



**HAL**  
open science

**Analyse des propriétés hydrauliques des réseaux de fractures Discussion des modèles d'écoulement compatibles avec les principales propriétés géométriques**

Jean-Raynald de Dreuzy

► **To cite this version:**

Jean-Raynald de Dreuzy. Analyse des propriétés hydrauliques des réseaux de fractures Discussion des modèles d'écoulement compatibles avec les principales propriétés géométriques. Hydrologie. Université Rennes 1, 1999. Français. NNT: . tel-00135820

**HAL Id: tel-00135820**

**<https://theses.hal.science/tel-00135820v1>**

Submitted on 9 Mar 2007

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

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

N° Ordre de la thèse : 2273

**THESE**

présentée

**DEVANT L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1**

pour obtenir

le grade de : *DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE RENNES 1*

Mention : Sciences de la Terre

**PAR**

**JEAN-RAYNALD DE DREUZY**

Équipe d'accueil : Géosciences Rennes

École doctorale : Structure et Propriétés de la Matière.

UFR Structure et Propriétés de la Matière

## **Analyse des propriétés hydrauliques des réseaux de fractures**

*Discussion des modèles d'écoulement compatibles  
avec les principales propriétés géométriques*

Soutenue le 3 décembre devant la commission d'Examen  
COMPOSITION DU JURY

Pierre M. Adler

Rapporteur

Brian Berkowitz

Examineur

Philippe Davy

Directeur de thèse

Jocelyne Erhel

Invitée

Dominique Gibert

Examineur

Ghislain de Marsily

Rapporteur

Benoît Noetinger

Examineur

<b>PREAMBULE</b>	<b>1</b>
<b>INTRODUCTION</b>	<b>3</b>
<b>I. LES MILIEUX FRACTURES NECESSITENT-ILS UNE APPROCHE SPECIFIQUE DIFFERENTE DE CELLE DES MILIEUX POREUX ?</b>	<b>9</b>
<b>A. Motivations de l'étude des milieux fracturés</b>	<b>9</b>
<b>B. Propriétés hydrauliques globales des milieux fracturés</b>	<b>10</b>
<b>C. Modélisation de l'écoulement à l'échelle de la fracture</b>	<b>13</b>
<b>D. Modélisations continue et discrète des réseaux de fractures</b>	<b>16</b>
1. L'approche continue classique	17
2. L'approche discrète	17
3. Améliorations apportées à l'approche continue. Vers une approche hybride.	21
<b>E. Première approche hybride fondée sur l'étude théorique des modèles discrets</b>	<b>22</b>
1. Modèles de milieux fracturés aux caractéristiques bornées	24
a) Méthodes de détermination de la connexion d'un réseau	24
b) Perméabilité de réseaux connectés avec distribution de perméabilité de fracture	25
2. Modèles de milieux fracturés aux caractéristiques non bornées	28
a) Distribution de longueur non bornée	28
b) Distribution d'ouvertures non bornées	32
c) Corrélations entre positions de fractures non bornées	33
<b>F. Deuxième approche hybride fondée sur l'interprétation d'essais de puits</b>	<b>34</b>
1. Caractérisation d'un nombre restreint d'hétérogénéités simples et bornées	35
2. Estimation de la perméabilité et du coefficient d'emménagement de milieux continus hétérogènes	37
3. Détermination d'un type de modèle d'écoulement	39
<b>G. Complexité des phénomènes physiques et hétérogénéité du milieu fracturé</b>	<b>45</b>

