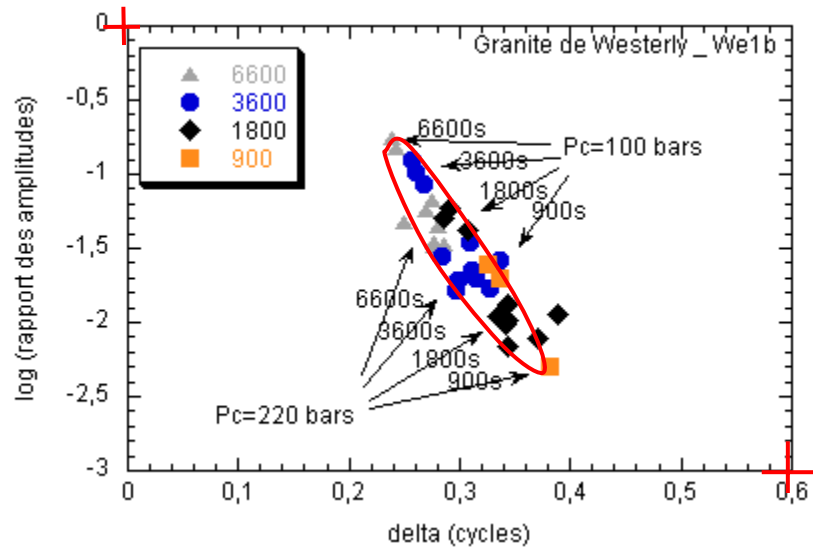


Figure IV-10 : Graphique représentant les valeurs du rapport des amplitudes en fonction du déphasage des ondes de pression P_{sup} et P_{inf} pour différentes périodes d'oscillation de l'onde P_{sup} , différentes pressions de confinement et différentes pressions de pore.

La figure IV-11 permet de visualiser la gamme des valeurs des paramètres ψ (psi) et γ (gamma) que l'on peut obtenir à partir des valeurs du rapport des amplitudes et du déphasage delta entre les ondes de pression supérieure et inférieure, par l'intermédiaire du programme LabVIEW® Harmonique. On constate que le domaine des valeurs obtenus pour le granite de Westerly correspond à une bonne détermination de la perméabilité et de l'emmagasinement (paragraphe II.5.4., Faulkner, 1997 ; Faulkner & Rutter, 2000).

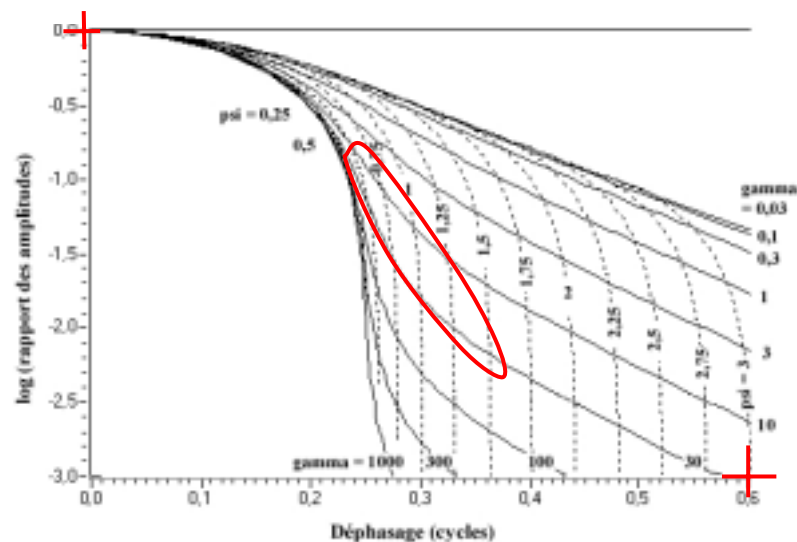


Figure IV-11 : Valeurs des paramètres de calcul ψ (psi) et γ (gamma) du programme de traitement des données en méthode harmonique en fonction du rapport des amplitudes et du déphasage des ondes de pression P_{sup} et P_{inf} , gamme des valeurs obtenus pour le granite de Westerly dans cette étude.

IV.3.4 Résultats

A partir des valeurs de ψ (psi) et γ (gamma), on peut calculer les valeurs de la perméabilité, de l'emmagasinement et de la diffusivité.

a) Résultats de perméabilité

Les résultats de perméabilité présentés à la figure IV-12 correspondent à 38 mesures sélectionnées. Nous avons écarté les mesures correspondant à une période de 450 s car le signal de pression inférieure était le plus souvent trop faible pour donner des résultats significatifs. A cette période, l'onde de pression ne peut pas pénétrer suffisamment profond dans l'échantillon pour atteindre la face inférieure.

Pour une pression de confinement de 113 bars, la perméabilité croît avec l'augmentation de la pression de pore de 5.10^{-21} m² pour $P_p = 30$ bars à $7,55.10^{-21}$ m² pour $P_p = 70$ bars. Pour une pression de confinement de 230 bars, l'effet de la pression de pore est moins marqué. La perméabilité décroît avec l'augmentation de la pression de confinement.

On n'observe pas d'effet de la période des oscillations sur les résultats de perméabilité.

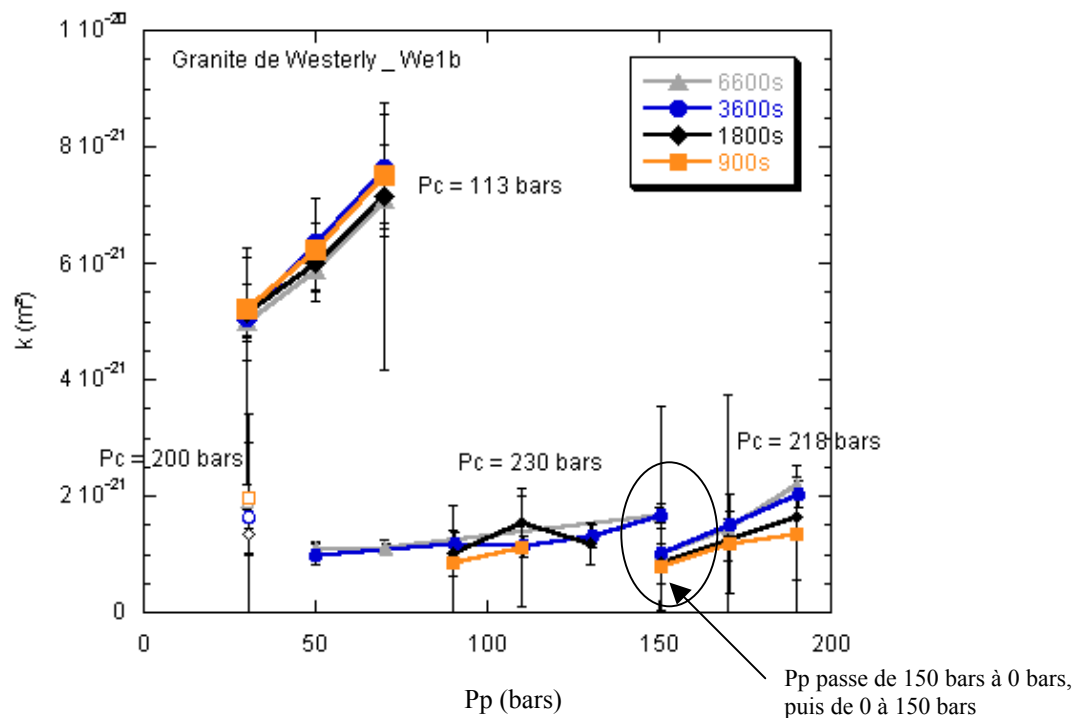


Figure IV-12 : Résultats de la perméabilité du granite de Westerly en fonction de la pression de pore pour différentes pressions de confinement et différentes périodes d'oscillations des ondes de pression supérieure.

La diminution relative de la perméabilité pour une pression de pore de 150 bars correspond à une modification de la pression de pore de 150 bars à zéro puis de 0 à 150 bars (pour une pression moyenne de 220 bars). La disparition de la pression de pore pour une pression de confinement constante entraîne une fermeture du réseau poreux connecté. Lorsqu'on applique de nouveau la même pression de pore, la connectivité initiale du réseau poreux ne se rétablit pas totalement, et nécessite l'application d'une pression de pore plus importante. A 190 bars, la perméabilité a retrouvé le niveau qu'elle aurait eu sans l'application du cycle de pression de pore.

b) Résultats d'emmagasinement

Nous présentons les résultats pour l'emmagasinement de l'échantillon de Westerly étudié (figure IV-13). Les résultats montrent un comportement similaire à celui de la perméabilité en fonction de la pression de pore et de la pression de confinement. La variation absolue de l'emmagasinement est cependant peu élevée.

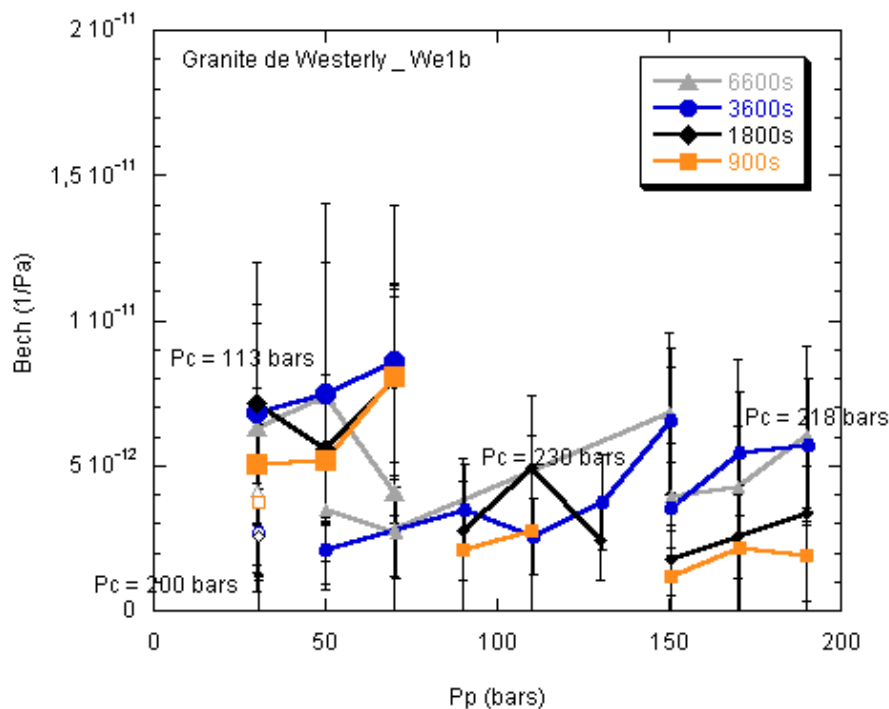


Figure IV-13 : Résultats de l'emmagasinement du granite de Westerly en fonction de la pression de pore pour différentes pressions de confinement et différentes périodes d'oscillation des ondes de pression supérieure.

c) Résultats de diffusivité

La figure IV-14 présente les résultats de diffusivité obtenus sur le granite de Westerly. On retrouve un comportement similaire à celui observé pour la perméabilité et l'emmagasinement.

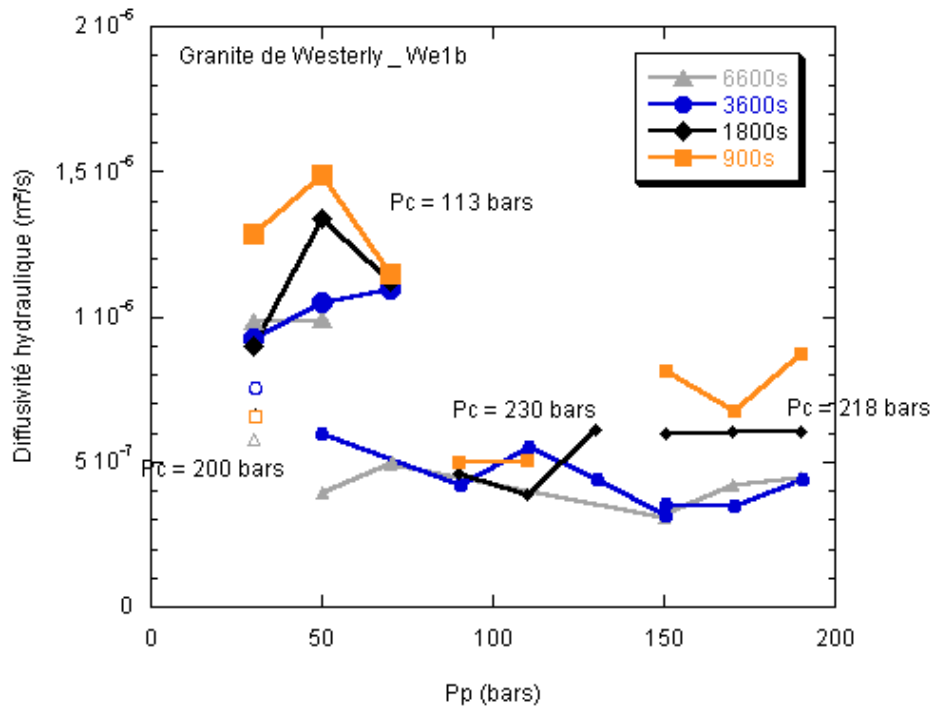


Figure IV-14 : Résultats de la diffusivité du granite de Westerly en fonction de la pression de pore pour différentes pressions de confinement et différentes périodes d'oscillations des ondes de pression supérieure.

IV.3.5 Discussion et conclusions

On a pu mesurer la perméabilité et l'emmagasinement en fonction de la pression de confinement, de la pression de pore et de la période d'oscillation de l'onde de pression supérieure. L'augmentation de la pression de confinement entraîne une diminution de la perméabilité et de l'emmagasinement, alors que l'augmentation de la pression de pore a un effet contraire, d'autant plus important que la pression de confinement est faible. Ces effets sont plus marqués sur la perméabilité que sur l'emmagasinement. On montre que la période a un effet similaire à celui de la pression de confinement sur le déphasage et l'atténuation de l'onde résultant du passage à travers l'échantillon, mais que cette similitude n'apparaît plus aussi nettement lorsque l'on calcule la perméabilité et l'emmagasinement de l'échantillon.

Les valeurs de la perméabilité du granite de Westerly nous semblent cohérentes avec celles trouvées dans la littérature des Sciences de la Terre. On ne retrouve pas exactement les résultats de Brace *et al.* (1968), Morrow *et al.* (1986), Bernabé (1987) ou Keaney (1998), mais au vu des valeurs qu'ils proposent, nous considérons que nos résultats sont dans la gamme de variabilité de la perméabilité du granite de Westerly. Ces premières mesures de la perméabilité réalisées en méthode harmonique sur notre perméamètre de précision sont donc valides. Nous avons ensuite cherché à améliorer la qualité des mesures, et notamment la stabilisation des variations de la pression inférieure en fonction de temps.

IV.4 Le mortier microporeux

IV.4.1 Contexte

Les mesures de la perméabilité du mortier micro-poreux prennent place dans le cadre des recherches en laboratoire souterrain concernant le stockage des déchets nucléaires HAVL (haute activité vie longue) en formations géologiques profondes. Le GdR ForPro (Groupement de Recherche sur les Formations géologiques Profondes) résulte d'un partenariat entre le CNRS et l'Agence Nationale pour la gestion des Déchets RadioActifs (ANDRA) et a été créé en 1998. L'Action 00-II : Benchmark "Perméabilité" Contribution à l'Observatoire Pluridisciplinaire, dirigée par le Pr. Fleureau de l'Ecole Centrale de Paris, a été mise en place dans le but de coordonner les mesures de perméabilité réalisées par les nombreuses équipes de recherche impliquées dans le GdR ForPro sur les roches à faible perméabilité retenues pour l'installation d'un laboratoire souterrain. Afin de valider les protocoles expérimentaux et de comparer les différentes mesures de perméabilité, un standard artificiel de faible perméabilité, le mortier micro-poreux, a été mis au point et testé conjointement par les différentes équipes.

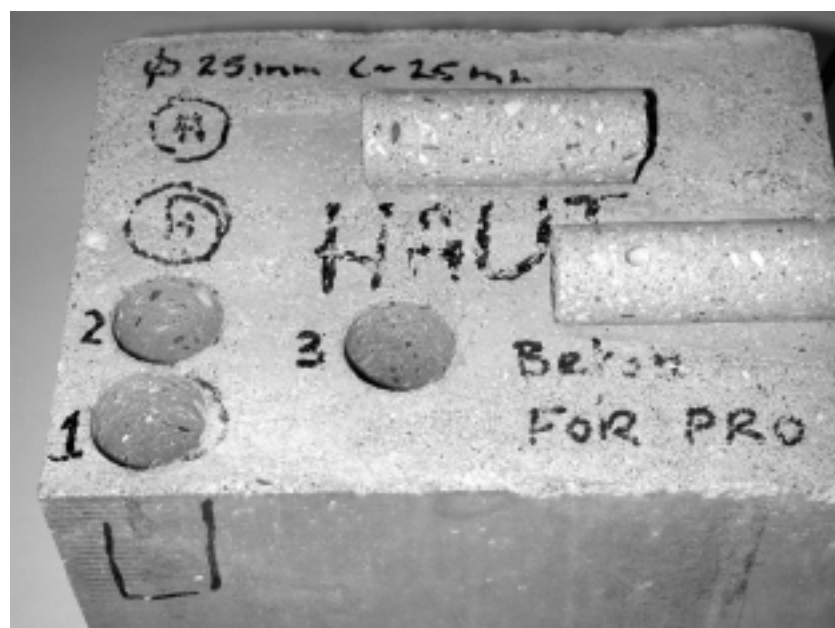
Les autres équipes de recherche impliquées dans ce projet et ayant réalisé des mesures de la perméabilité de mortier micro-poreux sont l'Ecole Centrale de Lille, le laboratoire Environnement, Géomécanique et Ouvrages (LAEGO) de Nancy, le laboratoire Sols, Solides, Structures (L3S) de Grenoble, le laboratoire de Physique des Roches de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg, le laboratoire de Mécanique de l'Ecole Centrale de Paris et le laboratoire de Mécanique du Havre,

Le mortier micro-poreux a été fabriqué par le laboratoire G3S de Lille à partir de sable de Seine, de ciment (II / B-S 32.5RC P1) et d'eau, dans des proportions données. Il a été ensuite distribué aux différentes équipes sous la forme de blocs parallélépipédiques. Les résultats ont été présentés en septembre 2001 au cours du colloque de bilan à mi-parcours du GdR ForPro.

IV.4.2 Echantillon

Nous avons remarqué une non homogénéité du mortier à l'échelle du bloc (figure IV-15). Lorsque nous avons prélevé des carottes dans le bloc, nous avons observé des cavités sphériques dont la taille pouvait atteindre plusieurs millimètres. Nous avons sélectionné une éprouvette aux dimensions requises en prenant soin d'éviter ces cavités parasites (figure IV-16). L'échantillon étudié est cylindrique à base circulaire, de longueur $24,6 \pm 0,05$ mm, de diamètre $24,25 \pm 0,2$ mm, de masse volumique $2,155 \text{ g.cm}^{-3}$ et de porosité effective 12 %. Il a été chauffé à 90°C pendant une semaine, puis maintenu sous vide pendant plusieurs heures et enfin saturé dans la cellule de saturation (paragraphe III.3.2) avec une pression hydrostatique de 200 bars pendant 2 semaines. Au vu des résultats de perméabilité obtenus par la suite, il est possible que cette dernière opération ait pu entraîner une modification de la structure du réseau poreux de l'échantillon, ce qui n'était évidemment pas souhaité.

Le mortier est composé essentiellement de grains de quartz de formes anguleuses (de taille maximale 5 mm), de morceaux de calcaires plus arrondis, qui présentent des points de dissolution, et de feldspaths. Il contient également des oxydes de fer en faible proportion.



a)



Figure IV-15 : a) bloc de mortier micro poreux, b) carottes prélevées dans le bloc, montrant des éléments minéraux et des cavités millimétriques.



Figure IV-16 : Eprouvette sélectionnée utilisée pour les tests de mesure de la perméabilité.

IV.4.3 Microstructure de porosité

A l'échelle du bloc, les vides apparaissent sous forme de cavités sphériques, de diamètre moyen 1 mm, distribuées de manière très hétérogène à la surface. Certaines zones présentent uniquement des pores de diamètre inférieur à 0,25 mm, alors que dans d'autres zones sont regroupés des essais de pores plus gros jusqu'à 2 mm de diamètre. Les plus gros pores peuvent atteindre 3 à 7 mm de diamètre mais sont plus rares et dispersés. Ces pores sont visibles en microscopie électronique à balayage sous la forme de ronds noirs dispersés (figure IV-17). On trouve également des petits pores intra éléments en particulier dans les éléments

calcaires. Les vides les plus régulièrement répartis sont visibles dans le ciment sous forme de fentes de retrait, d'orientation aléatoire, de largeur moyenne comprise entre 0,5 à 2 μm (figure IV-18) (Raynaud, 2001).

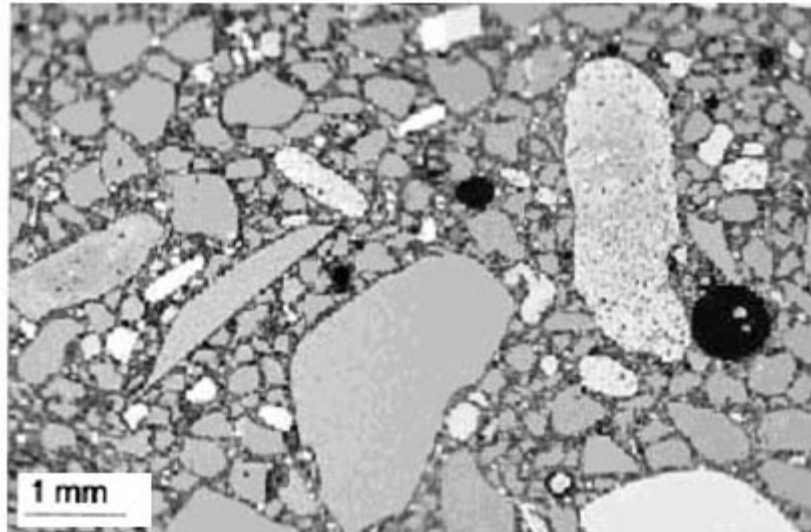


Figure IV-17 : Texture du matériau et phases minérales prises dans le ciment (image au microscope électronique à balayage en électrons rétro diffusés). En gris foncé : quartz, en gris clair : morceaux de calcaire et feldspaths, en blanc : oxydes de fer, en noir : vides (Raynaud, 2001).

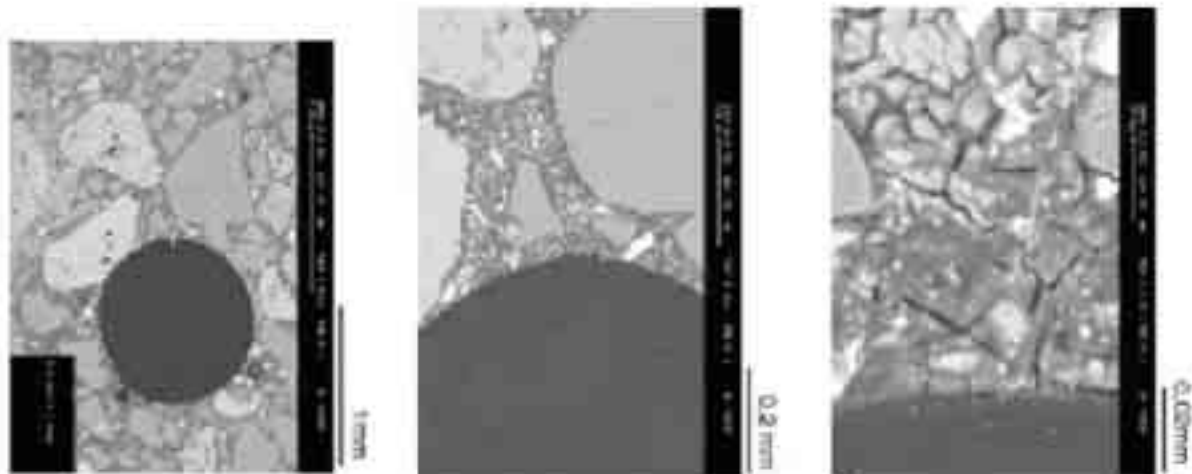


Figure IV-18 : Zoom progressif de gauche à droite montrant les connexions entre un pore sphérique et le réseau de fentes de dessiccation. Sur l'image de droite, on distingue en blanc le calcium et en gris le ciment de Portland (Raynaud, 2001).

Les pores sphériques sont plus ou moins bien reliés au réseau poreux constitué par les fentes de dessiccation. Selon Raynaud (2001), la porosité totale ouverte de ce mortier est de 17 %, dont 6 % a une taille d'accès aux pores comprise entre 0,002 et 0,1 μm , essentiellement de 0,035 μm (mesurée par isothermes de désorption d'azote) et de 0,1 μm (porosimétrie

mercure). La porosité piégée d'environ 40 % montre que ce réseau est moyennement tortueux. La surface spécifique est faible de l'ordre de $10 \text{ m}^2/\text{g}$ (Raynaud, 2001). Ces résultats sont identiques sur plusieurs échantillons, ce qui semble indiquer une répartition plus homogène des pores sphériques à l'échelle de mesure ou plus vraisemblablement qu'ils sont mal ou peu connectés au réseau poreux.

IV.4.4 Mesures de la perméabilité du mortier micro-poreux par la méthode harmonique

Nous avons conduit une série de test en méthode harmonique (aux périodes d'oscillations de 2 h, 1 h, et 30 min, pour une amplitude de 2 bars) pour une même pression de pore de 10 bars en augmentant progressivement la pression de confinement hydrostatique pour des valeurs de 50, 100 et 200 bars. Comme pour les résultats présentés sur le granite de Westerly, on constate que plus la période d'oscillation de l'onde imposée est courte, plus l'onde résultante en sortie de l'échantillon est retardée et atténuée par rapport à l'onde imposée. La pression de confinement a un effet similaire, mais beaucoup moins marqué. Pour comparer les différents résultats, on reporte sur le diagramme donnant les paramètres ψ et γ les mesures du mortier (en bleu), ainsi que celles du granite de Westerly (en rouge) (figures IV-19 et V-20).

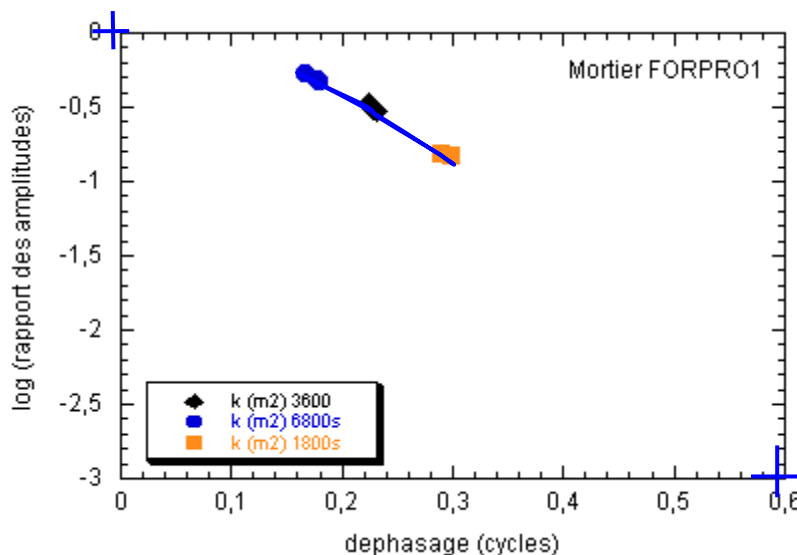


Figure IV-19 : Valeurs du rapport des amplitudes en fonction du déphasage des ondes de pression P_{sup} et P_{inf} , pour différentes périodes d'oscillation de l'onde P_{sup} et différentes pressions de confinement

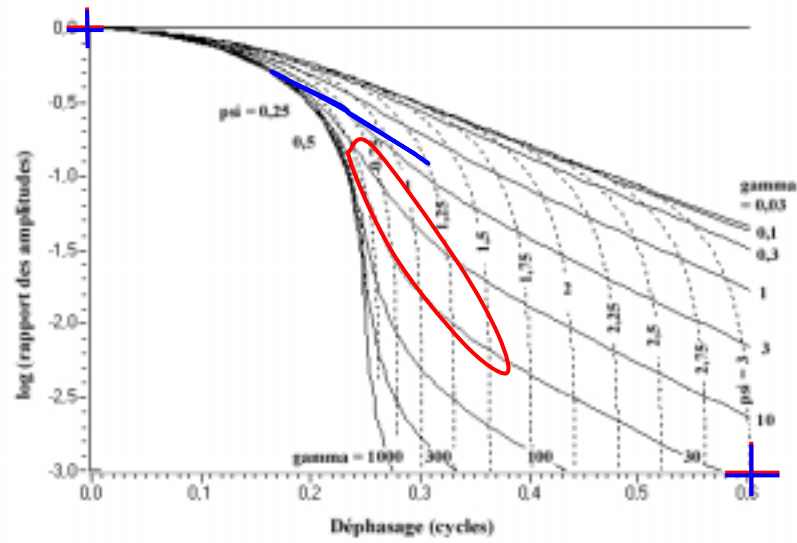
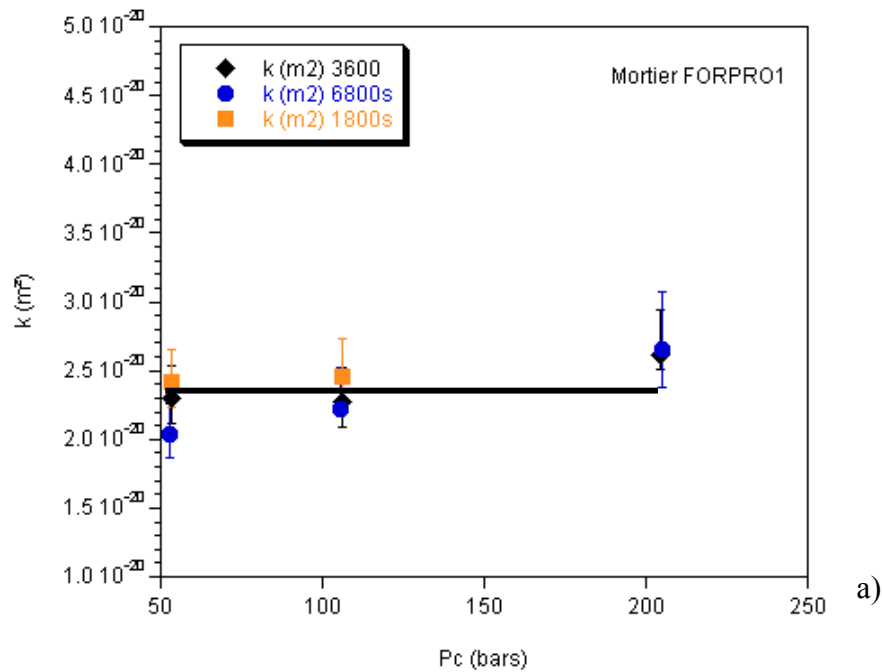


Figure IV-20 : Valeurs des paramètres de calcul ψ (psi) et γ (gamma) du programme de traitement des données en méthode harmonique en fonction du rapport des amplitudes et du déphasage des ondes de pression P_{sup} et P_{inf} , gammes des valeurs obtenues pour le granite de Westerly (en rouge) et pour le mortier micro-poreux (en bleu).

IV.4.5 Résultats

La figure IV-21 présente les résultats de perméabilité, emmagasinement et diffusivité hydraulique obtenus pour le mortier micro-poreux



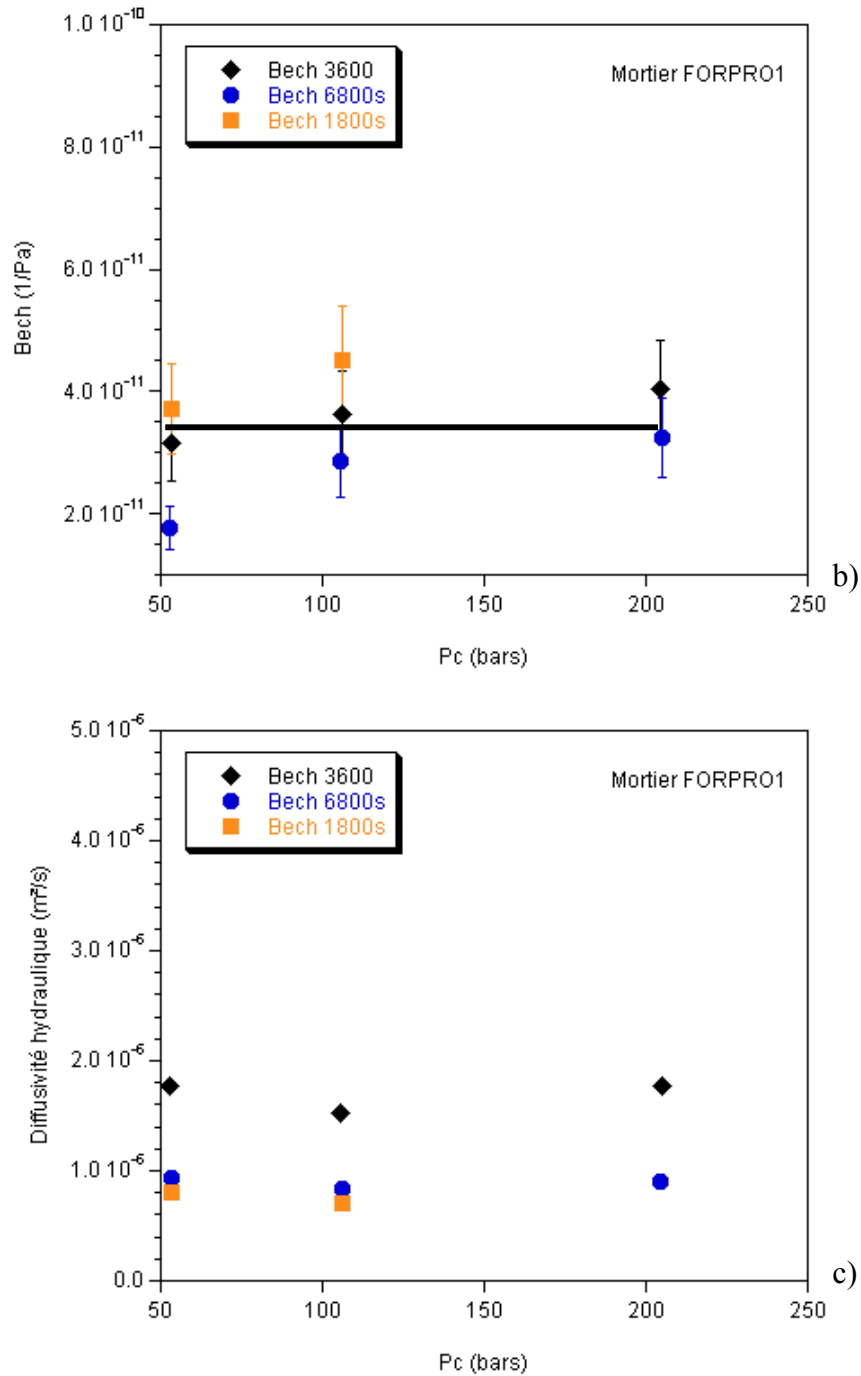


Figure IV-21 : Résultats (a) de la perméabilité k , (b) de la capacité d'emmagasinement $\beta_{éch}$ et (c) de la diffusivité hydraulique d'un échantillon cylindrique de mortier micro-poreux sélectionné, de longueur et de diamètre 25 mm, pour une même pression de pore de 10 bars et pour des pressions de confinement P_c et des périodes d'oscillations variables.

Nous obtenons en première approximation une perméabilité de l'ordre de $2,4 \cdot 10^{-20} \text{ m}^2$, une capacité d'emmagasinement de $3,4 \cdot 10^{-11} \text{ Pa}^{-1}$ et une diffusivité hydraulique de $1,5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$. Ces valeurs ne présentent pas d'évolution systématique avec la pression de confinement ou avec la période des oscillations de l'onde de pression imposée dans le réservoir supérieur.

IV.4.6 Discussion et conclusion

La différence observée avec les résultats de perméabilité de nos collègues (de l'ordre de 2.10^{-19} m^2) peut s'expliquer en partie par la non homogénéité du mortier, et notamment la présence de cavités, que nous avons soigneusement évitées lors de la sélection de notre échantillon, de taille plus petite (25x25 mm) que ceux utilisés par les autres équipes.

L'échantillon utilisé pour les mesures a été préalablement saturé à l'eau selon la procédure retenue, cependant, la pression imposée dans la cellule de saturation a été maintenue à 200 bars (soit 20 MPa) pendant une semaine. Les résultats présentés sur le mortier font état d'une modification de la structure du matériau avec l'eau qui pourrait entraîner une modification de la perméabilité au cours du temps.

Des mesures ultérieures ont été effectuées par T. Reuschlé (comm. pers.) à Strasbourg, avec la méthode par impulsion sur deux éprouvettes provenant de notre bloc de mortier. Il mesure l'évolution de la perméabilité en fonction de la pression de confinement pour une même pression de pore de 20 bars, à raison d'une mesure par jour, et obtient les résultats suivants (figure IV-22).

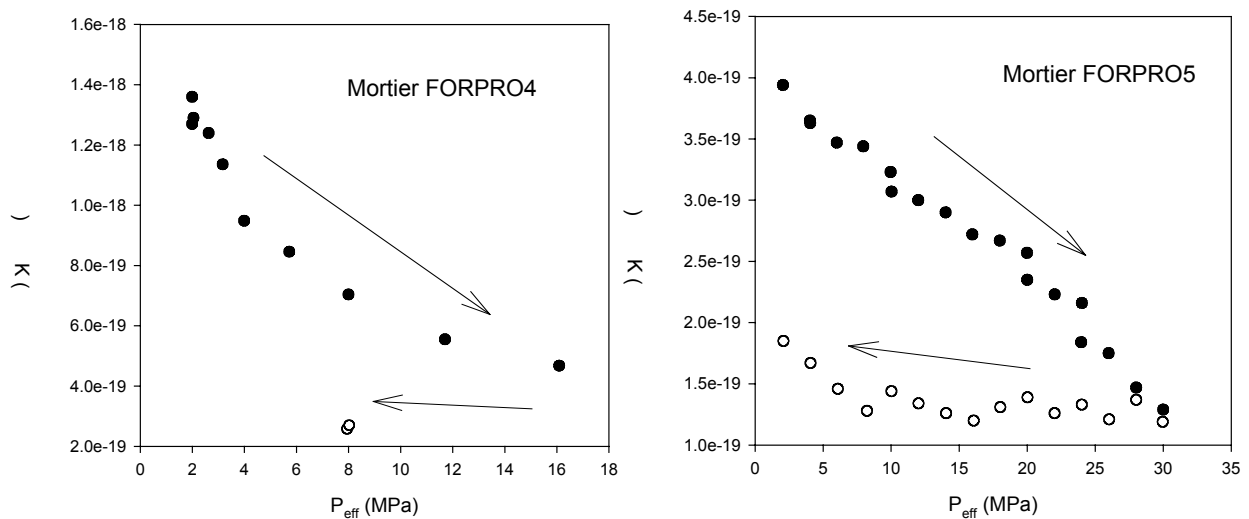


Figure IV-22 : Résultats préliminaires des mesures de perméabilité sur le mortier microporeux (Reuschlé, comm. pers.). Conditions expérimentales : température = 40°C, mesures à l'eau, pression de pore = 2 MPa, mesure par impulsion [pulse = 10% P_{pore}]. Les flèches indiquent le sens de variation de la pression effective.

Les deux échantillons FORPRO4 et FORPRO5 proviennent du même bloc que le notre. Ils ont été étudiés suivant la même procédure expérimentale. Ils sont tous les deux cylindriques, ont les mêmes dimensions et des porosités similaires (respectivement 10,15 et 10,64 %). Ils conduisent cependant à des résultats très différents. L'échantillon FORPRO5 présente des perméabilités beaucoup plus faibles que FORPRO4, ainsi qu'une variation de la perméabilité avec l'augmentation de la pression de confinement nettement moins marquée. Pour FORPRO4, k varie de $1,4 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$ à $5,0 \cdot 10^{-19} \text{ m}^2$ pour des pressions de confinement respectives de 40 et 200 bars, alors que les perméabilités de FORPRO5 pour des pressions de confinement de 40 et 320 bars sont respectivement de $4,0 \cdot 10^{-19} \text{ m}^2$ et $1,2 \cdot 10^{-19} \text{ m}^2$. Dans les deux cas, lorsque l'on diminue la pression de confinement, on observe une hystérésis marquant une évolution irréversible de la structure.

Les résultats de T. Reuschlé mettent en évidence les effets couplés de l'application de la pression de confinement et du maintien dans l'eau. Sous l'effet de ces deux paramètres, la perméabilité tend vers une valeur limite irréversible. De plus, les mesures effectuées sur deux échantillons similaires montrent une grande variabilité du comportement de ce matériau. Il est possible que les résultats que nous avons obtenus à partir de notre échantillon ($k = 2,4 \cdot 10^{-20} \text{ m}^2$ et $\beta_{\text{éch}} = 3,4 \cdot 10^{-11} \text{ Pa}^{-1}$) soient représentatifs de la perméabilité et de l'emménagement limites du mortier micro-poreux, ce qui expliquerait que les valeurs soient très faibles et ne varient pas avec la pression de confinement.

Au vu de la diversité des résultats de perméabilité obtenus par les différentes équipes impliquées dans cette étude, il a été finalement décidé d'interrompre le programme d'étude sur le mortier micro-poreux. L'Action 00-II : Benchmark "Perméabilité" Contribution à l'Observatoire Pluridisciplinaire doit maintenant se concentrer directement sur l'étude de la perméabilité de l'argilite, matériau constitutif de la couche géologique du site retenu pour la mise en place du laboratoire souterrain.

Chapitre V

V Etude des grés de Yorkshire

<u>V.1 Introduction</u>	129
<u>V.2 Les grés de Yorkshire</u>	129
V.2.1 Présentation des échantillons	129
V.2.2 Préparation des échantillons et premières mesures	131
V.2.3 Etude microstructurale	132
<u>V.3 Mesures par la méthode harmonique</u>	137
V.3.1 Protocole expérimental	137
V.3.2 Traitement des données	139
<u>V.4 Résultats de perméabilité</u>	140
V.4.1 Variation de la perméabilité avec la pression de confinement	140
V.4.2 Variation de la perméabilité avec la pression de pore	141
<u>V.5 Résultats d'emménagement</u>	143
<u>V.6 Effet de la période des oscillations</u>	145
<u>V.7 Conclusion</u>	153

Chapitre V

Etude des grés de Yorkshire

V.1 Introduction

L'étude des grés de Yorkshire a été initiée à la suite des mesures de calibration réalisées sur le perméamètre de précision. Les échantillons sélectionnés présentaient des perméabilités plus fortes que les échantillons étudiés jusque-là et offraient donc la possibilité de mener une étude plus complète, grâce à des mesures plus rapides. La foliation visible à l'échelle du bloc laissait présager d'une possible anisotropie des propriétés physiques de la roche, que semblaient mettre en évidence les premières mesures de vitesses acoustiques sur échantillons secs et saturés, ainsi que les mesures de la perméabilité à l'azote à pression ambiante. L'étude de l'effet de la fracturation thermique sur la perméabilité touche de nombreux domaines d'applications, et notamment l'endommagement des roches par le dégagement thermique des colis de déchets radioactifs. Nous souhaitons apporter les outils d'investigation spécifiques de la mesure par la méthode harmonique à l'étude de ce problème. Nous avons donc cherché à étudier les variations de la perméabilité à l'eau et de la capacité d'emmagasinement pour six échantillons prélevés dans trois directions orthogonales, dont trois ont subi un traitement thermique, en fonction de la pression de confinement et de la pression de pore, et de la période des oscillations.