<b>II. INFLUENCE DES CARACTERISTIQUES GÉOMÉTRIQUES ET HYDRAULIQUES LOCALES DE LA FRACTURATION SUR L'ÉCOULEMENT DANS DES MODELES DE RESEAUX DE FRACTURES BIDIMENSIONNELS</b>	<b>49</b>
<b>A. Développement du modèle de simulation numérique des réseaux de fractures</b>	<b>49</b>
1. Génération des réseaux et recherche des amas	50
2. Recherche des flux en régime permanent	53
3. Traitement des effets de bords	60
<b>B. Connectivité effective : influence de la distribution des longueurs seule</b>	<b>61</b>
<b>C. Influence cumulée des distributions de longueurs et d'ouvertures</b>	<b>61</b>
1. Relation entre longueur et ouverture de fracture	63
2. Modélisation simultanée des effets des distributions de longueurs et d'ouvertures	65
3. Comparaison de l'influence des distributions de longueur et d'ouverture sur les modèles d'écoulement	65
a) Comparaison des perméabilités équivalentes suivant la distribution d'ouvertures	66
b) Comparaison du modèle en loi de puissance à un modèle de percolation	68
c) Modèles géométriques simplifiés de même perméabilité que les modèles distribués	69
d) Synthèse sur les effets d'échelle	71
<b>D. Rôle des orientations dans la définition des modèles d'écoulement</b>	<b>72</b>
<b>III. DEVELOPPEMENT D'UN MODELE TRIDIMENSIONNEL DE RESEAUX DE FRACTURES</b>	<b>75</b>
1. Stéréologie	76
2. Étude de la connectivité	76
3. Modèles d'écoulement exact et simplifiés dans le plan de fracture	77
<b>IV. INTERPRETATION D'ESSAIS DE PUIITS DANS LES RESEAUX DE FRACTURES MULTIECHELLES</b>	<b>79</b>
<b>A. Comparaison d'algorithmes pour la recherche de solutions numériques à l'écoulement en régime transitoire</b>	<b>80</b>
<b>B. Caractérisation théorique d'essais de puits effectués dans des réseaux de fractures multiéchelles</b>	<b>80</b>

1. Profil de charge et rayon de diffusion pour quelques modèles de milieu simples	81
2. Profils de charge et rayon de diffusion pour des réseaux fracturés multiéchelles sans distribution d'ouvertures	84
3. Influence de la distribution d'ouvertures sur le profil de charge en permanent et le rayon de diffusion	90
<b>C. Interprétation d'essais de puits obtenus sur un milieu fracturé naturel : Ploemeur</b>	<b>92</b>
1. Description du site	92
2. Interprétation des essais de puits.	94
3. Confrontation du modèle obtenu sur Ploemeur aux modèles de réseaux de fractures multiéchelles	97
<b>CONCLUSION</b>	<b>99</b>

tel-00135820, version 1 - 9 Mar 2007

## PREAMBULE

La modélisation des écoulements souterrains pour une large gamme de milieux, tels que les roches cristallines ou karstiques, nécessite l'évaluation du rôle de la fracturation. En grande partie nettement plus perméables que le milieu environnant, les fractures forment des chemins d'écoulement préférentiels. Suivant leur densité, leurs tailles, leur arrangement dans le milieu et leurs propriétés physiques, elles modifient significativement les propriétés hydrauliques du milieu sain (non fracturé). La prise en compte de la fracturation dans les modèles hydrauliques soulève des problèmes spécifiques différents de ceux apparus dans le cours de l'étude des milieux poreux. De prime abord, la longueur des fractures ainsi que les corrélations spatiales entre fractures ne sont pas limitées, si bien que les milieux fracturés ne sont pas *a priori* assimilables à des milieux poreux équivalents. Comme alternative à cette approche continue, l'approche discrète propose d'établir un modèle discret de réseau de fractures aussi proche que possible du réseau fracturé naturel et d'en étudier les propriétés hydrauliques. Dans cette méthode, la qualité de la modélisation hydraulique dépend de la précision de la caractérisation de la géométrie du réseau de fractures et des propriétés physiques des fractures. Or les méthodes d'investigation géologique, géophysique, géochimique et hydraulique ne permettent pas d'obtenir une image complète du réseau de fractures mais au mieux des informations sur un nombre limité de fractures majeures et une caractérisation statistique de la fracturation. L'approche discrète se heurte ainsi au manque de données sur le milieu fracturé. D'un côté, l'approche continue est spécifiée par un nombre limité de paramètres mais ne peut être justifiée *a priori*, et de l'autre côté, l'approche discrète procure un modèle plus réaliste de milieu fracturé mais nécessite une connaissance précise de la fracturation. L'ambivalence des approches discrète et continue a conduit à définir une approche hybride combinant les avantages respectifs des deux méthodes. L'approche hybride définit, à partir de modèles de réseaux de fractures discrets, des modèles de milieux simplifiés qui peuvent être directement spécifiés sur le terrain.