V.2 Les grés de Yorkshire

V.2.1 Présentation des échantillons

Les échantillons que nous avons utilisés dans cette étude nous ont été fournis par le Dr. J. Khazanehdari. Ils proviennent de la région de Yorkshire, située au sud-est de l'Angleterre. Ce sont des grés du Carbonifère Supérieur, composés de quartz (81%), de plagioclase (7%) et de kaolinite et de mica (quelques %). Ils présentent une foliation marquée par des bandes plus sombres dans la roche.

Six échantillons cylindriques de longueur et de diamètre moyens 21,8 et 24,9 mm ont été prélevés dans trois directions orthogonales, en relation avec le plan de foliation. La direction des axes principaux des échantillons A et A' est normale au plan de foliation, les échantillons B, B', C et C' sont situés dans le plan de foliation, et les directions B et C sont orthogonales. Un septième échantillon a été prélevé dans la même direction que B et découpé

en trois parties orthogonales à partir desquelles ont été réalisées trois lames minces (figures V-1 et V-2). L'étude des lames minces est présentée plus loin.

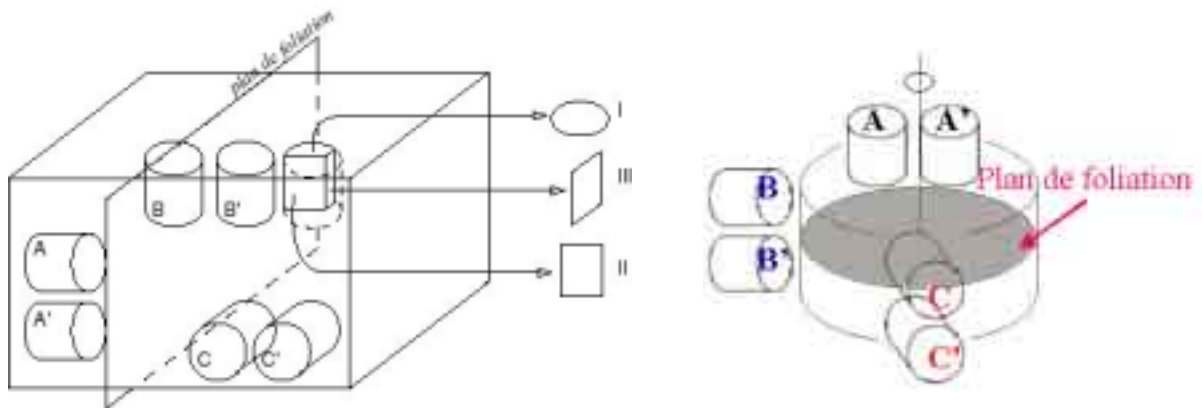


Figure V-1 : Prélèvements des échantillons, orientation du bloc et foliation de la roche, lames minces

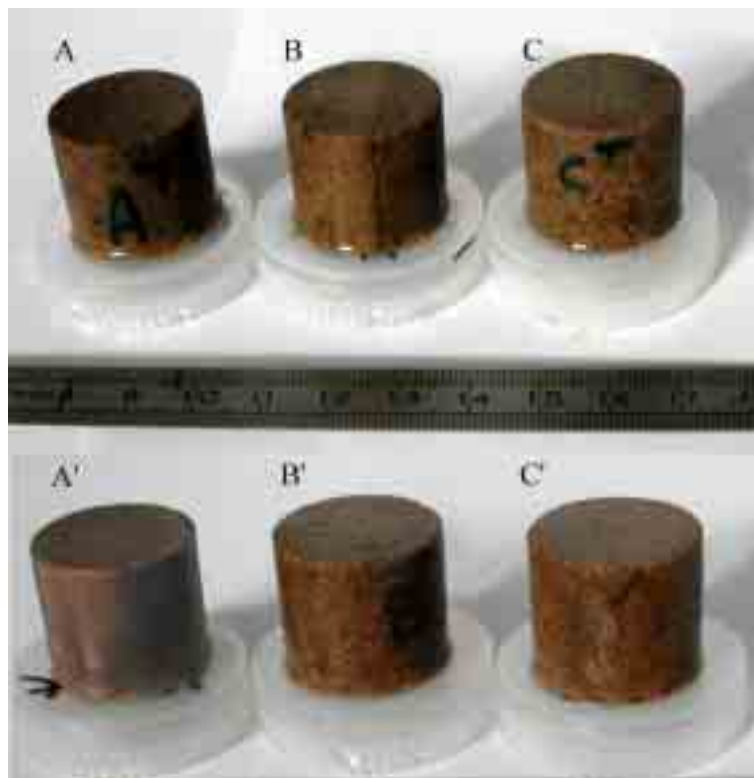


Figure V-2 : Echantillons de grès de Yorkshire

V.2.2 Préparation des échantillons et premières mesures

Les échantillons A', B' et C' ont été soumis à des contraintes thermiques dans le but d'induire une fracturation. Les échantillons initialement à température ambiante ont été introduits dans un four dont la température avait été stabilisée à 200°C. Ils ont été maintenus à 200°C pendant 40 minutes, puis on a éteint le four, et laissé la température décroître graduellement jusqu'à atteindre la température ambiante, au bout d'une heure. Cette procédure permet de générer des fissures rapidement tout en évitant qu'il y ait une cicatrisation des fissures. Les échantillons A, B et C ont été uniquement séchés en étuve à 75°C.

On a procédé à une mesure de la vitesse des ondes P sur échantillons secs dans la direction axiale (Khazanehdari, comm. pers.). Une mesure de la perméabilité à l'azote a également été effectuée, en utilisant la méthode par écoulement transitoire suite à une impulsion de pression, à une pression de confinement de 30 bars, pour des pressions de pore de 2 à 6 bars et pour un δP très petit. Les résultats obtenus ont été corrigés de l'effet de Klinkenberg (Khazanehdari, comm. pers.). Les six échantillons ont ensuite été saturés suivant le protocole habituel dans la cellule de saturation (paragraphe III.3). On a alors mesuré la vitesse des ondes P sur échantillons saturés dans la même direction que précédemment (Khazanehdari, comm. pers.). On a également déterminé la porosité connectée. Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau suivant et à la figure V-3.

Echantillon	Température	V_p (sec)	V_p (saturé)	Porosité	k (azote)
Yorkshire	°C	km/s	km/s	%	m ²
A	80	2,206	3,396	11,90	$3,8 \cdot 10^{-17}$
B	80	3,217	3,741	11,22	$9,4 \cdot 10^{-17}$
C	80	2,884	3,557	11,33	$14,5 \cdot 10^{-17}$
A'	200	2,055	3,346	11,30	$4,5 \cdot 10^{-17}$
B'	200	2,916	3,618	11,22	$11,8 \cdot 10^{-17}$
C'	200	2,784	3,525	11,25	$17,7 \cdot 10^{-17}$

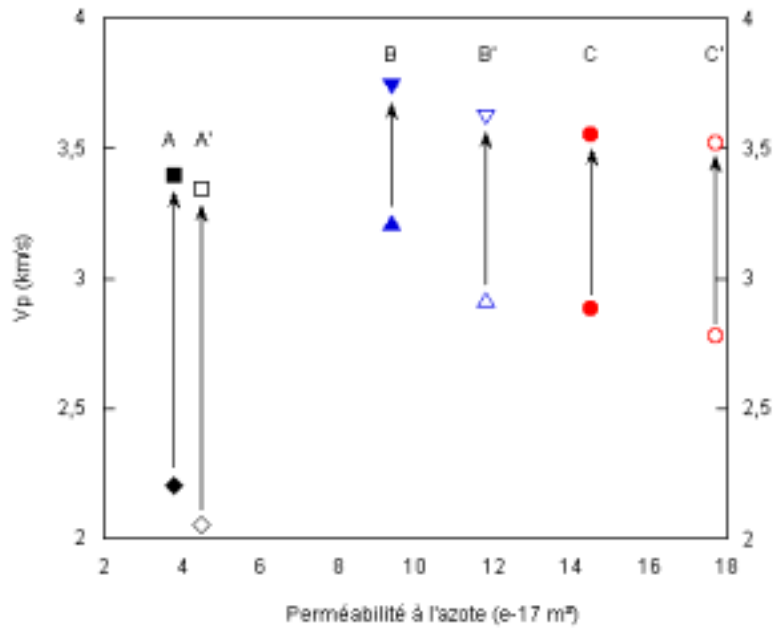


Figure V-3 : Résultats de vitesses acoustiques et de perméabilité à l'azote pour les différents échantillons du grès de Yorkshire.

Les échantillons B, B', C et C' présentent des perméabilités et des vitesses Vp plus fortes que les échantillons A et A'. Les perméabilités les plus fortes sont mesurées sur les échantillons C et C', avec une différence deux fois plus grande entre les perméabilités de A et C qu'entre celles de B et C. L'écart entre les vitesses Vp est plus marqué pour les mesures sur échantillons secs que sur échantillons saturés. La différence de vitesse Vp entre les mesures sur échantillons secs et celles sur échantillons saturés est deux fois moins importante pour B, B', C et C' que pour A et A'. On constate globalement deux comportements différents selon que l'on considère des échantillons prélevés dans le plan de foliation ou dans la direction normale à celui-ci. La fracturation thermique (échantillons A', B' et C') entraîne une légère diminution des vitesses Vp (échantillons secs et saturés) de 1 à 3 % et une augmentation de la perméabilité de 20 % en moyenne, moins marquée pour l'échantillon A' que pour B' et C'.

V.2.3 Etude microstructurale

A l'échelle du bloc, de l'échantillon ou de la lame mince, les grès de Yorkshire sont relativement homogènes du point de vue de la composition minéralogique. Ils sont constitués majoritairement de quartz, de plagioclase et de micas (muscovite et biotite). Ils présentent une foliation marquée par des bandes plus sombres dans la roche, qui contiennent une concentration plus importante en micas.

Trois lames minces ont été découpées suivant trois faces orthogonales d'un même échantillon non chauffé et préparées par C. Nevado (Atelier lames minces, ISTEEM). Les lames I et II sont situées dans le plan orthogonal au plan de foliation défini par les bandes sombres de la roche. La lame III correspond au plan de foliation (figure V-1). Elles ont été étudiées en microscopie classique. La face II restante après découpe des lames a été imprégnée de résine puis polie et métallisée afin de pouvoir l'étudier au microscope électronique à balayage.

Les figures V-5, V-6 et V-7 sont des photographies au microscope en lumière polarisée analysée respectivement de la lame mince I, recoupant le plan de foliation, de la lame mince III, dans le plan de foliation, et de la lame mince II recoupant également le plan de foliation et orthogonale à la lame mince I. Les grains de quartz sont de taille moyenne 0,05 mm, sont engrenés et présentent une extinction onduleuse caractéristique de l'action de contraintes mécaniques sur la roche (compaction). Les muscovites sont très nombreuses dans les lames I et II. Elles sont alignées suivant la direction du plan de foliation (figure V-5 et V-7). Dans la lame III, elles sont beaucoup plus rares et dispersées sans orientation particulière, on n'observe pas de linéation associée à la foliation.

L'étude au microscope électronique à balayage (MEB) en électrons rétrodiffusés de la face II, orthogonale au plan de foliation permet de visualiser les vides et leur organisation spatiale (figures V-8 et V-9). Les vides localisés entre les feuillets (intra-grains) et aux joints des grains de muscovites ont un très faible rapport de forme. Ils ont tendance à suivre la trace du plan de foliation (figure V-8). Les vides de facteur de forme plus élevé sont situés entre les grains de quartz essentiellement et disséminés dans la roche. Les minéraux d'altération (kaolinite) se répartissent au contact des grains (figure V-9).

On observe une relation entre une fissure mécanique secondaire liée à la préparation de l'échantillon et l'orientation de l'espace poreux entre les feuillets des grains de muscovite (figure V-10). La fissure s'est formée préférentiellement dans la direction définie par l'alignement des grains de muscovite, grossièrement parallèle à la trace du plan de foliation. En généralisant ce résultat, on pourrait s'attendre à observer une possible orientation préférentielle du développement de la fissuration thermique dans les échantillons A', B' et C' suivant le plan de foliation marqué par l'organisation planaire des plaquettes de micas (figure V-4).

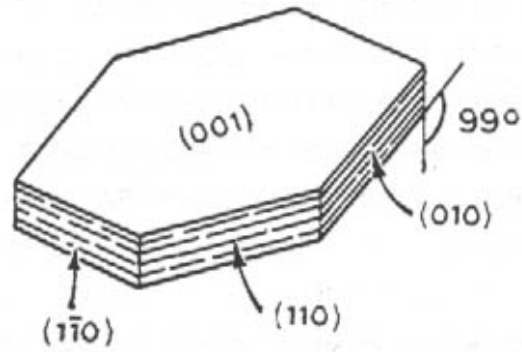


Figure V-4 : Forme habituelle des micas, phyllosilicates en prisme aplati, à débit en minces lamelles ou feuilletés élémentaires, d'épaisseur 10 Å, flexibles et élastiques, d'après Foucault & Raoult (1992).

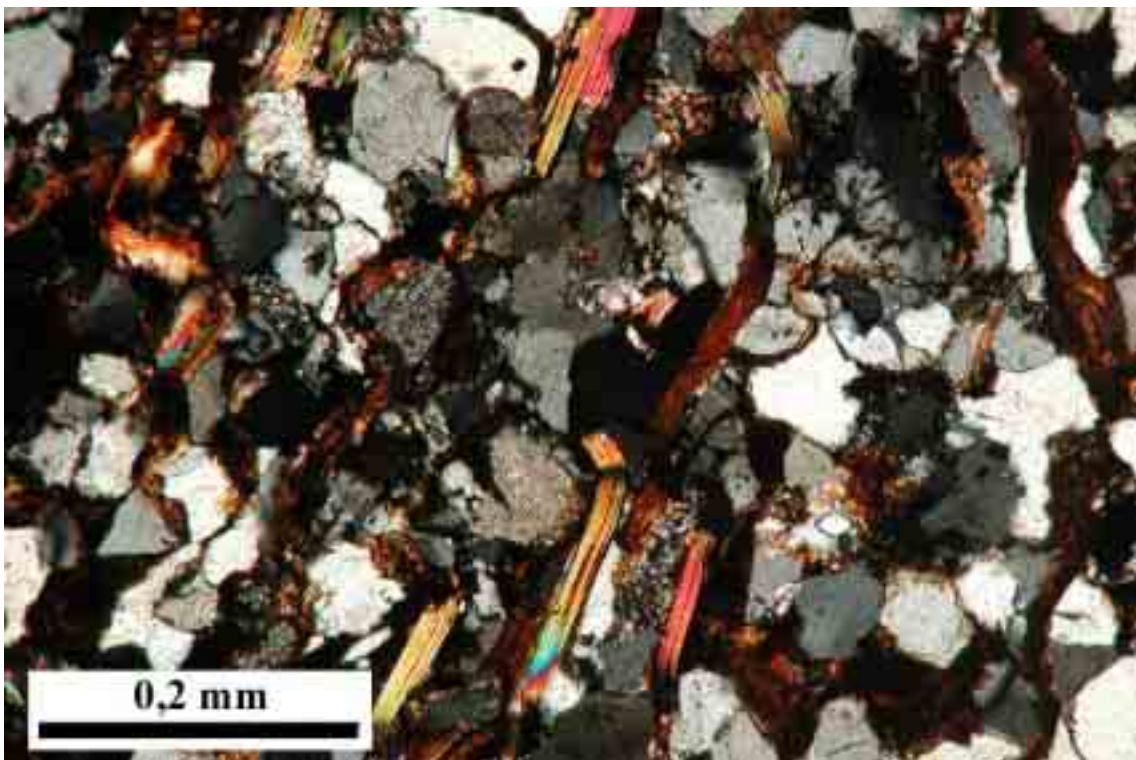


Figure V-5 : Photographie de la lame mince I en lumière polarisée analysée (le petit côté de la photo correspond à la trace du plan de foliation). En gris, grains de quartz engrenés à extinction onduleuse et de plagioclase, muscovite en lamelles colorées orientées et alignées dans la direction du plan de foliation et biotite et oxydes de fer en volutes marrons.

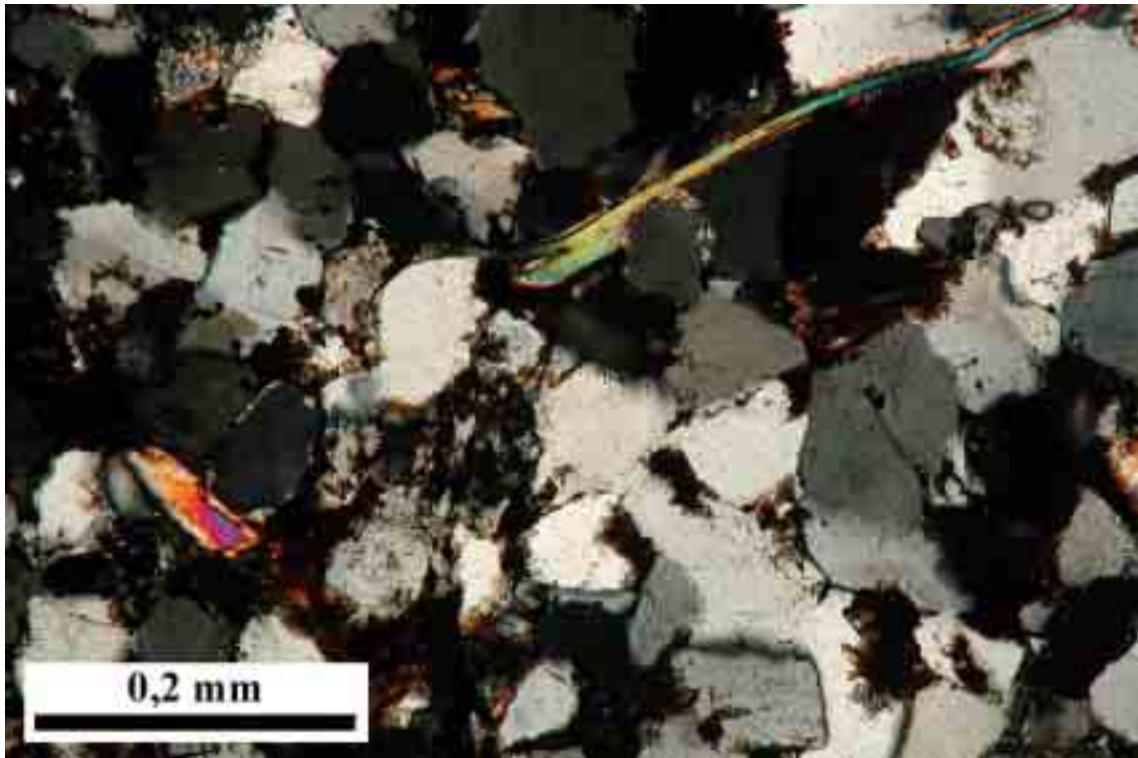


Figure V-6 : Photographie de la lame mince III, dans le plan de foliation, pour comparaison avec la photo précédente, en lumière polarisée analysée, présentant très peu de grains de muscovite, non orientés.

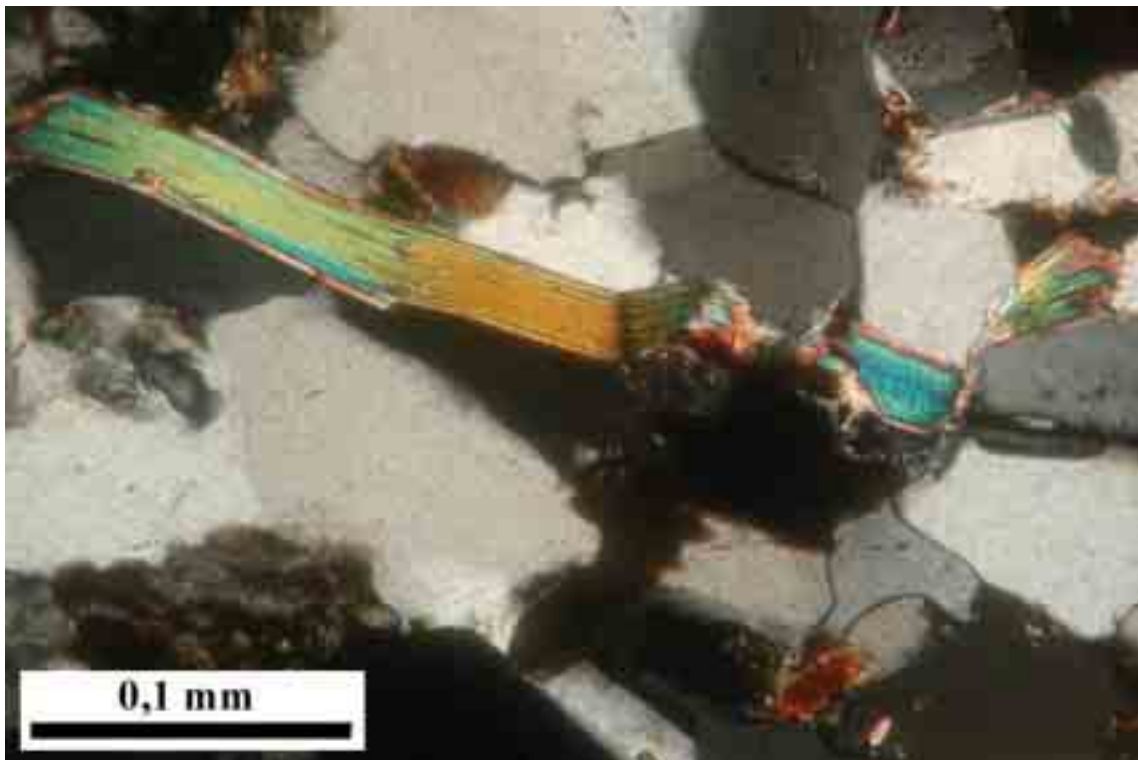


Figure V-7 : Photographie de la lame mince II en lumière polarisée analysée (le grand côté de la photo correspond à la trace du plan de foliation). Vue de détail d'un grain de muscovite (au centre en bleu, orange et vert) poinçonné par les grains de quartz (en gris) avoisinants. Les grains de quartz sont engrenés et présentent des extinctions onduleuses.

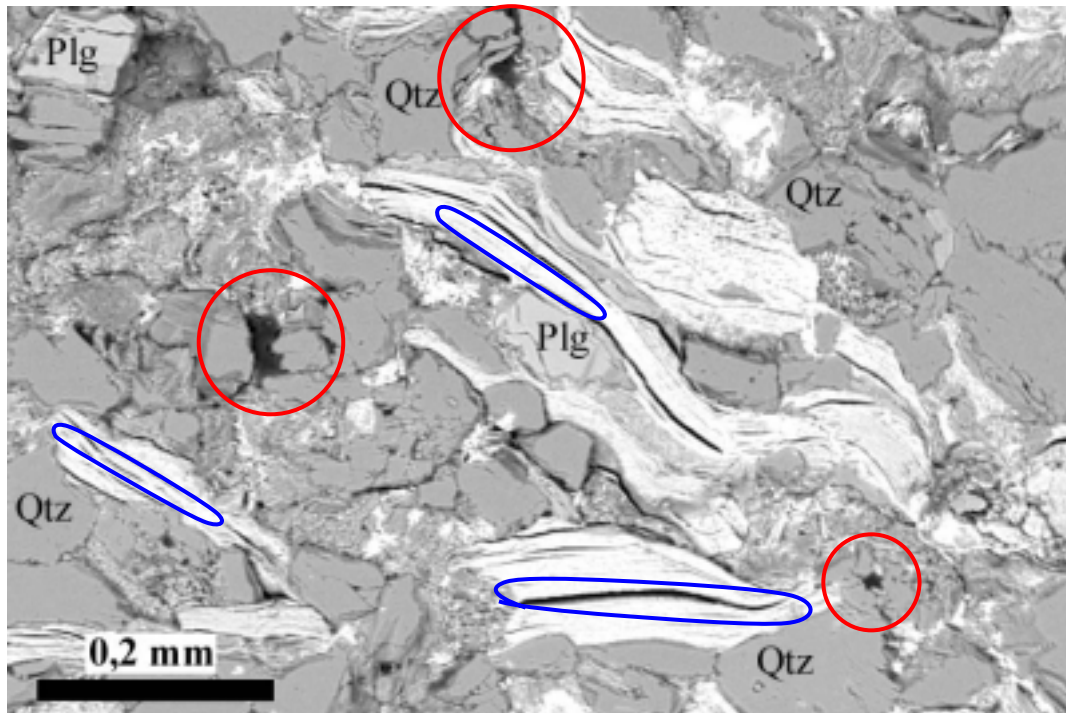


Figure V-8 : Photographie au microscope électronique à balayage (MEB) en électrons rétrodiffusés de la face II, le grand côté de la photo correspond à la trace du plan de foliation. Les plages en gris foncé correspondent aux minéraux de quartz (Qtz), en gris plus clair aux plagioclases (Plg), en blanc à la muscovite et en noir aux vides (en bleu les vides de faible facteur de forme et en rouge les autres).

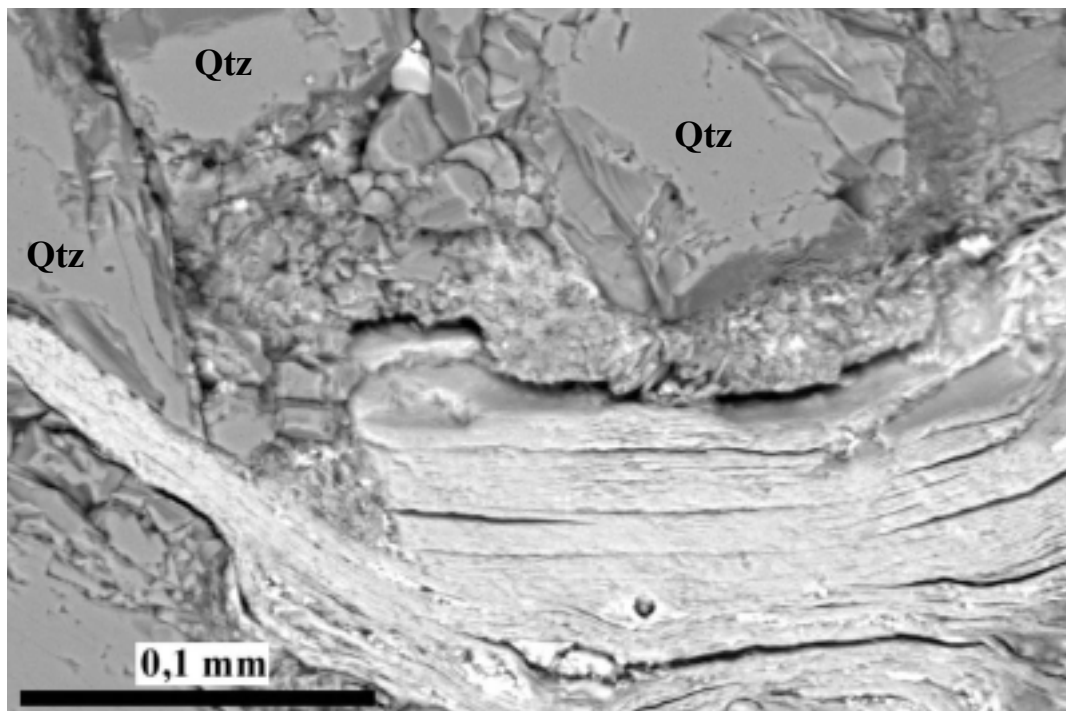


Figure V-9 : Détail du délitage en feuillets d'un grain de muscovite (en bas), des espaces vides entre les feuillets et à la périphérie du grain (en noir), et des minéraux remplissant l'espace entre les grains de quartz (en haut) et la muscovite (face II, trace du plan de foliation sur le grand côté de la photo).

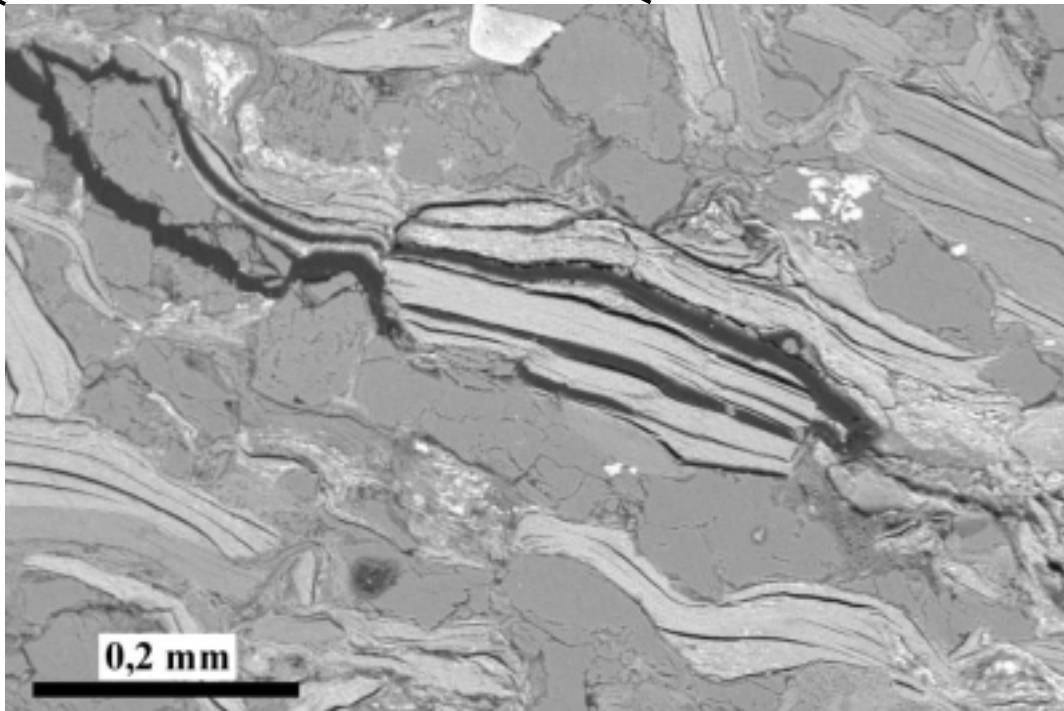


Figure V-10 : Relation entre une fissure secondaire liée à la préparation de l'échantillon (direction marquée par le trait noir) et l'orientation de l'espace poreux entre les feuillets des grains de muscovite, vides en noir, image au MEB sur la face II, trace du plan de foliation sur le grand côté de la photo.

V.3 Mesures par la méthode harmonique

V.3.1 Protocole expérimental

Nous avons défini un protocole très précis pour réaliser l'étude des variations de la perméabilité des grès de Yorkshire en fonction des variations de la pression de confinement et de la pression de pore, dans le but de pouvoir comparer les résultats obtenus sur les six échantillons présentés en début de chapitre. La préparation, la mise en place des échantillons, la durée de stabilisation et le déroulement des expériences ont été minutieusement établis et respectés à la lettre.

Pour chaque échantillon, seize tests de mesures de la perméabilité de deux heures chacun ont été réalisés pour des pressions de confinement de 50, 100, 200, 500 et 900 bars et des pressions de pore de 10, 30, 50, 150, 350, 450, 750 et 850 bars. Le chemin de pression suivi est présenté à la figure V-11. A chaque changement de pression de pore, nous avons attendu 30 minutes que les pressions se stabilisent. A chaque changement de pression de confinement, la durée nécessaire au retour à l'équilibre du système a été estimée à deux heures.

Nous avons cherché par essais successifs à évaluer l'amplitude et la période de variation des oscillations de la pression de pore supérieure la plus appropriée pour le premier échantillon (A) et la première mesure ($P_c = 50$ bars, $P_p = 10$ bars). Celle-ci était d'environ 100 s. Compte-tenu de la large gamme de pressions que nous avons choisi d'investiguer et de la probable variation de la perméabilité associée à ces pressions, nous avons choisi de procéder à des mesures de la perméabilité pour une amplitude de 5 bars et des périodes de 400, 200, 100 et 50 s.

Au total, plus de 300 mesures ont été réalisées en méthode harmonique.

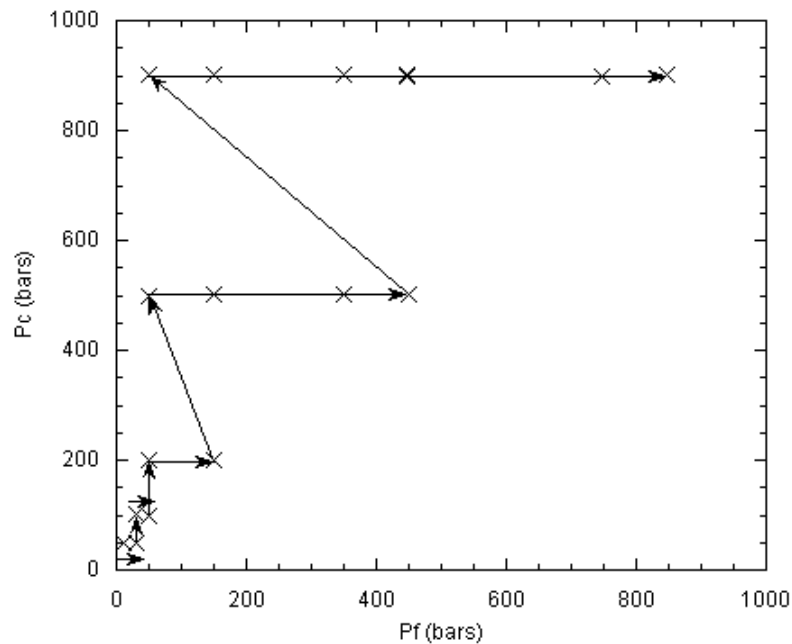


Figure V-11 : Chemin de montée en pression suivi pour l'étude des six échantillons de grès de Yorkshire, chaque croix correspond à une mesure.

Nous avons choisi d'augmenter progressivement la pression de pore pour chaque valeur de P_c , et de procéder au passage à une pression de confinement supérieure après avoir ramené la pression de pore à sa valeur la plus basse. Ceci permettait de pouvoir comparer également les résultats de la perméabilité en fonction de l'augmentation de la pression de confinement pour une même pression de pore (figure V-12). Nous avons constaté une faiblesse à cette démarche, du fait de la déformation du réseau poreux. Sous l'application d'une pression différentielle trop importante, cette déformation est irréversible. Elle s'observe particulièrement sur les résultats présentés à la figure V-15, pour lesquels, à une pression de confinement de 900 bars, l'augmentation de la pression de pore de 50 à 850 bars n'entraîne pas ou peu d'augmentation de la perméabilité.

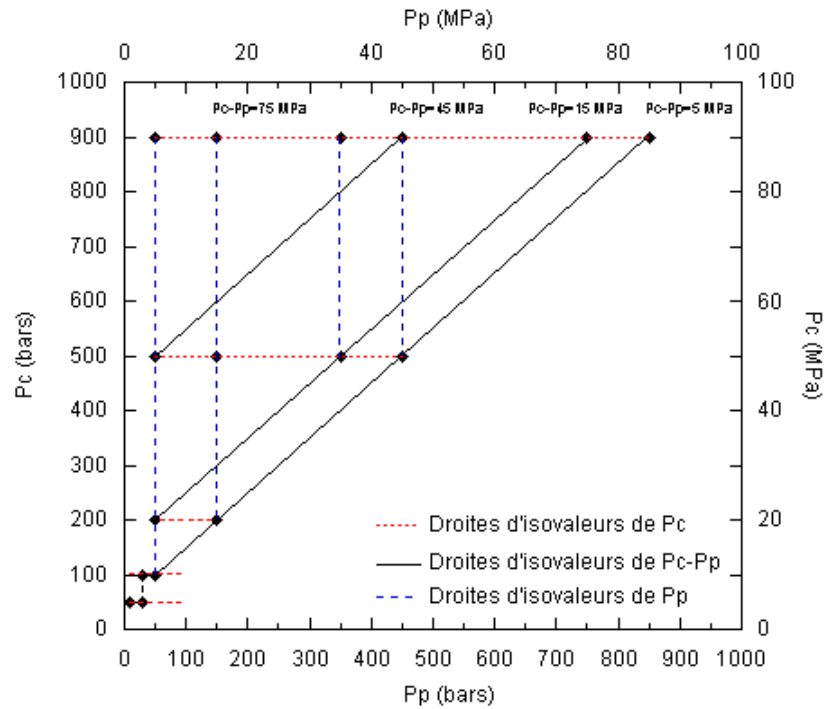


Figure V-12 : Visualisation des mesures correspondant aux mêmes valeurs de P_c , P_p , ou ($P_c - P_p$)

V.3.2 Traitement des données

Les mesures de la perméabilité par la méthode harmonique ont été effectuées sur des échantillons de longueur et diamètre moyens respectivement de 21,8 mm et 24,8 mm, avec de l'eau embouteillée, dans une enceinte à 27 °C, correspondant à une viscosité dynamique η de l'eau de $8,51 \cdot 10^{-14}$ Pa.s. Les valeurs de la capacité d'emmagasinement du réservoir inférieur ont été mesurées précédemment (paragraphe II.5.3). Elles sont rappelées dans la figure V-13.

P_p (MPa)	10	30	50	70	90	110	130
B_d ($10^{-16} \text{ m}^3 \cdot \text{Pa}^{-1}$)	8,2183	8,1773	8,1366	8,0962	8,0558	8,0158	7,9760
P_p (MPa)	150	170	190	350	450	750	850
B_d ($10^{-16} \text{ m}^3 \cdot \text{Pa}^{-1}$)	7,9366	7,8973	7,8584	7,5565	7,3770	6,8823	6,7327

Figure V-13 : Valeurs de la capacité d'emmagasinement du réservoir inférieur réduit en fonction de la pressions de pore

On effectue le traitement des données avec le programme LabVIEW[®] Harmonique pour des valeurs identiques des paramètres suivants : confidence level = 0,0001 - pas de variation de psi = 1/10000 - nombre de cycles = 6 - nombre de points N = 128 (voir le paragraphe IV.2.2 pour plus de détails). Ces valeurs permettent de concilier une rapidité des

calculs avec une bonne précision des résultats. On a effectué des mesures comparatives en faisant varier ces paramètres sans observer de différences significatives sur les résultats. L'ensemble des résultats est présenté en annexe et discuté dans les paragraphes suivants.

V.4 Résultats de perméabilité

V.4.1 Variation de la perméabilité avec la pression de confinement

La figure V-14 présente les résultats de la variation de la perméabilité en fonction de la pression de confinement pour une pression de pore de 50 bars et une période de 100s pour les trois échantillons de Yorkshire non chauffés (A, B et C) et chauffés (A', B' et C'). Les six échantillons présentent une décroissance exponentielle de la perméabilité avec l'augmentation de la pression de confinement. Les échantillons B et C, dans le plan de foliation, ont des perméabilités plus fortes que l'échantillon A, normal au plan de foliation. La fracturation thermique entraîne une augmentation de la perméabilité (échantillons A', B' et C'). Cet effet est moins marqué pour les échantillons dont l'axe est orthogonal au plan de foliation de la roche, l'écart entre les perméabilités des échantillons A et A' est moins important qu'entre les échantillons B et B', ou C et C'.

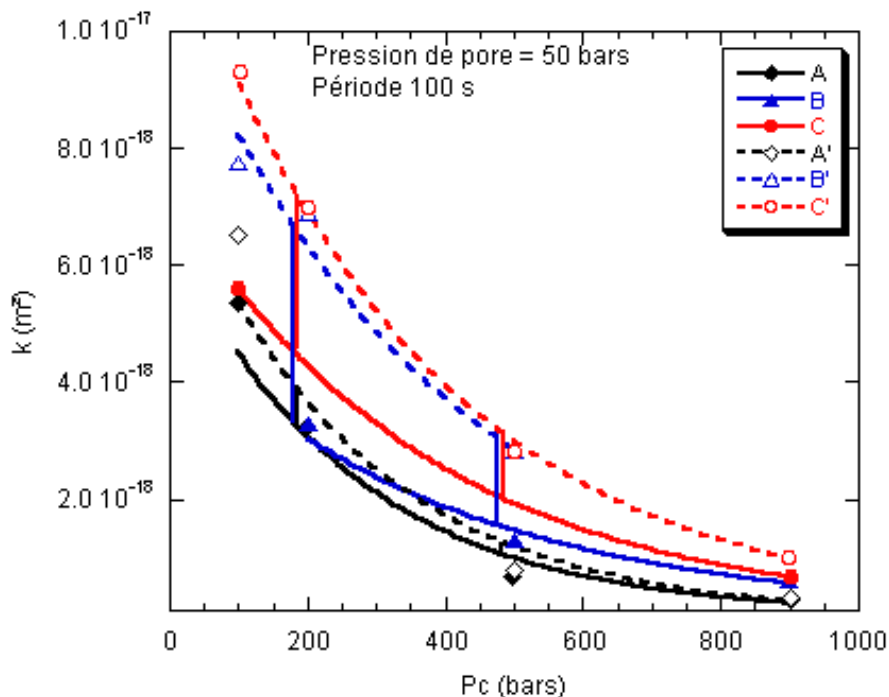


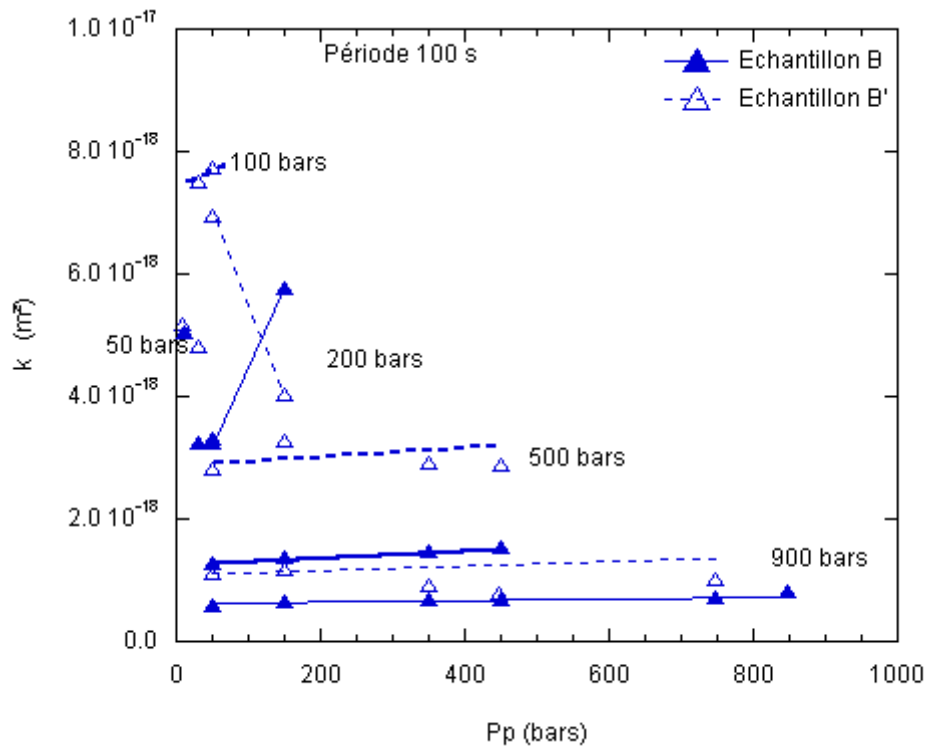
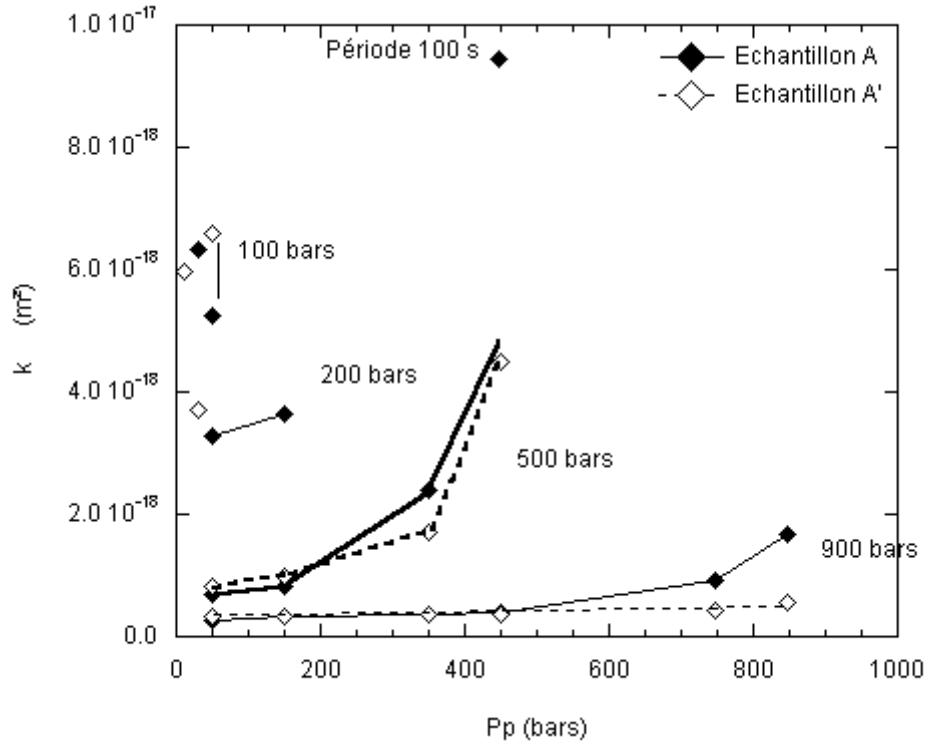
Figure V-14 : Variation de la perméabilité dans trois directions orthogonales sur les échantillons de grès de Yorkshire non chauffés (A, B et C) et chauffés (A', B' et C') en fonction de la pression de confinement pour une pression de pore de 50 bars et une période de 100s. Les barres verticales indiquent les variations des écarts entre les valeurs des échantillons non chauffés et chauffés.