Cette thèse s'inscrit dans le cadre général de l'approche hybride. Elle est destinée à cerner l'influence des distributions de longueurs et d'ouvertures de fracture dans le choix des modèles d'écoulement simplifiés pertinents. La finalité de l'approche hybride réside dans le traitement optimal du problème inverse posé lors de la modélisation de site. Il s'agit en effet de construire le modèle de site qui utilise le maximum de données disponibles sans en introduire implicitement de nouvelles. L'approche continue dans sa version la plus classique ne permet pas de tenir compte de toutes les données concernant la géométrie de la fracturation tandis que l'approche discrète introduit une quantité importante d'informations concernant les fractures tombant sous le seuil d'observation. L'intérêt de l'approche hybride réside non seulement dans l'estimation des tendances générales des

propriétés hydrauliques disponibles sur un site mais également dans la détermination de leur variabilité. La variabilité est d'autant plus importante qu'elle détermine le risque. Étant donné que la variabilité des prédictions hydrauliques provient de la méconnaissance du milieu, il est possible d'estimer le gain en précision et ainsi la diminution du risque par l'acquisition de données supplémentaires. Cet aspect dynamique de la modélisation sera abordée comme application du modèle théorique de milieu fracturé développé dans cette thèse.

## INTRODUCTION

L'étude des milieux fracturés, comme hôtes potentiels de nappes phréatique ou pétrolifère, est récente vis-à-vis de l'intérêt porté aux milieux poreux. Le modèle double porosité [Barenblatt *et al.*, 1960; Warren *et al.*, 1963] serait suivant Narasimhan [1998] la première représentation de milieu fracturé. Il intervient un siècle après le modèle d'écoulement en milieux poreux de Darcy [Darcy, 1856]. La faible perméabilité des roches saines (non fracturées), comparée à celle de bon nombre de milieux poreux comme les sables, n'est probablement pas étrangère à cet intérêt tardif. Seulement, les milieux fracturés ne sont pas simplement constitués de roche peu perméable mais aussi de fractures nettement plus perméables. Partant de cette observation, le modèle double porosité assimile le milieu fracturé à la superposition de deux milieux poreux classiques représentant la matrice et le réseau de fractures. Les deux milieux poreux sont couplés par un terme d'échange entre fractures et matrice. Le modèle double porosité est utilisé en particulier dans la simulation des réservoirs pétroliers, pour lesquels l'huile essentiellement contenue dans la porosité de matrice est drainée vers le puits de pompage par le réseau de fractures. Des modèles "simple porosité" ont aussi été utilisés pour modéliser de nombreux milieux fracturés comme le laboratoire souterrain de Manitoba [National Research Council, 1996]. Les approches simple et double porosité supposent que le milieu fracturé peut être homogénéisé.

Des études de site plus récentes [Cacas *et al.*, 1990b; Hsieh *et al.*, 1993; Neretnieks, 1993] (pour une revue complète, voir [National Research Council, 1996]) ont été motivées par le stockage en site souterrain des déchets nucléaires de longue durée de vie [Marsily, 1997]. Les observations confirment que l'écoulement est essentiellement concentré dans les fractures. Elles soulignent aussi l'inégale répartition du flux dans le réseau de fractures jusqu'au cas limite de chenalisation extrême dans un nombre très restreint de fractures [Olsson, 1992]. A petite échelle, la probabilité d'intersecter les chenaux les plus perméables est faible si bien que la perméabilité elle-même est faible. Lorsque l'échelle d'observation croît, la probabilité d'intersection des chenaux majeurs et la perméabilité augmentent [Clauser, 1992; Schulze-Makuch and Cherkauer, 1997]. Pour une meilleure compréhension des effets d'échelle et de la chenalisation, Kiraly [1975] et Snow [1969] proposent de relier les propriétés géométriques des fractures aux propriétés d'écoulement du milieu. Pour cela ils utilisent des modèles discrets de fractures infinies. Leurs fractures sont qualifiées d'infinies car elles sont plus grandes que le système, qu'elles traversent de part en part. Dans ce cas, la perméabilité du réseau peut être calculée analytiquement car c'est la simple somme des perméabilités de fracture. Grâce au développement de l'informatique, cette approche discrète a été affinée pour modéliser des réseaux de fractures non infinies, plus proches des milieux naturels

[Long et al., 1982; Andersson et al., 1984; Andersson and Thunvik, 1986]. Les modèles discrets ont alors été utilisés comme moyen de simulation de plusieurs milieux fracturés naturels [Andersson and Dverstop, 1987; Long and Billaux, 1987; Cacas et al., 1990b].