V.4.2 Variation de la perméabilité avec la pression de pore

Les figures V-15 a, b et c montrent les variations de la perméabilité en fonction de la pression de pore, pour des pressions de confinement de 100, 200, 500 et 900 bars et une période de 100 s mesurées respectivement sur les échantillons de Yorkshire A et A', B et B', et C et C'. Les valeurs maximales de la perméabilité mesurées pour les pressions de confinement de 50, 100 et 200 bars ne sont pas exploitables. En effet, ces valeurs correspondent à des valeurs limites du rapport des amplitudes et du déphasage des ondes de pression dans les réservoirs inférieur et supérieur. Le traitement des données de perméabilité par le programme LabVIEW[®] Harmonique entraîne des erreurs trop importantes sur les résultats. Ce point sera détaillé plus loin dans le texte.

On remarque que la perméabilité ne varie quasiment pas avec l'augmentation de la pression de pore pour une pression de confinement de 900 bars, particulièrement pour les échantillons A', B et C. Pour les échantillons A et C', la perméabilité augmente brusquement lorsque la pression de pore appliquée atteint 750 bars dans un cas et 850 bars dans l'autre. Ceci est probablement attribuable au fait que l'on a augmenté la pression de confinement de 500 bars à 900 bars pour une pression de pore de 50 bars, ce qui a certainement entraîné une fermeture du réseau poreux connecté que l'on ouvre difficilement avec l'application de la pression de pore.

L'échantillon C présente une variation aberrante de la perméabilité pour une pression de confinement de 500 bars (la perméabilité semble décroître avec l'augmentation de la pression de pore !) pour laquelle on n'a pas d'explication satisfaisante. On observe une différence très nette de comportement pour une pression de confinement de 500 bars entre les échantillons A (et A') et B (et B'). Les perméabilités des échantillons A et A' sont très similaires. Elles varient fortement avec l'augmentation de la pression de pore. Les perméabilités des échantillons B et B' présentent un écart important et varient peu avec l'augmentation de la pression de pore. Cette différence pourrait s'expliquer par la différence de réseau poreux entre les échantillons. Les échantillons B et B', dans le plan de foliation, ont probablement une plus forte contribution des vides de faible rapport de forme et sont donc plus affectés par le passage rapide de la pression de confinement de 200 bars à 500 bars (pour une pression de pore de 50 bars) que les échantillons A et A', normaux au plan de foliation. Dans ce cas, il semblerait que la fracturation thermique se développe préférentiellement dans le plan de foliation.



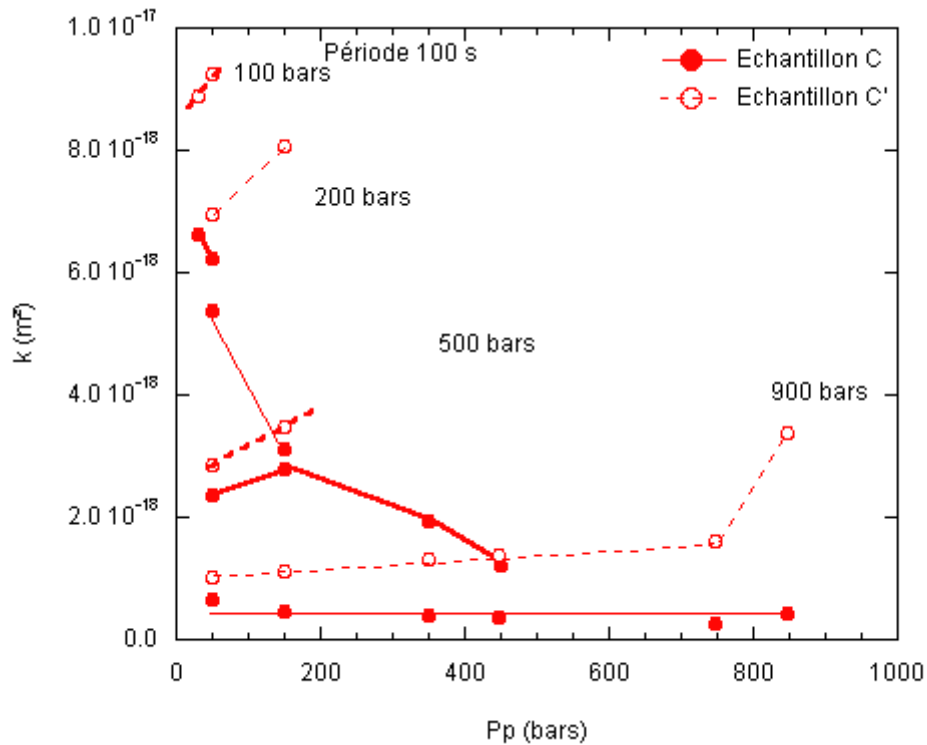


Figure V-15 : Variation de la perméabilité dans trois directions orthogonales sur les échantillons de grès de Yorkshire non chauffés (A, B et C) et chauffés (A', B' et C') en fonction de la pression de pore, pour des pressions de confinement de 100, 200, 500 et 900 bars et une période de 100s.

V.5 Résultats d'emmagasinement

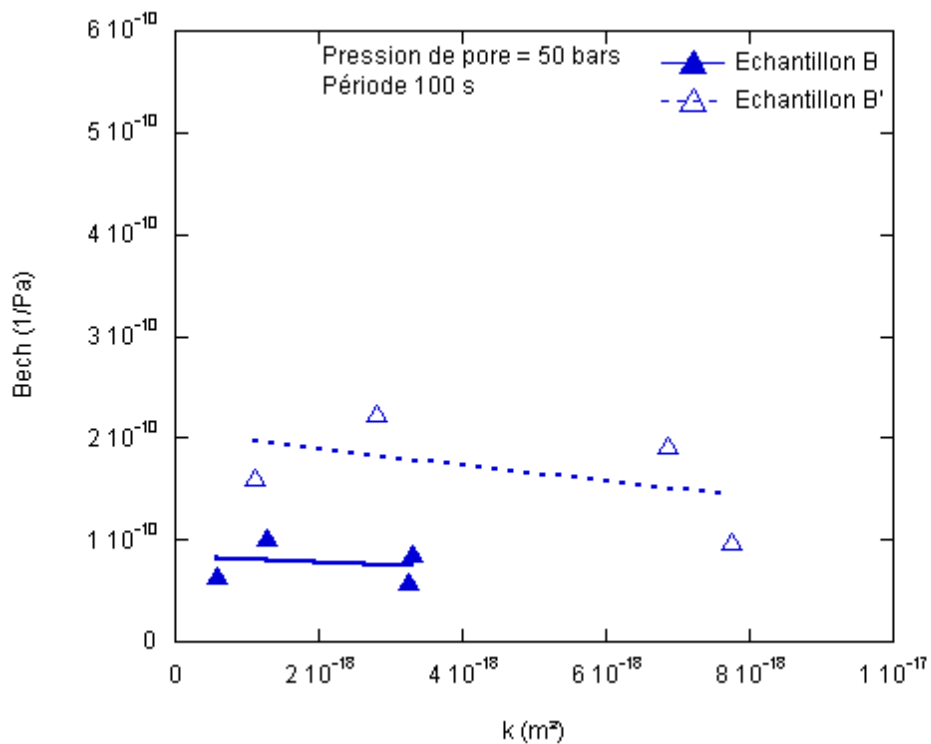
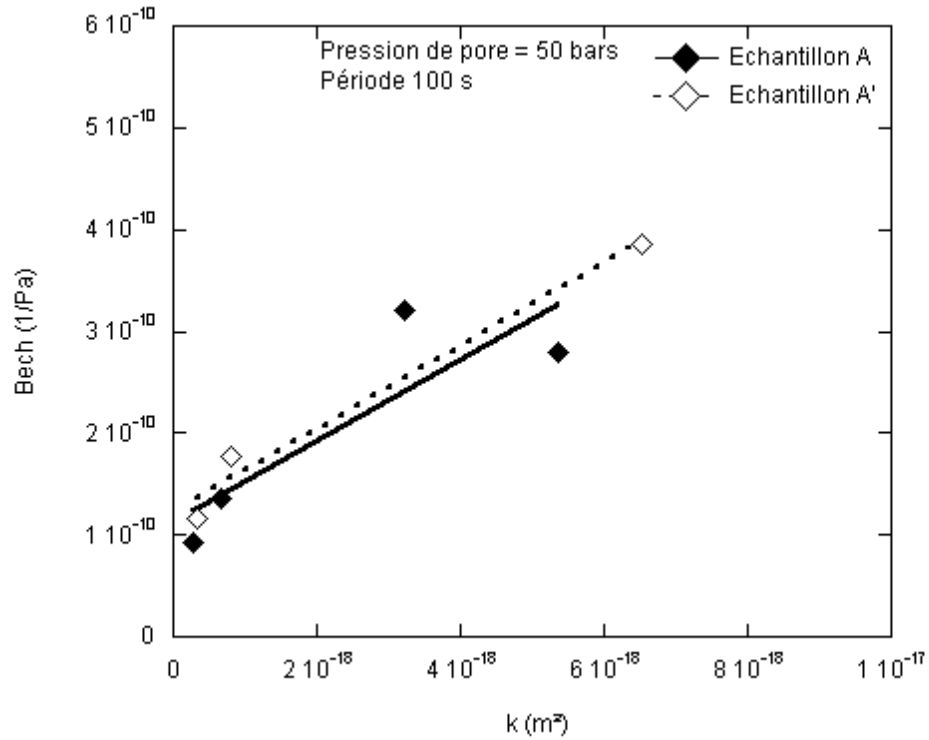
Comme nous l'avons défini dans le paragraphe I.4.11, l'emmagasinement dépend des compressibilités du fluide et de l'espace poreux connecté, sous la forme :

$$\beta_{\text{éch}} = \phi \beta_{\text{fluide}} + \beta_{\text{eff}} - (1+\phi) \beta_{\text{minéraux}}$$

où ϕ est la porosité totale de l'échantillon, β_{fluide} la compressibilité du fluide, $\beta_{\text{minéraux}}$ la compressibilité moyenne des minéraux constitutifs de l'échantillon, β_{eff} la compressibilité effective de la roche (Brace, *et al.*, 1968 ; Fischer, 1992a).

La figure V-16 montre les variations de l'emmagasinement en fonction des valeurs de la perméabilité pour une pression de pore de 50 bars, des pressions de confinement de 100, 200, 500 et 900 bars et une période de 100 s mesurées respectivement sur les échantillons de Yorkshire A et A', B et B', et C et C'. On constate que les échantillons B, B', C et C', dans le plan de foliation, ont un comportement similaire : pour des perméabilités croissantes (i.e. pour une décroissance de la pression de confinement), on n'observe quasiment pas de variation des

valeurs de l'emmagasinement. L'emmagasinement garde une valeur constante malgré la diminution de la pression de confinement, égale à 1.10^{-8} Pa pour B et C, 2.10^{-8} Pa pour B' et C', dans le plan de foliation. Par contre, dans la direction perpendiculaire au plan de foliation, sur les échantillons A et A', on observe une augmentation de l'emmagasinement avec l'augmentation de la perméabilité, soit la diminution de la pression de confinement. Cet effet apparent de la pression de confinement sur l'emmagasinement des grès de Yorkshire dans la direction normale au plan de foliation n'est pas immédiat et nécessite donc d'autres études.



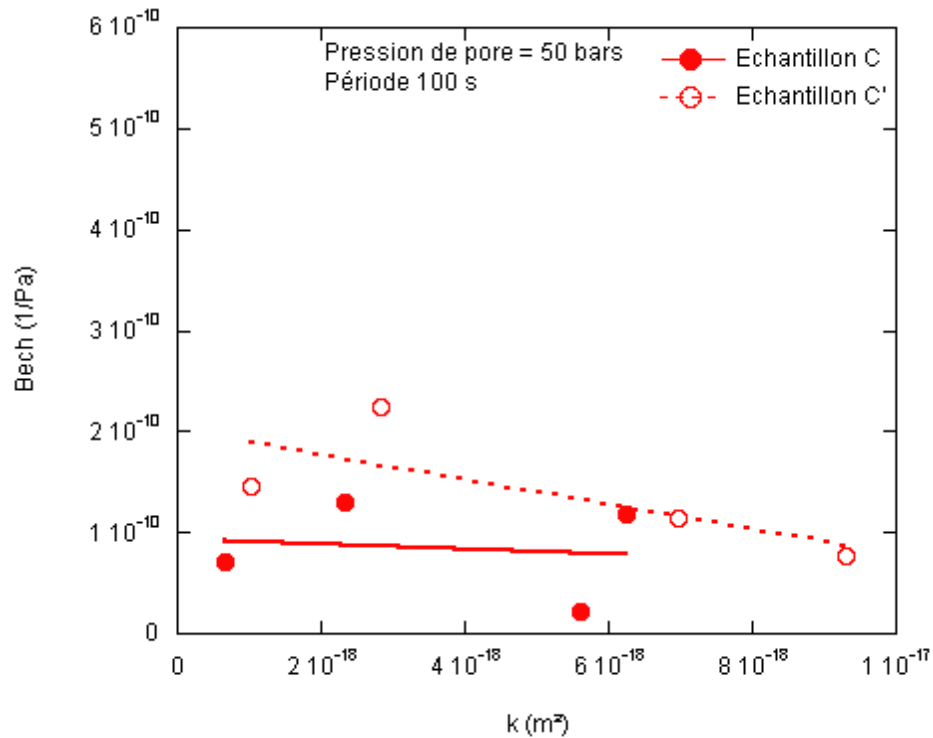


Figure V-16 : Capacité d'emménagement par unité de volume en fonction de la perméabilité pour les échantillons de grès de Yorkshire non chauffés (A, B et C) et chauffés (A', B' et C') dans trois directions orthogonales, pour une pression de pore de 50 bars, des pressions de confinement de 100, 200, 500 et 900 bars et une période de 100s.

V.6 Effet de la période des oscillations

Comme nous l'avons déjà exposé dans les paragraphes II.5. et IV.2.2., tout le calcul de la perméabilité et de l'emménagement en méthode harmonique repose sur la mesure de l'atténuation et du déphasage d'une onde de pression sinusoïdale lors de son passage à travers l'échantillon. Pour une même onde de pression imposée dans le réservoir supérieur, les variations (amplitude et déphasage) de l'onde induite dans le réservoir inférieur sont fonction de plusieurs paramètres que nous allons détailler.

La figure suivante montre les ondes imposées et induites pour une même pression de confinement et une même pression de pore, pour des périodes de l'onde incidente de 400, 200 et 100 secondes, et pour les échantillons A et C' dont on a vu qu'ils avaient des perméabilités très différentes. On constate que l'onde induite dans le réservoir inférieur (en rouge) est plus déphasée et plus atténuée après le passage dans l'échantillon A que dans l'échantillon C'. De même, une diminution de la période des oscillations de l'onde imposée entraîne une augmentation du déphasage et une diminution de l'amplitude de l'onde induite.

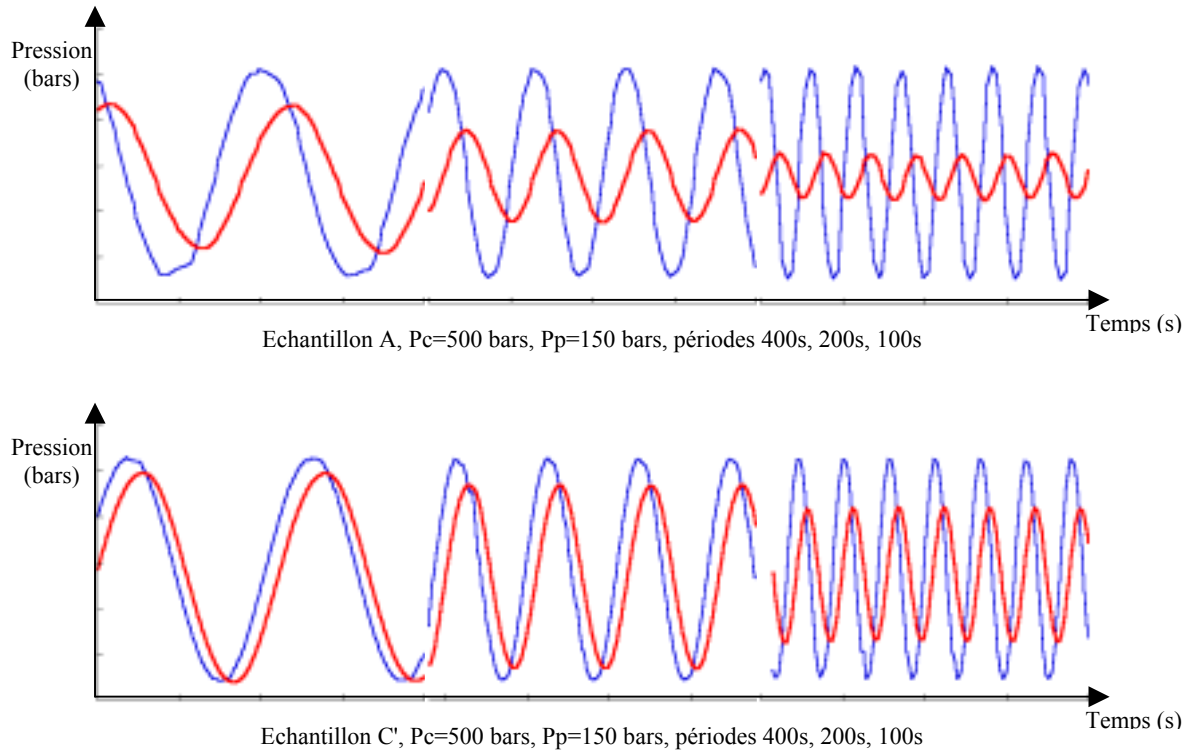


Figure V-17 : Ondes imposées dans le réservoir supérieur (en bleu) et ondes induites dans le réservoir inférieur (en rouge) après passage à travers l'échantillon A ou C', pour une pression de confinement de 500 bars, une pression de pore de 150 bars, et des périodes de l'onde incidente de 400, 200 et 100 secondes

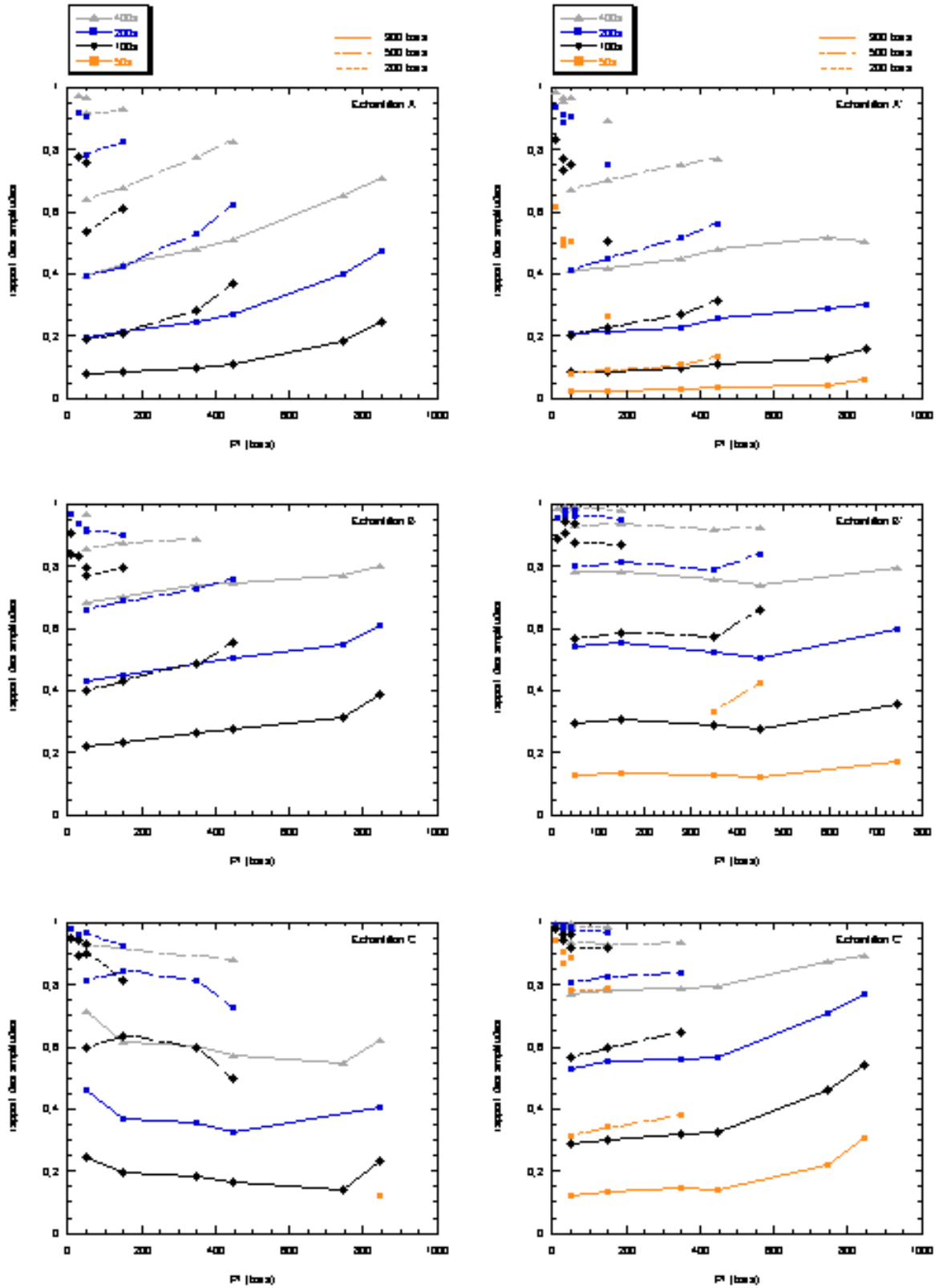


Figure I-1 : Rapport des amplitudes des ondes de pressions inférieure et supérieure en fonction de la pression de pore, pour différentes périodes d'oscillation, sur les échantillons de grès de Yorkshire non chauffés (A, B et C) et chauffés (A', B' et C').

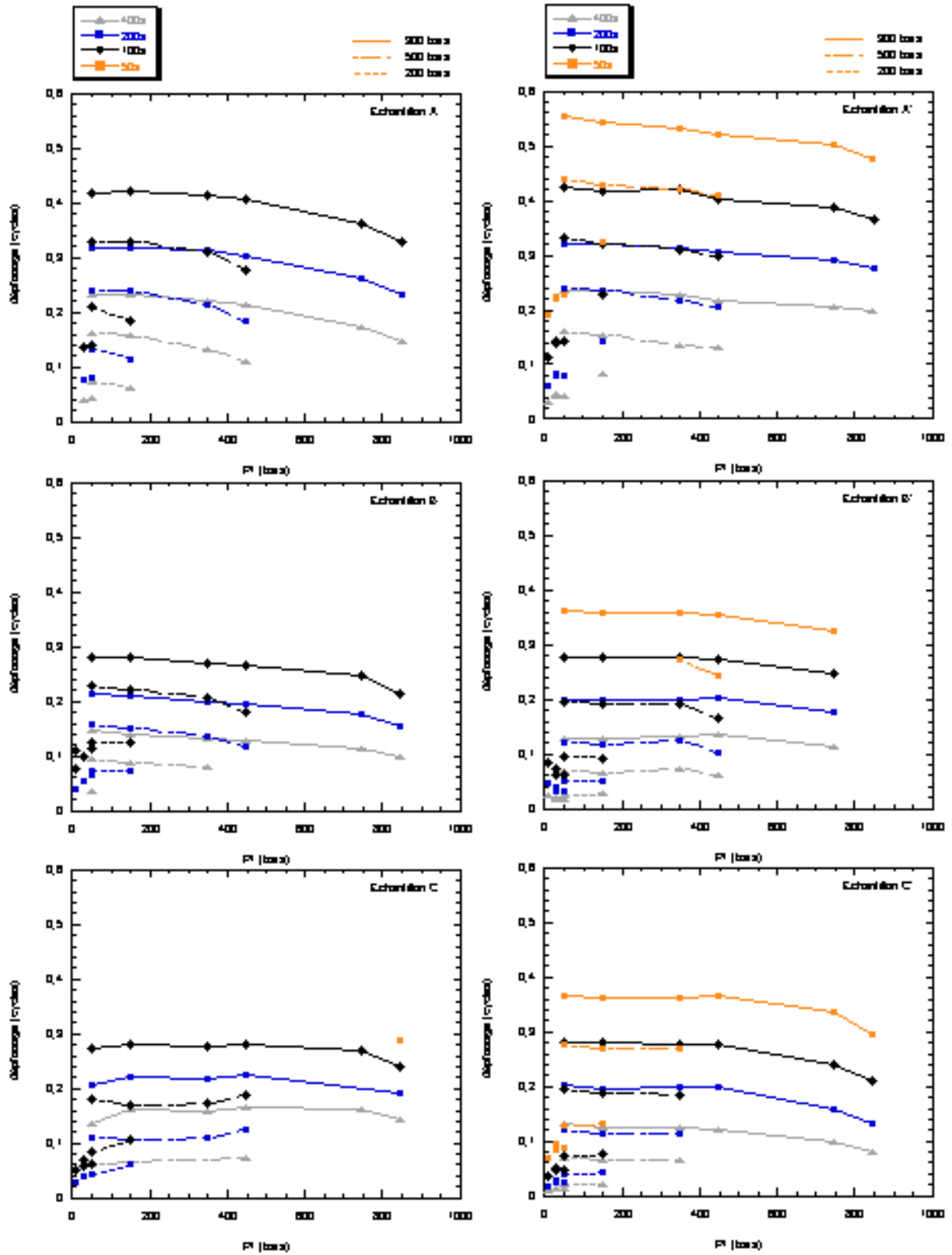


Figure I-2 : Déphasage entre les ondes de pressions inférieure et supérieure en fonction de la pression de pore, pour différentes périodes d'oscillation, pour les six échantillons de grès de Yorkshire.

Les figures V-18 et V-19 présentent l'ensemble des mesures du rapport des amplitudes et du déphasage des ondes imposées et induites obtenues pour les six échantillons de grès de Yorkshire en fonction de la pression de pore pour des pressions de confinement de 50, 100, 200, 500 et 900 bars. Une onde non déphasée et non atténuée après son passage dans l'échantillon aurait une valeur du rapport des amplitudes de 1 et un déphasage égal à zéro. Les résultats montrent que pour un échantillon donné, le rapport des amplitudes (ou l'amplitude de l'onde induite) augmente avec l'augmentation de la pression de pore pour une pression de confinement donnée, diminue avec l'augmentation de la pression de confinement pour une même pression de pore, et diminue avec l'augmentation de la période de l'onde imposée pour une pression de confinement et une pression de pore données. Le déphasage présente un comportement inverse.

Pour une pression de pore, une pression de confinement et une période données, on constate que le rapport des amplitudes (ou l'amplitude de l'onde induite) est plus élevé et le déphasage plus faible :

- pour les échantillons B et C que pour l'échantillon A,
- pour l'échantillon B' que pour l'échantillon B,
- pour l'échantillon C' que pour l'échantillon C,

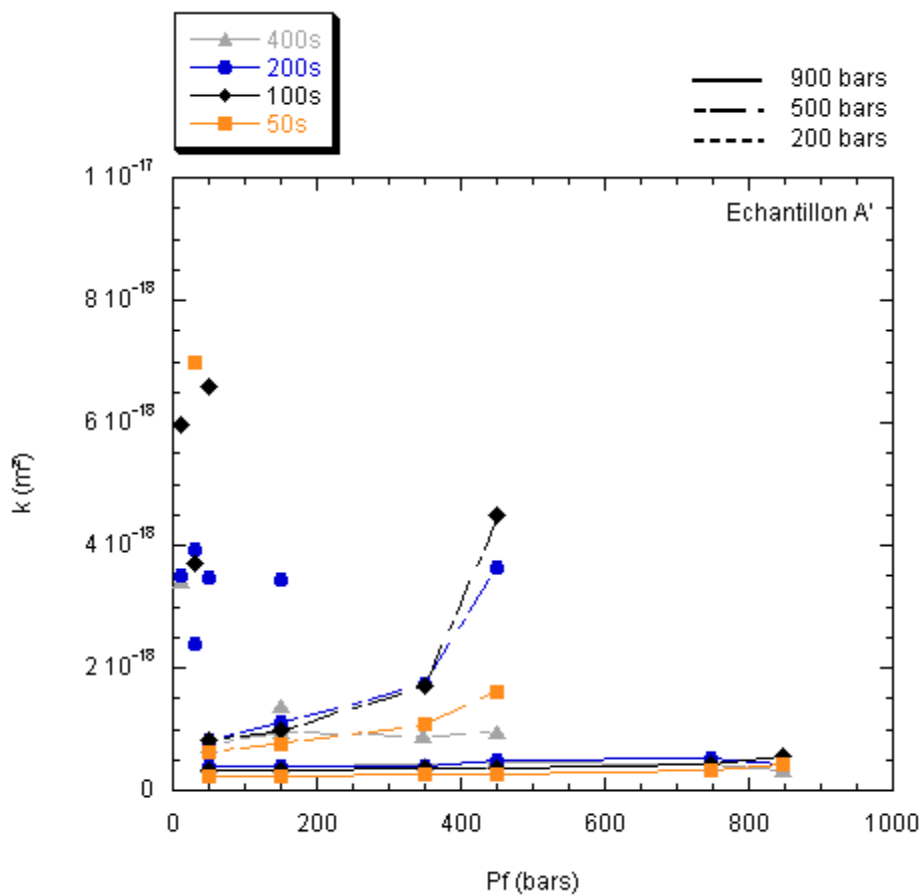
et que ces deux paramètres sont quasiment identiques pour les échantillons A et A'.

L'échantillon C présente des résultats incohérents que l'on retrouve sur les valeurs de perméabilité.

Lorsque l'on calcule les perméabilités à partir de toutes les valeurs du rapport des amplitudes et du déphasage des deux ondes, par l'intermédiaire du programme LabVIEW[®] Harmonique, on constate que des variations "parasites" se surimposent aux variations découlant directement des mesures physiques. La figure V-20 présente les résultats de la perméabilité pour les échantillons A' et C', en fonction de la pression de pore, pour des pressions de confinement de 200, 500 et 900 bars, et des périodes de 400 s, 200 s, 100 s et 50 s. Les valeurs de perméabilité correspondant aux pressions de confinement de 50 et 100 bars (points isolés) donnent une indication des perméabilités maximales que l'on peut mesurer avec le perméamètre de précision. La variation de la perméabilité avec la période des oscillations de l'onde de pression imposée est relativement faible, par comparaison avec les

effets des autres facteurs investigués, comme la pression de confinement, et donne des résultats assez cohérents.

On ne retrouve pas sur les résultats de perméabilité l'excellente organisation observée pour les valeurs du rapport des amplitudes et du déphasage en fonction de la pression de confinement, de la pression de pore, de la période et des caractéristiques microstructurales de échantillons. L'analyse mathématique non-linéaire dont découlent les valeurs de perméabilité induit donc une variabilité artificielle des résultats. Ceci est directement imputé au calcul des paramètres ψ (psi) et γ (gamma) de l'analyse de Fisher (1992). En effet, les valeurs du rapport des amplitudes et du déphasage des échantillons de Yorkshire se trouvent en limite du graphe duquel on peut extraire ψ (psi) et γ (gamma) (figures V-21 et V-22).



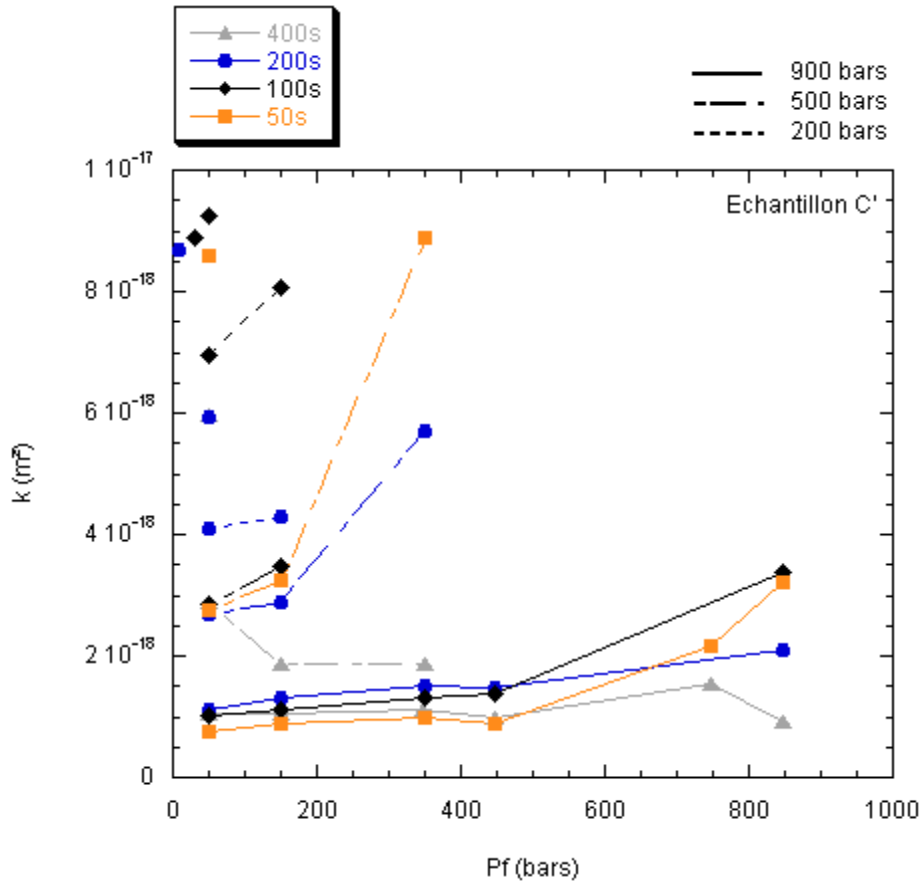
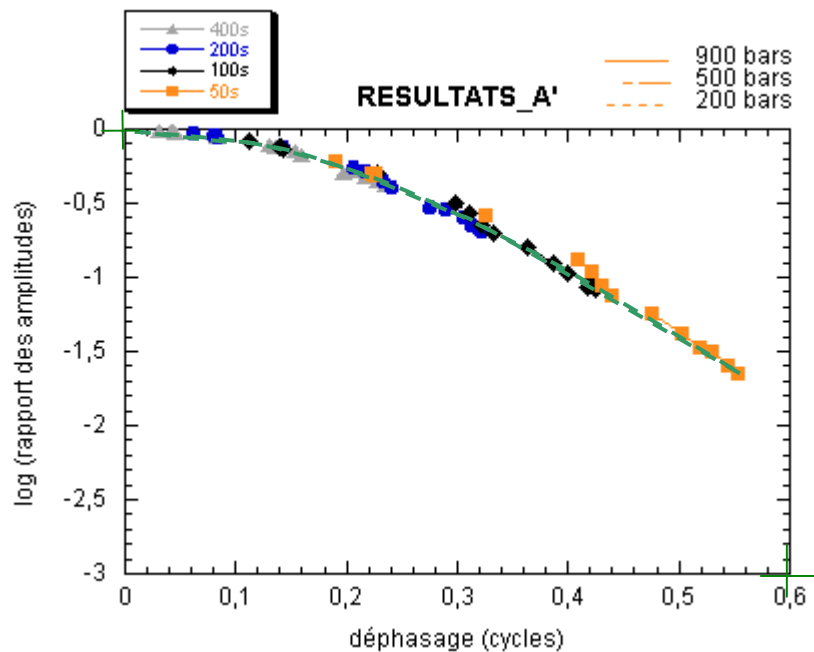


Figure V-18 : Variation de la perméabilité pour les échantillons A' et C', en fonction de la pression de pore, pour les pressions de confinement de 200, 500 et 900 bars, et les périodes de 400 s, 200 s, 100 s et 50 s. Les valeurs de perméabilité aux pressions de confinement de 50 et 100 bars correspondent aux points isolés.



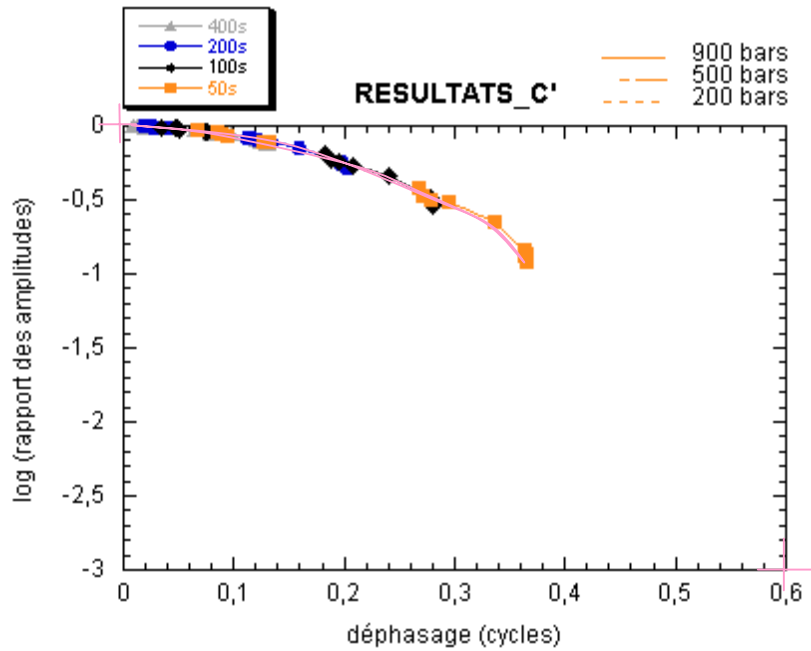


Figure V-19 : Valeurs du rapport des amplitudes en fonction du déphasage des ondes de pression P_{sup} et P_{inf} , pour différentes périodes d'oscillation de l'onde P_{sup} et différentes pressions de confinement, pour les échantillons A' et C'.

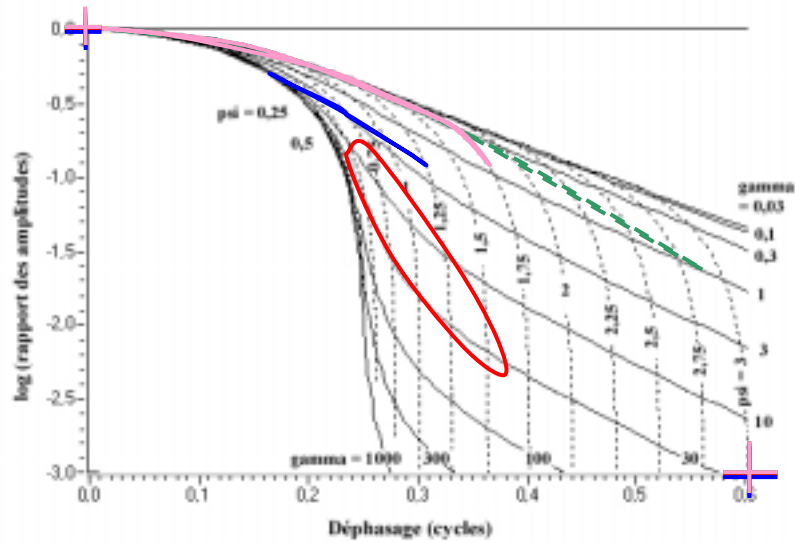


Figure V-20 : Valeurs des paramètres de calcul ψ (psi) et γ (gamma) du programme de traitement des données en méthode harmonique en fonction du rapport des amplitudes et du déphasage des ondes de pression P_{sup} et P_{inf} , pour différentes périodes d'oscillation de l'onde P_{sup} , avec les domaines définis par les résultats obtenus sur les échantillons A' (en vert) et C' (en rose) de Yorkshire et par comparaison ceux du granite de Westerly (en rouge) et du mortier micro poreux (en bleu).

V.7 Conclusion

Nous avons étudié les variations de la perméabilité et de l'emmagasinement des grès de Yorkshire dans différentes directions, en fonction des pressions de confinement, de pore, et de la période des oscillations.

Les échantillons prélevés dans le plan de foliation présentent les valeurs de perméabilité les plus importantes. Ils sont les plus affectés par l'application d'une pression différentielle trop forte. La micro-fissuration thermique a tendance à accroître la perméabilité. L'emmagasinement ne varie pas avec la pression de confinement. Les échantillons prélevés dans une direction normale au plan de foliation ont des perméabilités plus faibles, variant faiblement avec l'apparition d'une micro-fissuration thermique, et qui semblent moins affectées par l'application d'une pression différentielle trop élevée. L'emmagasinement de ces échantillons semble augmenter lorsque la pression de confinement diminue.

Les résultats d'anisotropie de la perméabilité que nous avons obtenus sont en accord avec l'analyse microstructurale de la roche. On a observé une porosité de type isotrope située entre les minéraux et une porosité de type fissurale, localisée entre les feuilletés ou aux joints des grains de muscovite. Ces minéraux ont tendance à s'aligner suivant une organisation planaire dans une direction proche de la marque du plan de foliation. On a également pu observer l'influence de cet alignement sur l'ouverture d'une fissure mécanique secondaire liée de la préparation de l'échantillon, qui s'est visiblement développée à la faveur des vides préexistants. Cette orientation préférentielle de la fissuration a ainsi pu influencer sur la fissuration thermique au cours du chauffage, et créer une fissuration anisotrope, principalement dans les plans parallèles, à 20 degré près, au plan de foliation de la roche.

La figure V-22 fait la synthèse sur le diagramme de Fisher & Paterson des résultats obtenus pour les différents matériaux étudiés. On rappelle que l'on a les relations suivantes :

$$\gamma \sim 1 / \beta \text{éch} \text{ et } \psi \sim (\beta \text{éch} / k)^{1/2}$$

On observe que les trois matériaux définissent des domaines bien distincts. On remarque que les courbes ont tendance à suivre les courbes de gamma constant. Pour les périodes les plus courtes, dans les mêmes conditions de pression de confinement et sur un même échantillon, il semblerait que les courbes aient tendance à s'écarter de la courbe d'une valeur de gamma et de descendre vers les valeurs de gamma plus élevées. Ces résultats sont préliminaires et nécessitent des traitements plus approfondis qui n'ont pas pu être mis en œuvre dans le cadre de cette étude.