La comparaison des approches discrète et continue montre les difficultés de la modélisation des écoulements en milieux fracturés. Au contraire de l'approche continue, l'approche discrète rend compte de la chenalisation du flux dans les fractures mais elle se heurte à l'impossibilité de connaître la totalité du réseau de fractures. Les méthodes d'investigation actuelles, qu'elles soient géologiques, géophysiques, géochimiques ou hydrauliques ne permettent d'obtenir, dans le meilleur des cas, qu'une image approximative du réseau de fractures au voisinage des excavations du domaine d'étude (affleurements, puits et galeries). Étant donné le coût de l'acquisition des données, l'approche discrète n'a été mise en œuvre que sur un nombre limité de sites naturels. Elle a été validée avec une bonne précision sur des échelles de l'ordre de la centaine de mètres autour des excavations [National Research Council, 1996] (page 350). Sur des échelles plus grandes et pour des sites moins bien documentés, le manque de données impose l'utilisation de l'approche continue. Le milieu continu équivalent peut cependant ne pas être un modèle adéquat pour des réseaux de fractures mal connectés ou *a fortiori* pas connectés [Long et al., 1982].

Des améliorations ont été apportées aux approches discrète et continue pour pallier leurs inconvénients. Du côté de l'approche discrète, la modélisation stochastique d'une partie du réseau a permis de s'affranchir de la connaissance déterministe de la totalité des fractures. Les observations procurent non seulement des informations déterministes sur une partie des fractures mais aussi des informations statistiques sur ce même ensemble de fractures. Ces informations statistiques sont extrapolées à l'ensemble du champ de fractures en supposant que l'échantillon observé est représentatif [Cacas et al., 1990b]. Le modèle stochastique permet en plus d'évaluer l'effet du manque de données sur la qualité des prédictions [Andersson et al., 1984; Andersson and Thunvik, 1986; Andersson and Dverstop, 1987]. Du côté de l'approche continue, Neuman propose un modèle de milieu constitué d'hétérogénéités d'échelle croissante et non bornée [Neuman, 1990]. Applicable aussi bien aux milieux poreux qu'aux milieux fracturés, il peut être spécifié par des observations de dispersivité ou de perméabilité [Neuman, 1994]. Il nécessite néanmoins la connaissance de la dispersivité ou de la perméabilité sur plusieurs ordres de grandeur et ne fait aucun usage des informations géométriques. En dépit des améliorations apportées, les approches discrète et continue restent scindées. Elles tournent pourtant autour du même problème de la recherche d'un modèle de milieu fracturé à la fois spécifiable par des données de terrain simples et cohérent avec les principales propriétés hydrauliques telles que les effets d'échelle et la chenalisation.

Puisque les approches discrète et continue ne sont pas utilisables simultanément, une solution est de les mettre en œuvre successivement. La modélisation est découpée en deux étapes. La première étape, fondée sur l'approche discrète, est théorique. Elle est destinée à tirer parti des informations géométrique et hydraulique disponibles sur les milieux fracturés naturels pour donner des modèles de propriétés hydrauliques simples et cohérents. La deuxième étape, pratique, consiste à spécifier ces modèles de propriétés hydrauliques à partir des données de terrain. Cette approche en deux temps, connue sous la dénomination d'approche hybride [National Research Council, 1996], permet de concilier les avantages des approches discrète et continue. Les modèles hydrauliques obtenus sont à la fois cohérents avec les données géométriques et hydrauliques et efficaces pour la simulation de sites naturels. L'originalité de l'approche hybride vis-à-vis de l'approche continue hétérogène définie par Neuman réside dans l'exploitation des informations géométriques pour définir les modèles hydrauliques équivalents.

La première étape de l'approche hybride peut être définie comme une modélisation de modèle de milieux fracturés, ou autrement dit comme une étape de sélection et de définition des types de modèles hydrauliques potentiellement pertinents. Les types de modèle peuvent être postulés *a priori*, comme le modèle continu, le modèle fractal ou le modèle d'écoulement fractionnaire [Barker, 1988], ou provenir de l'observation de réseaux fracturés, comme le modèle de chenaux indépendants. Pour être validés, infirmés ou même éventuellement définis, ils devraient être idéalement comparés ou mis au point sur un ensemble représentatif de réseaux naturels, une sorte de banc d'essai. Mais, comme les réseaux naturels ne sont pas connus exactement –fracture par fracture–, le banc d'essai est constitué de réseaux abstraits les plus proches possibles des réseaux naturels. La pertinence de l'approche hybride dépend donc à la fois de la qualité des modèles simplifiés et de la pertinence des modèles abstraits vis-à-vis des milieux naturels.