Conclusion

Le but de notre étude était d'apporter des informations sur la circulation des fluides dans les roches très peu perméables, afin d'améliorer la compréhension des processus physiques liés à de nombreux problèmes environnementaux et industriels. La majeure partie de ce travail a consisté en l'élaboration, la réalisation et la mise en œuvre d'un appareillage expérimental complexe permettant d'effectuer des mesures en laboratoire de la perméabilité des roches très peu perméables, sur des échantillons centimétriques, afin de contraindre leur comportement dans des conditions inspirées de celles rencontrées in-situ. Nous avons développé un perméamètre de précision qui permet l'application des trois principales mesures de la perméabilité, à savoir la méthode par écoulement stationnaire, la méthode par écoulement transitoire suite à une impulsion de pression et la méthode harmonique. Nous avons focalisé notre étude sur la mise en œuvre de cette dernière technique, qui semblait présenter de nombreux avantages : une sensibilité moindre aux variations de la température, une amélioration du rapport signal sur bruit par transformées de Fourier, et la possibilité d'explorer le réseau poreux micro-structural par une onde de pression de fréquence et d'amplitude variables. Nous avons utilisé successivement la méthode harmonique et la méthode par écoulement stationnaire sur un même échantillon, dans des conditions de mesure identiques, et obtenons des résultats comparables. Nous avons effectué des mesures avec la méthode harmonique, en faisant varier les conditions de pression de confinement, de pression de pore et la période de l'onde de pression imposée, sur trois matériaux différents, des standards naturel, le granite de Westerly, et artificiel, un mortier micro-poreux, ainsi qu'un grès de Yorkshire.

Pour le granite de Westerly, nous obtenons des variations importantes des valeurs de la perméabilité, de l'emménagement et de la diffusivité hydraulique, qui diminuent avec l'augmentation de la pression de confinement et augmentent lorsque l'on accroît la pression de pore. La comparaison de nos résultats avec ceux obtenus par d'autres équipes montre que les mesures réalisées par la méthode harmonique dans notre perméamètre de précision sont valides. Lorsque la période des oscillations de pression diminue, pour une même pression de confinement, le rapport d'amplitude des ondes de pression de pore inférieure et supérieure diminue et le déphasage augmente.

Le mortier micro-poreux a été étudié dans le cadre du GdR ForPro (Groupement de Recherche sur les Formations géologiques Profondes) dans le but de valider les protocoles

expérimentaux et de comparer les différentes mesures de perméabilité réalisées par les nombreuses équipes de recherche impliquées dans le GdR. La disparité des résultats obtenus nous conduit à considérer ce matériau comme non homogène et inadéquat pour réaliser des mesures comparatives. Sur l'échantillon que nous avons étudié, nous obtenons une perméabilité, un emmagasinement et une diffusivité hydraulique constants lorsque la pression de confinement augmente et pour des périodes d'oscillation variables. Il est probable que notre échantillon ait été affecté par la pression de saturation qui lui a été appliquée ainsi que par son maintien dans l'eau, et que les résultats obtenus soient en fait représentatifs de la perméabilité et de l'emmagasinement limites du mortier micro-poreux.

Nous avons mené une étude par la méthode harmonique sur six échantillons du grès de Yorkshire. Nous avons observé des effets liés à la pression de confinement et à la pression de pore sur la perméabilité et l'emmagasinement. Les mesures ont été effectuées sur des échantillons prélevés suivant différentes orientations vis-à-vis du plan de foliation. On observe une relation entre les variations de la perméabilité, l'orientation des échantillons (et l'anisotropie de microstructure), et les effets de la micro-fissuration thermique induite sur une partie des échantillons. Nous avons constaté que, dans la gamme des périodes adaptées à la valeur de perméabilité, la variation de la période n'entraîne pas de variation significative des résultats de perméabilité. Nous avons mis en évidence une limite à l'utilisation de la méthode harmonique. Lorsque la perméabilité est trop élevée, le traitement mathématique de la méthode harmonique induit des effets parasites sur le calcul de la perméabilité à partir des paramètres physiques mesurés que sont le déphasage et l'atténuation de l'onde de pression.

Lorsque l'on reporte dans le diagramme de Ficher & Paterson (1992), permettant de calculer les paramètres ψ et γ , l'ensemble des valeurs du rapport des amplitudes des ondes de pression de pore inférieure et supérieure et le déphasage obtenu dans notre étude, pour le granite de Westerly et les grès de Yorkshire, on constate que pour une même pression de confinement, les points de données ont tendance à suivre des courbes correspondant à une valeur de γ constante et s'organisent suivant les valeurs de ψ croissantes. Pour les périodes les plus faibles, il semblerait que les valeurs de γ correspondant aux données tendent vers des valeurs croissantes lorsque la pression effective augmente. Ces résultats préliminaires ouvrent la voie à des études plus approfondies du comportement des roches en fonction de la pression, de l'amplitude et de la période des oscillations en méthode harmonique.

Bibliographie

- Agrawal D.L., Cook N.G.W. & Myer L.R., **1991**, *The effect of percolating structure on the petrophysical properties of Berea sandstone*, Rock Mechanics as a Multidisciplinary Science, Proc. 32nd U.S. Rock Mech. Symp., Balkema,, 346-354.
- Arch J. & Maltman A., **1990**, *Anisotropic Permeability and Tortuosity in Deformed Wet Sediments*, J. Geoph. Res, 98 (B6), p. 9035-9045.
- Bear J., **1972**, *Dynamics of fluids in porous media*, New York.
- Bernabé Y., **1986**, *The effective pressure law for permeability in Chelmsford Granite and Barre Granite*, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 23 (3), p. 267-275.
- Bernabé Y., **1987**, *The effective pressure law for permeability during pore pressure and confining pressure cycling of several crystalline rocks*, J. Geoph. Res, 92 (B1), p. 649-657.
- Bernabé Y., **1987**, *Technical note: A wide range permeameter for use in rock physics*, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 24 (5), p. 309-315.
- Bernabé Y., **1991**, *Pore geometry and pressure dependence of the transport properties in sandstones*, Geophysics, 56 (4), p. 436-446.
- Bernabé Y., **1992**, *On the measurements of permeability in anisotropic rocks*, dans Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks, eds. B. Evans and T.-F. Wong, Academic Press, London, 147-167 (Chapter 6).
- Bernabé Y. & Bruderer C., **1998**, *Effect of the variance of pore size distribution on the transport properties of heterogeneous networks*, J. Geoph. Res, 103 (B1), p. 513-525.
- Berryman J.G., **1992a**, *Effective stress for transport properties of inhomogeneous rock*, 97, p. 17409-17424.
- Berryman J.G., **1992b**, *Exact effective-stress rules in rocks mechanics*, Phys. Rev. A, 46, p. 3307-3311.
- Berryman J.G. & Blair S.C., **1986**, *Use of digital image analysis to estimate fluid permeability of porous materials: Application of two-point correlation functions*, J. Appl. Phys., 60 (6), p. 1930-1938.
- Berryman J.G. & Blair S.C., **1987**, *Kozeny-Carman relations and image processing methods for estimating Darcy's constant*, J. Appl. Phys., 62 (6), p. 2221-2228.
- Bieber M.T., Rasolofosaon P., Zinszner B. & Zamora M., **1996**, *Measurement and overall characterization of permeability anisotropy by tracer injection*, Rev. Inst. Fr. Pet., 51 (3), p. 333-347.

- Brace W.F., **1965**, *Some new measurements of linear compressibility of rocks*, J. Geoph. Res, 70, p. 391.
- Brace W.F., **1980**, *Permeability of crystalline and argillaceous rocks*, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 17, p. 241-251.
- Brace W.F., **1984**, *Permeability of crystalline rocks : New in-situ measurements*, J. Geoph. Res, 89 (B6), p. 4327-4330.
- Brace W.F. & Martin J., **1968**, *A test of the law of effective stress for crystalline rocks of low porosity*, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 5, p. 415-426.
- Brace W.F., Walsh J.B. & Frangos W.T., **1968**, *Permeability of granite under high pressure*, J. Geoph. Res, 73 (6), p. 2225-2236.
- Carslaw H.S. & Jaeger J.C., **1959**, *Conduction of Heat in Solids*.
- Charlaix E., Guyon E. & Roux S., **1987**, *Permeability of a random array of fractures of widely varying apertures*, Transport in porous media, 2 (31-43).
- Darcy H., **1856**, *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*, Paris.
- Darot M., Guéguen Y. & Baratin M.-L., **1992**, *Permeability of thermally cracked granite*, Geoph. Res. Lett., 19 (9), p. 869-872.
- Darot M. & Reuschlé T., **2000**, *Acoustic wave velocity and permeability evolution during pressure cycles on a thermally cracked granite*, Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 37, p. 1019-1026.
- David C., **1991**, *La Permeabilité et la Conductivité Electrique des Roches dans la Croûte : Expériences en Laboratoire et Modèles Théoriques*, thèse, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 255 p.
- David C., **1993a**, *Geometry of flow paths for fluid transport in rocks*, J. Geoph. Res, 98 (B7), p. 12,267 - 12,278.
- David C. & Darot M., **1989**, *Permeability and conductivity of sandstones*, Proceedings of the symposium "Rock at Great Depth", Pau, France, eds. V. Maury & D. Fourmaintraux, Balkema, 203-209.
- David C., Darot M. & Jeannette D., **1993b**, *Pore structure and transport properties of sandstone*, Transport in porous media, 11, p. 161-177.
- David C., Guéguen Y. & Pampoukis G., **1990**, *Effective medium theory and network theory applied to the transport properties of rock*, J. Geoph. Res, 95 (B5), p. 6993-7005.
- de Marsily G., **1981**, *Hydrogéologie quantitative*, Masson, Paris.

- Dewhurst D.N., Brown K.M., Clenell M.B. & Westbrook G.K., **1996**, *A comparison of the fabric and permeability anisotropy of consolidated and sheared silty clay*, *Engineering Geology*, 42, p. 253-267.
- Dienes J.K., **1982**, *Permeability, percolation and statistical crack mechanics*, dans Issue in Rock Mechanics, New York, 86-94.
- Doyen P., **1988**, *Permeability, conductivity and pore geometry of sandstone*, *J. Geoph. Res.*, 93 (B7), p. 7729-7740.
- Escoffier S., **2002**, *Caractérisation expérimentale du comportement hydromécanique des argilites de Meuse / Haute-Marne.*, Nancy, thèse, Institut National Polytechnique de Lorraine, p.
- Faulkner D.R., **1997**, *The Role of Clay-bearing Fault Gouges In Controlling Fluid Pressures In Fault Zones: Implications For Fault Mechanics*, thèse, Manchester, 279 p.
- Faulkner D.R., **1998**, *The Gas Permeability of Clay-bearing Fault Gouge at 20°C*, *Geological Society Special Publications*, 147, p. 147-156.
- Faulkner D.R. & Rutter E.H., **2000**, *Comparisons of water and argon permeability in natural clay-bearing fault gouge under high pressure at 20°C*, *J. Geoph. Res.*, 105 (7), p. 16,415-16,426.
- Fischer G.J., **1992a**, *The determination of permeability and storage capacity : Pore pressure oscillation method*, dans Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks, eds. B. Evans and T.-F. Wong, Academic Press, London, 187-211 (Chapter 8).
- Fischer G.J. & Paterson M.S., **1988**, *Permeability and storage capacity during deformation at elevated temperatures (abstract)*, *EOS, Trans. Am. Geophys. Union* 69,, 484.
- Fischer G.J. & Paterson M.S., **1992b**, *Measurements of permeability and storage capacity in rocks during deformation at high temperature and pressure*, dans Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks, eds. B. Evans and T.-F. Wong, Academic Press, London, 213-252 (chapter 9).
- Foucault A. & Raoult J.F., **1992**, *Dictionnaire de géologie, 3ème édition*, Masson.
- Fredrich J.T., Evans B. & Wong T.-f., **1989**, *Micromechanics of the brittle to plastic transition in Carrara marble*, *J. Geoph. Res.*, 94, p. 4129-4145.
- Fredrich J.T., Greaves K.H. & Martin J.W., **1993**, *Pore geometry and transport properties of Fontainebleau sandstone*, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 30, p. 691-697.
- Fredrich J.T. & Wong T.-f., **1986**, *Micromechanics of thermally induced cracking in three crustal rocks*, *J. Geoph. Res.*, 91, p. 12743-12746.
- Freeze A.R. & Cherry J.A., **1979**, Groundwater.

- Gangi A.F., **1978**, *Variation of whole and fractured porous rock permeability with confining pressure*, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 15, p. 249-257.
- Geerstma J., **1957**, *The effect of fluid pressure decline on volumetric changes of porous rock*, Society of Petroleum Engineers, p. 331-340.
- Géraud Y., Mazerolle F., Cardon H., Vidal G. & Caron J.-M., **1998**, *Anisotropie de connectivité du réseau poreux d'une bande de cisaillement ductile*, Bulletin de la S.F.P., 169 (5), p. 645-654.
- Guéguen Y., David C. & Darot M., **1986**, *Models and time constants for permeability evolution*, Geoph. Res. Lett., 13 (5), p. 460-463.
- Guéguen Y., David C. & Gavrilenko P., **1991**, *Percolation networks and fluid transport in the crust*, Geoph. Res. Lett., 18, p. 931-934.
- Guéguen Y. & Dienes J.K., **1989**, *Transport properties of rocks from statistics and percolation*, Math. Geol., 21, p. 1-13.
- Guéguen Y. & Palciauskas V., **1992**, *Introduction à la physique des roches*, Hermann, éditeurs des sciences et des arts, Paris.
- Hsieh P.A., Tracy J.V., Neuzil C.E., Bredehoeft J.D. & Silliman S.E., **1981**, *A transient laboratory method for determining the hydraulic properties of 'tight' rocks - I. Theory*, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 18, p. 245-252.
- Jouanna P., **1991**, *Introduction à la reconnaissance par pompage harmonique de milieux stochastiques*, C. R. Acad. Sci. IIB (313), p. 989-994.
- Jouanna P., **1992**, *Access to stochastic fractured media characteristics by harmonic hydraulic pumping*, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 29, p. 83-87.
- Jouanna P. & Fras G., **1979**, *Introduction à la reconnaissance dans l'espace des fréquences, de milieux fracturés par essais d'eau transitoires. Notion de signatures spectrales et application au cas d'horizons fissurés reconnus par pompage harmonique: unicité des solutions*, C. R. Acad. Sci. IIB, p. 33.
- Kamath J., Boyer R.E. & Nakagawa F.M., **1992**, *Characterization of Core-Scale Heterogeneities Using Laboratory Pressure Transients*, Soc. Petrol. Eng. J., p. 219-227.
- Katz A. & Thompson A.H., **1986**, *Quantitative prediction of permeability in porous rock*, Phys. Rev. B, 34 (11), p. 8179-8181.
- Keaney G.M.J., **1998**, *Experimental Study of the Evolution of Permeability in Rocks Under Simulated Crustal Stress Conditions*, London, thèse, Faculty of Mathematical and Physical Sciences, London, 261 p.

- Kirkpatrick S., **1973**, *Percolation and conduction*, Rev. Mod. Phys., 45, p. 574-588.
- Kranz R.L., Frankel A.D., Engelder T. & Scholz C.H., **1979**, *The permeability of whole and jointed Barre granite*, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 16, p. 225-234.
- Kranz R.L., Saltzman J.S. & Blacic J.D., **1990**, *Hydraulic diffusivity measurements on laboratory rock samples using an oscillating pore pressure method*, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 27 (5), p. 345-352.
- Lin C., **1977**, *Compressible fluid flow through rocks of variable permeability*, Rept UCRL-52304, Lawrence Livermore Lab., Livermore, Calif.,
- Lin W., **1982**, *Parametric analyses of the transient method of measuring permeability*, J. Geoph. Res, 87 (B2), p. 1055-1060.
- Lomize G.M., **1951**, *Flow in fractured rocks (in Russian)*, Moscow.
- Louis C., **1967**, *Etude des écoulements d'eau dans les roches fissurées et de leur influence sur la stabilité des massifs rocheux*, Bull. Et. et Rech. EDF, A3, p. 5-132.
- Mainprice D. & Larive E., **2000**, *Développement et mise au point d'un perméamètre de précision pour les roches à faible perméabilité*, GdR Forpro, rapport Action 97/98.IV.
- Marion D., Nur A. & Alabert F., **1989**, *Modelling the relationships between sonic velocity, porosity, permeability, and shaliness in sand, shale, and shaley sand*, SPWLA Thirtieth Annual Logging Symposium,, 1-22.
- Mitchell J.K., **1993**, *Fundamentals of soils behavior*, John Wiley & Sons, Inc, New York.
- Morrow C., Lockner D., Hickman S., Rusanov M. & Röckel T., **1994a**, *Effects of lithology and depth on the permeability of core samples from the Kola and KTB drill holes*, J. Geoph. Res, 99 (B4), p. 7263-7274.
- Morrow C.A., **1999**, *Permeability of deep drillhole core samples*, The international workshop on the Nojima fault core and borehole data analysis, Tsukuba, Japan,, 153-157.
- Morrow C.A., Bo-Chong Z. & Byerlee J.D., **1986**, *Effective pressure law for permeability of Westerly Granite under cyclic loading*, J. Geoph. Res, 91 (B3), p. 3870-3876.
- Morrow C.A. & Byerlee J.D., **1992**, *Permeability of core samples from Cajon Pass scientific drill hole: Results from 2100 to 3500 m depth*, J. Geoph. Res, 97 (B4), p. 5145-5151.
- Morrow C.A. & Lockner D.A., **1994b**, *Permeability differences between surface-derived and deep drillhole core samples*, Geoph. Res. Lett., 21 (19), p. 2151-2154.
- Morrow C.A. & Lockner D.A., **1997**, *Permeability and porosity of the Illinois UPH 3 drillhole granite and a comparison with other deep drillhole rocks*, J. Geoph. Res, 102 (B2), p. 3067-3075.

- Neuzil C.E., Cooley C., Silliman S.E., Bredehoeft J.D. & Hsieh P.A., **1981**, *A transient laboratory method for determining the hydraulic properties of 'tight' rocks - II. Application*, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 18, p. 253-258.
- Nur A. & Byerlee J.D., **1971**, *An exact effective stress law for elastic deformation of rock with fluids*, Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets, p. 6414-6419.
- Pape H., Clauser C. & Iffland J., **1999**, *Permeability prediction based on fractal pore-space geometry*, Geophysics, 64 (5), p. 1447-1460.
- Paterson M.S., **1983**, *The equivalent channel model for permeability and resistivity in fluid-saturated rocks : a re-appraisal*, Mech. Mater., 2, p. 345-352.
- Peyrucat J.F., *Instrumentation & automatisations industrielles*, Dunod TECH.
- Pomerol C. & Renard M., **1997**, *Eléments de géologie, 11ème édition*.
- Raynaud S., **2001**, *Benchmark " perméabilité ", GdR FORPRO : Etude du mortier microporeux. Caractérisation de l'espace poreux et quantification de la porosité*.
- Renard P., Genty A. & Stauffer F., **2001**, *Laboratory determination of the full permeability*, J. Geoph. Res, 106 (B11), p. 26,443-26,452.
- Rice J.R., **1992**, *Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the San Andreas Fault*, dans *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks*, eds. B. Evans and T.-F. Wong, Academic Press, London, 475-503.
- Riepe L., Sachs H. & Schopper J.R., **1983**, *Pressure effects on permeability*, 8th European Formation Evaluation Symposium Transactions, London,, 1-24.
- Salin D. & Martin J., **1997**, *La mécanique des fluides*, Nathan, Paris.
- Sausse J., **1998**, *Caractérisation et modélisation des écoulements fluides en milieu fissuré. Relation avec les altérations hydrothermales et quantifications des paléocontraintes.*, thèse, Université Henri Poincaré, Nancy, 336 p.
- Skempton A.W., **1961**, *Effective stress in soils, concrete and rock, in pressure and suction in soils*, Butterworths, London.
- Stewart C.R., Lubinski A. & Blenkarn K.A., **1961**, *The use of alternating flow to characterize porous media having storage pores*, Journal of Petroleum Technology, 222, p. 383-389.
- Suri P., Azeemuddin M., Zaman M., Kukreti A.R. & Roegiers J.C., **1997**, *Stress dependant permeability measurement using the oscillating pulse technique*, Journal of Petroleum Science and Engineering, 17, p. 247-264.
- Swindells J.F., **1984**, dans *Handbook of Chemistry and Physics*, National Bureau of Standards.

- Trimmer D., Bonner B., Heard H.C. & Duba A., **1980**, *Effect of pressure and stress on water transport in intact and fractured gabbro and granite*, J. Geoph. Res, 85 (B12), p. 7059-7071.
- Trimmer D.A., **1981**, *Design criteria for laboratory measurements of low permeability rocks*, Geoph. Res. Lett., 8 (9), p. 973-975.
- Wagner W. & Pruss A., **2001**, *New international formulation for the thermodynamic properties of ordinary water substance for general and scientific use*, J. Phys. Chem. Ref. Data, 30 (0).
- Walsh J.B., **1981**, *Effect of pore pressure and confining pressure on fracture permeability*, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 18, p. 429-435.
- Walsh J.B. & Brace W.F., **1966**, *Elasticity of rock : A review of recent theoretical studies*, Rock Mech. Eng. Geol., 4, p. 283.
- Walsh J.B. & Brace W.F., **1984**, *The Effect of pressure on porosity and the transport properties of rock*, J. Geoph. Res, 89 (B11), p. 9425-9431.
- Witherspoon P.A., Wang J.S.Y., Iwai K. & Gale J.E., **1980**, *Validity of cubic law for fluid flow in a deformable rock fracture*, Water Resources Research, 16 (6), p. 1016-1024.
- Wong P.-Z., Howard J. & Lin J.-S., **1986**, *Surface roughening and fractal nature of rocks*, Physical Review Letters, 57 (5), p. 637-640.
- Wyllie M.R., Gregory A.R. & Gardner L.W., **1956**, *Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media*, Geophysics, 21, p. 41.
- Xu H. & Nur A., **2001**, *The "ear-shape" puzzle: the effect of permeability anisotropy and boundary conditions on production-induced pressure depletion and surface subsidence and its implications*, SEG, San Antonio,,
- Yale D.P., **1984**, *Network modelling of flow, storage and deformation in porous rocks*, thèse, Stanford, Calif., p.
- Zhang S., Paterson M.S. & Cox S.F., **1994a**, *Porosity and permeability evolution during hot isostatic pressing of calcite aggregates*, J. Geoph. Res, 99 (B8), p. 15,741-15,760.
- Zhang S., Paterson M.S. & Cox S.F., **2001a**, *Microcrack growth and healing in deformed calcite aggregates*, Tectonophysics, 335, p. 17-36.
- Zhang S., Tullis T.E. & Scruggs V.J., **2001b**, *Implications of permeability and its anisotropy in a mica gouge for pore pressures in fault zones*, Tectonophysics, 335, p. 37-50.
- Zhu W., David C. & Wong T.-f., **1995a**, *Network modeling of permeability evolution during cementation and hot isostatic pressing*, J. Geoph. Res, 100 (B8), p. 15,451-15,464.

- Zhu W., Evans B. & Bernabé Y., **1999**, *Densification and permeability reduction in hot-pressed calcite : A kinetic model*, J. Geoph. Res, 104 (B11), p. 25,501-25,511.
- Zhu W. & Wong T.-f., **1996**, *Permeability reduction in a dilating rock : network modelling of damage and tortuosity*, Geoph. Res. Lett., 23 (22), p. 3099-3102.
- Zhu W. & Wong T.-f., **1997a**, *The transition from brittle faulting to cataclastic flow : permeability evolution*, J. Geoph. Res, 102 (B2), p. 3027-3041.

Le "Nouveau chapitre de la Thèse" - phase expérimentale 2002

Après leur thèse, les jeunes docteurs sont confrontés au marché du travail - qu'il s'agisse du secteur public ou privé - où leur aptitude à la recherche est évaluée en parallèle à de multiples autres critères propres aux établissements ou entreprises concernés.

Pour faciliter leur insertion professionnelle, trois Écoles doctorales en Sciences de l'Univers d'Ile de France et de Toulouse, en partenariat avec l'Institut National des Sciences de l'Univers du CNRS (INSU) et l'Association Bernard Gregory (ABG) ont imaginé en 1999 le concept du "Nouveau Chapitre de la Thèse" dont l'idée force est d'encourager et d'aider les doctorants à préparer leur après-thèse. Ce concept a été testé avec succès sur 15 doctorants lors d'une première phase. Il s'agit en 2002 d'élargir l'expérience à l'ensemble des disciplines et d'en faire bénéficier quelques dizaines de doctorants.

Pour rédiger ce "Nouveau Chapitre" le doctorant est invité, en fin de thèse, à conduire une analyse critique de la gestion de sa thèse et à en tirer des conclusions quant aux qualités personnelles et aux savoir-faire développés à cette occasion. Cette analyse doit aboutir à un document d'environ 5 pages montrant qu'il a acquis et développé des compétences intéressantes pour la suite de sa vie professionnelle, que ce soit dans le monde de l'enseignement supérieur ou de la recherche académique, dans l'industrie ou dans d'autres secteurs d'activités. Ces compétences concernent à l'évidence l'aptitude à la recherche mais également des aspects transversaux indispensables à tout projet professionnel comme la conduite de projet, la communication, la négociation, la gestion humaine et financière, l'éventuelle collaboration avec les entreprises, etc... Ce document porte notamment sur :

- Le cadre général de la thèse présenté de manière à intéresser des non spécialistes : le sujet et les enjeux du projet, le contexte...
- Le déroulement du projet : les étapes clés, la gestion du projet et des partenaires éventuels, les ressources humaines et financières...
- Les compétences et les connaissances développées pendant la réalisation du projet : les compétences scientifiques et techniques, la communication, l'encadrement, la coopération en milieu multiculturel, les capacités d'analyse et de synthèse...

Ce "Nouveau Chapitre" est en fait un véritable bilan des compétences qui ont été nécessaires au bon déroulement de la thèse et qui seront utiles à la maîtrise du projet professionnel.

Pendant la phase de rédaction de ce "Nouveau Chapitre" le doctorant est accompagné par un "mentor" extérieur à l'institution académique et qui connaît le domaine de l'emploi. Ce mentor est soit un PAST (Professeur Associé à Statut Temporaire), soit un consultant indépendant ou bien proposé par des Chambres consulaires ou des branches professionnelles. En interaction avec le doctorant, lors de deux entretiens d'environ une demi-journée chacun, ce mentor a pour mission de guider le doctorant dans l'élaboration de son document final, sur la base du schéma proposé (voir fiche "recommandations pour la rédaction").

Le "Nouveau chapitre" n'a pas de caractère académique. Il n'implique pas sa prise en compte, ni dans l'évaluation de la thèse, ni dans l'obtention du diplôme. Le "Nouveau Chapitre" est soumis avec la thèse aux membres du jury et peut faire partie des documents venant en discussion pendant la soutenance. Un membre du jury s'y intéressera particulièrement. Il pourrait être, selon l'appréciation du directeur de thèse, inclus ou non dans le manuscrit de la thèse.

Etude expérimentale des roches à très faible perméabilité par la mise en œuvre d'un perméamètre de précision.

Elodie Larive

Laboratoire de Tectonophysique (UMR CNRS 5568) – Directeur : Dr. David Mainprice
Institut des Sciences de la Terre, de l'Eau et de l'Espace de Montpellier (ISTEEM)
Ecole Doctorale des Sciences de la Terre et de l'Eau, Université Montpellier II
Association Bernard Gregory – Consultant : Mr. Joël Denervaux

PRESENTATION DU PROJET

La mesure des écoulements fluides dans les roches à très faible perméabilité est importante pour améliorer la compréhension des processus physiques liés à de nombreux problèmes environnementaux et industriels, comme le stockage des déchets nucléaires en formation géologique profonde, la gestion des réservoirs aquifères, de gaz ou de pétrole, la géothermie ou la prévention des tremblements de terre. La majeure partie de ce travail a consisté en l'élaboration, la réalisation et la mise en œuvre d'un appareillage expérimental complexe, le perméamètre de précision, permettant d'effectuer en laboratoire des mesures de la perméabilité (aptitude à laisser circuler un fluide) des roches très peu perméables, sur des échantillons centimétriques, afin de contraindre leur comportement dans des conditions inspirées de celles rencontrées in-situ.

Cette étude a été initiée dans le cadre des recherches en laboratoire souterrain concernant le stockage des déchets nucléaires HAVL (haute activité vie longue) en formations géologiques profondes, conduites conjointement par le Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) et l'Agence Nationale pour la gestion des Déchets RadioActifs (ANDRA) par l'intermédiaire du GdR ForPro (Groupement de Recherche sur les Formations géologiques Profondes), créé en 1998. L'objectif était de mettre en place au sein de l'Institut des Sciences de la Terre, de l'Eau et de l'Espace de Montpellier (ISTEEM), un appareil de mesure de la perméabilité des roches très peu perméables, et de développer ainsi un nouvel axe de recherche, basé sur la physique des roches et les mesures expérimentales, jusqu'alors peu représenté. Le sujet de thèse associé à ce projet a été soutenu par le Ministère de l'Education Nationale, de la Recherche et de la Technologie, par l'attribution d'une allocation de recherche en novembre 1997.

Ayant effectué mes stages de maîtrise et de DEA à l'ISTEEM, respectivement dans le laboratoire de Tectonophysique et le laboratoire de Géophysique, et ayant obtenu la place de major (ex-æquo) à l'issue de la formation, j'étais connue de l'ensemble des partenaires du projet. Après avoir complété ma formation académique par différentes expériences professionnelles et personnelles (recherche en géophysique en Allemagne, géophysique de terrain en Grèce, en Espagne et en France, encadrement, langues, gestion de projet), et initié mon réseau relationnel, je recherchais un emploi en Sciences de la Terre. Les implications environnementales du projet et sa relation avec l'actualité, la perspective de mener du début à la fin un projet ambitieux et innovant, nécessitant la mise en place d'une démarche qualité, m'ont séduite. Ce poste m'offrait également la possibilité de rester quelques années supplémentaires à Montpellier, ce qui présentait des avantages d'un point de vue personnel et compensait le faible attrait financier de l'allocation de recherche.

GESTION DU PROJET

Gestion du temps

Au cours du projet, j'ai dû gérer de nombreux impondérables (retard d'un an du financement initial et de la livraison de la pièce maîtresse du perméamètre, nombreuses pannes, délais de livraison). J'ai mis en place une organisation calendaire prenant en compte les disponibilités de l'équipe technique (à temps partiel sur le projet), le fait que les mesures étaient très longues et délicates à mettre en œuvre, ainsi que l'éloignement de mon domicile (ayant déménagé sur Toulouse en juin 2000 pour raison familiale). En permettant une résolution des tâches en parallèle, et en mobilisant toutes les ressources disponibles sur des objectifs précis (définis lors de réunions régulières), j'ai réussi à respecter les impératifs de temps successifs (résultats à présenter lors de colloques ou de réunions) et à faire aboutir le projet.

Gestion des ressources humaines

Coordinatrice et animatrice du projet, j'ai travaillé en étroite collaboration aussi bien avec mon directeur de thèse (initiateur du projet et responsable officiel) en l'informant et en le consultant à chaque modification ou prise de décision, qu'avec les membres de l'équipe technique (un ingénieur confirmé sur tout le déroulement du projet, un technicien lors de la phase de construction et un ingénieur pour la phase de mise en œuvre qui se poursuit actuellement). J'ai défini le plus clairement possible, les objectifs, les ambitions et les exigences du projet au cours de réunions régulières. J'ai valorisé les expériences et compétences de chacun et j'ai été en mesure de pouvoir épauler tous les postes de travail (y compris la construction). J'ai formé les membres de l'équipe technique à l'utilisation et à la maintenance du perméamètre jusqu'à les rendre totalement autonomes et pouvoir leur déléguer la prise en charge des mesures lorsque j'ai été amenée à travailler à distance. La robustesse de cette organisation a été éprouvée de manière positive par la mobilisation et la motivation de l'équipe, sur toute la durée du projet et malgré les nombreuses contraintes. Ceci a permis l'aboutissement du projet, et a ouvert la perspective de pérenniser l'exploitation de l'appareil de mesure après mon départ.

Gestion de la qualité

Ayant été en charge de l'ensemble du projet, dès la phase de conceptualisation, j'ai favorisé au maximum la réflexion, en faisant intervenir l'ensemble des partenaires au cours de réunions, avant d'initier la réalisation proprement dite. Les aspects du projet qui n'avaient pas pu être anticipés, ainsi que les problèmes et dysfonctionnements imprévisibles, ont été rigoureusement analysés en continu afin d'améliorer les procédures de mise en œuvre. Dans un souci de maîtrise des processus, j'ai rédigé systématiquement des documents pour les différentes étapes de mise en œuvre (montage, préparation, saturation, conservation, repérage et mesure des échantillons). Ayant délégué une partie des mesures à plusieurs collaborateurs, j'ai initié le remplissage systématique de fiches de suivi permettant une meilleure traçabilité des résultats afin de pouvoir exercer une action corrective si besoin. J'ai sensibilisé et mobilisé l'équipe technique à l'intérêt du suivi d'une démarche qualité dans le cadre de notre projet, en démontrant l'irréversibilité et la sensibilité des mesures et en quantifiant les critères de sélection et les délais impartis.

Gestion des relations extérieures

Au cours des phases de conception et de réalisation, j'ai établi des contacts avec les différents fournisseurs, me permettant de bénéficier de leur expérience pour résoudre les nombreux problèmes techniques auxquels j'ai pu être confrontée. Par la consultation régulière de publications scientifiques internationales, j'ai mis en relation mon travail avec celui des autres équipes travaillant sur des projets similaires ou approchants. En prenant part à de nombreux colloques ou congrès internationaux, et en allant visiter différents laboratoires, j'ai également mis en place un réseau relationnel national et international de collaborateurs concernés de près ou de loin par la mise en œuvre d'études avec le perméamètre de précision développé dans notre projet. J'ai ainsi pu orienter les études que j'ai choisi de conduire. Souhaitant élargir les applications du perméamètre à l'étude des failles actives, j'ai intégré la collaboration scientifique internationale "Etude par forage de la faille de Nojima, Japon". J'ai ainsi été invitée à participer à la réunion scientifique qui s'est tenue en novembre 1999 à Tsukuba, au Japon. J'ai financé une partie du séjour par l'intermédiaire des actions "Scientifiques Innovantes des Doctorants de l'ISTEEM". J'ai consolidé mon réseau de relations au sein de l'Institut en intégrant le Conseil de Groupement en tant que représentante des doctorants.

Gestion financière

Aucun budget n'ayant été attribué au préalable au projet, j'ai évalué les coûts en fonction des besoins (étude de marché) au fur et à mesure, justifié des dépenses afin d'obtenir les crédits nécessaires et réparti les achats dans le temps en fonction des disponibilités financières. J'ai également pris en charge le suivi des commandes, depuis la demande de devis et le suivi auprès des fournisseurs, jusqu'à la livraison, la vérification des produits, ainsi que les éventuelles modifications ultérieures (non conformité du produit, pannes). En prenant en compte le coût des ressources humaines au prorata de leur participation dans le temps, j'obtiens le bilan financier suivant pour l'ensemble du projet :

COUT CONSOLIDE DE LA THESE				2 333 000 F	(356 000 €)
dont	Ressources humaines			1 793 000 F	
nombre	catégorie	temps passé	salaire net mensuel		Financement par ^o :
1	allocataire de recherche	48 mois	6 100 F	485 000 F	MENRT + CPAM ¹
1	ingénieur	24 mois	14 000 F	672 000 F	UMII
1	directeur de recherche	10 mois	22 000 F	440 000 F	CNRS
1	technicien	6 mois	8 500 F	102 000 F	UMII
1	assistant ingénieur	3 mois	10 000 F	60 000 F	CNRS
1	secrétaire/gestionnaire	2 mois	8 500 F	34 000 F	CNRS
1	stagiaire	1 mois	0 F	0 F	
Matériel				440 000 F	
	Cellule de perméabilité			80 000 F	GdR ForPro
	Hydraulique, électronique, thermique			130 000 F	MENRT
	Injecteurs de précision			200 000 F	MENRT
	Mesures (cellule de saturation, échantillons)			30 000 F	MENRT + GdR ForPro
Déplacements				50 000 F	CNRS + MENRT + (² IFP, ³ GdR ForPro, ⁴ ISTEEM)
Coûts marginaux (locaux, fluides, bureautique, formation)				50 000 F	CNRS + UMII

^o : Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) - ¹Caisse Primaire d'Assurance Maladie (CPAM) congés maternité - Groupement de Recherche Formations Géologiques Profondes (GdR ForPro) - Institut Français du Pétrole (IFP) - ⁴Institut des Sciences de la Terre, de l'Eau et de l'Espace de Montpellier (ISTEEM) Actions Innovantes Doctorants - Ministère de l'Education Nationale, de la Recherche et de la Technologie (MENRT) différents projets de recherche- Université Montpellier II (UMII)

COMPETENCES DEVELOPPEES DANS LE CADRE DU PROJET

- la conduite de projet (montage de partenariat, gestion humaine, capacité à déléguer, organisation et gestion du temps, gestion financière) et la mise en place d'une démarche qualité (complétée par une formation à la Qualité Totale et aux Normes ISO).
- les compétences scientifiques et techniques (perméabilité et espace poreux, mesures physiques expérimentales, notions en électronique, hydraulique, mécanique, thermique, contrôle, régulation) liées à la conception et à la mise en œuvre du projet.
- les capacités d'analyse et de synthèse nécessaires à la rédaction de rapports scientifiques, d'un mémoire de thèse et à la réalisation d'une communication scientifique.
- une maîtrise linguistique (éprouvée lors des congrès internationaux, et par des échanges réguliers avec les membres du réseau relationnel international).
- une autonomie (coordinatrice du projet), une rigueur, une adaptabilité (cadre de travail en Université, collaborateurs très différents, résolution de problèmes), une maîtrise de la communication (animation d'une équipe, réunions), un sens de l'innovation et de la créativité (exprimée notamment lors de la création d'une page web du perméamètre), un dynamisme et une ténacité (projet ambitieux mené à son terme malgré les difficultés).

RETOMBEES DU PROJET

Le laboratoire de Tectonophysique, et par conséquent l'Institut des Sciences de la Terre, de l'Eau et l'Espace de Montpellier, dispose dorénavant d'un appareil de mesure performant pour étudier la perméabilité des roches très peu perméables, ainsi que d'une équipe technique à même d'assurer le suivi de ces mesures. Compte-tenu des très nombreuses applications liées à ce type de mesure, ce projet constitue le point de départ de nombreuses études futures, susceptibles d'intéresser l'ensemble de la communauté scientifique nationale et internationale, et avec des retombées environnementales et industrielles qui en dépasseront probablement le seul cadre.

Pour le laboratoire, le fait d'avoir initié ce projet et favorisé son aboutissement devrait soit inciter de nouvelles collaborations, soit conduire à l'attribution de nouveaux crédits.

En ce qui me concerne, je retire la satisfaction personnelle d'avoir réussi à mener un projet ambitieux jusqu'à son terme, ainsi que la reconnaissance professionnelle associée au produit finalisé, concrétisée par la rédaction d'un mémoire de thèse, la présentation du travail à la communauté scientifique, et l'attribution du titre de Docteur en Sciences. Je considère cette expérience comme extrêmement enrichissante, scientifiquement, humainement ou professionnellement parlant, de part la diversité des situations et les solutions qu'il a fallu trouver pour avancer en dépit des difficultés inhérentes à tout type de projet de thèse, auxquelles se sont ajoutés les problèmes liés à une étude expérimentale innovante. Cela m'a permis de faire la preuve de mes compétences en termes de conduite de projet, de gestion des ressources humaines et de la qualité, que j'ambitionne d'exploiter dans mon proche avenir professionnel.

TITRE Etude expérimentale des roches à très faible perméabilité par la mise en œuvre d'un perméamètre de précision

RESUME La mesure des écoulements fluides dans les roches à très faible perméabilité est importante pour améliorer la compréhension des processus physiques liés à de nombreux problèmes environnementaux et industriels, comme le stockage des déchets nucléaires en formation géologique profonde, la gestion des réservoirs aquifères, de gaz ou de pétrole, la géothermie ou la prévention des tremblements de terre. La majeure partie de ce travail a consisté en l'élaboration, la réalisation et la mise en œuvre d'un appareillage expérimental complexe permettant d'effectuer des mesures en laboratoire de la perméabilité (aptitude à laisser circuler un fluide) des roches très peu perméables, sur des échantillons centimétriques, afin de contraindre leur comportement dans des conditions inspirées de celles rencontrées in-situ. Le perméamètre de précision permet l'utilisation de plusieurs méthodes de mesure, la méthode par écoulement stationnaire, la méthode par écoulement transitoire suite à une impulsion de pression et la méthode "harmonique" par écoulement alternatif sinusoïdal. Les mesures ont été effectuées avec la méthode harmonique, pour des périodes d'oscillations variables, dans différentes conditions de pression de confinement et de pression de pore, sur des matériaux différents. Nous avons ainsi étudié la perméabilité d'un standard naturel, le granite de Westerly, et d'un standard artificiel, un mortier micro-poreux, et utilisé les résultats obtenus comme mesures de calibration du perméamètre. Une étude d'un grès de Yorkshire a permis de mettre en évidence une relation entre la microstructure de la roche, l'anisotropie de perméabilité et la micro-fissuration thermique. Après une présentation générale des concepts de microstructure, porosité et perméabilité des roches, et des particularités des mesures de la perméabilité en laboratoire, nous décrivons le perméamètre de précision et ses caractéristiques, et exposons les résultats de perméabilité obtenus pour les matériaux étudiés.

MOTS-CLES perméabilité, mesures expérimentales, perméamètre de précision, méthode harmonique, microstructure, anisotropie

TITLE Experimental study of very low permeability rocks using a high accuracy permeameter

ABSTRACT The measurement of fluid flow through "tight" rocks is important to provide a better understanding of physical processes involved in several industrial and natural problems. These include deep nuclear waste repositories, management of aquifers, gas, petroleum or geothermal reservoirs, or earthquakes prevention. The major part of this work consisted of the design, construction and use of an elaborate experimental apparatus allowing laboratory permeability measurements (fluid flow) of very low permeability rocks, on samples at a centimetric scale, to constrain their hydraulic behaviour at realistic in-situ conditions. The accuracy permeameter allows the use of several measurement methods, the steady-state flow method, the transient pulse method, and the sinusoidal pore pressure oscillation method. Measurements were made with the pore pressure oscillation method, using different waveform periods, at several pore and confining pressure conditions, on different materials. The permeability of one natural standard, Westerly granite, and an artificial one, a micro-porous cement, were measured, and results obtained agreed with previous measurements made on these materials showing the reliability of the permeameter. A study of a Yorkshire sandstone shows a relationship between rock microstructure, permeability anisotropy and thermal cracking. Microstructure, porosity and permeability concepts, and laboratory permeability measurements specifications are presented, the permeameter is described, and then permeability results obtained on the investigated materials are reported.

KEY-WORDS permeability, experimental measurements, permeameter, sinusoidal pore pressure oscillation method, microstructure, anisotropy

DISCIPLINE Physique et Chimie de la Terre
Earth Physics and Chemistry

LABORATOIRE Laboratoire de Tectonophysique (UMR CNRS 5568)
Institut des Sciences de la Terre, de l'Eau et de l'Espace de Montpellier
Université Montpellier II, Place Eugène Bataillon, 34095 MONTPELLIER Cedex 5