L'évaluation du modèle continu, considéré comme modèle simplifié, sur des réseaux synthétiques illustre l'approche hybride précédente. Le premier banc d'essai a été constitué de fractures ayant une gamme large mais finie de longueurs, ouvertures et orientations [Long *et al.*, 1982]. Le milieu continu apparaît applicable lorsque la densité et la taille du système sont suffisamment grands pour que le réseau contienne un échantillon représentatif de toutes les fractures. Ces deux conditions ont été confirmées et reprises dans le cadre de la théorie de la percolation [Stauffer and Aharony, 1992]. La première exprime que la densité doit être supérieure à sa valeur au seuil de percolation. En dessous du seuil, le réseau n'est pas connecté et les propriétés hydrauliques ne peuvent être définies. Au seuil, le réseau connecté a une structure fractale dont les propriétés hydrauliques sont largement différentes de celles du milieu homogène [Halvin and Ben-Avraham, 1987]. La définition du seuil de percolation pour les milieux fracturés [Robinson, 1983;

Robinson, 1984] est la première étape de l'évaluation de toute approche simplifiée, étant donné que sous le seuil les propriétés hydrauliques ne peuvent être définies sans que soit considérée la perméabilité de matrice. La deuxième condition sur la taille du système, traduite dans les termes de la théorie de la percolation, exprime que le milieu fracturé est homogénéisable au-dessus de longueur de corrélation. La longueur de corrélation augmente fortement quand la distribution d'ouvertures s'élargit [Charlaix *et al.*, 1987]. Les travaux sur l'approche continue ont non seulement montré ses limites mais également défini d'autres modèles potentiellement pertinents comme le modèle fractal au seuil de percolation. Ces modèles issus de la théorie de la percolation sont-ils cohérents avec la chenalisation et les effets d'échelle observés sur les milieux naturels ? Le modèle de Liens-Nœuds-Bulbes de la théorie de la percolation représenté figure 1 donne effectivement une chenalisation importante de l'écoulement pour des échelles inférieures à la longueur de corrélation. En revanche la perméabilité décroît pour des échelles inférieures à la longueur de corrélation et se stabilise au-dessus. Le manque de réalisme de ces effets d'échelle face aux observations de terrain indiquent l'absence dans ces premiers modèles d'un paramètre déterminant.

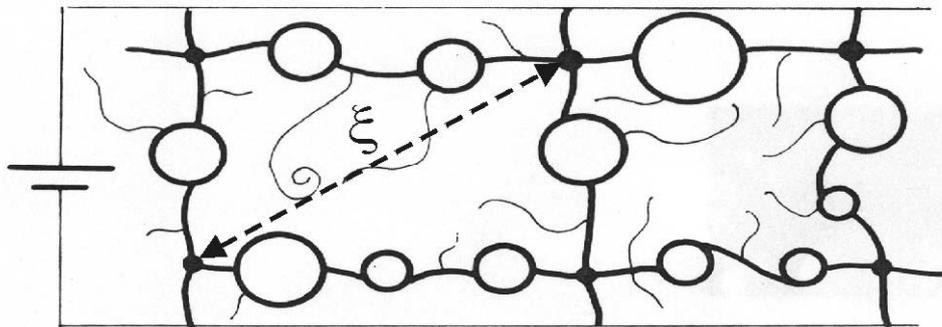


Figure 1: Modèle Liens-Nœuds-Bulbes représentant la structure simplifiée du backbone dans la théorie de la percolation. D'après Stauffer [1991].

Une des hypothèses fortes des modèles abstraits précédents est la limitation des longueurs de fracture, ce qui ne semble pas cohérent avec de nombreuses observations d'affleurements de réseaux de fractures [Davy, 1993; Nicol *et al.*, 1996; Odling, 1997] et figure 2a. Ces dernières observations montrent que la distribution de longueur de fracture est proche d'une loi puissance:

$$n(l) = \alpha l^{-a} \quad (1)$$

avec un exposant caractéristique  $a$  variant entre 1 et 3.5. L'absence de limitations de cette distribution de longueurs de fracture a pour effet de rendre le seuil de percolation dépendant de l'échelle lorsque  $a$  est inférieur à 3 en 2D [Bour and Davy, 1997] et lorsque  $a$  est inférieur à 4 en 3D

[Bour and Davy, 1998]. Pour de tels réseaux, il existe une longueur caractéristique sous laquelle les réseaux ne sont pas connectés en moyenne et au-dessus de laquelle ils sont connectés en moyenne. L'influence sur les propriétés hydrauliques de cette gamme non limitée de longueurs de fracture reste à définir. Il est *a priori* envisageable que l'introduction de fractures de la taille du système voire plus grandes ait un effet important sur la chenalisation et les types de modèles hydrauliques pertinents. Il est également possible que cette distribution de longueur soit nécessaire à la modélisation correcte des effets d'échelle observés sur le terrain.

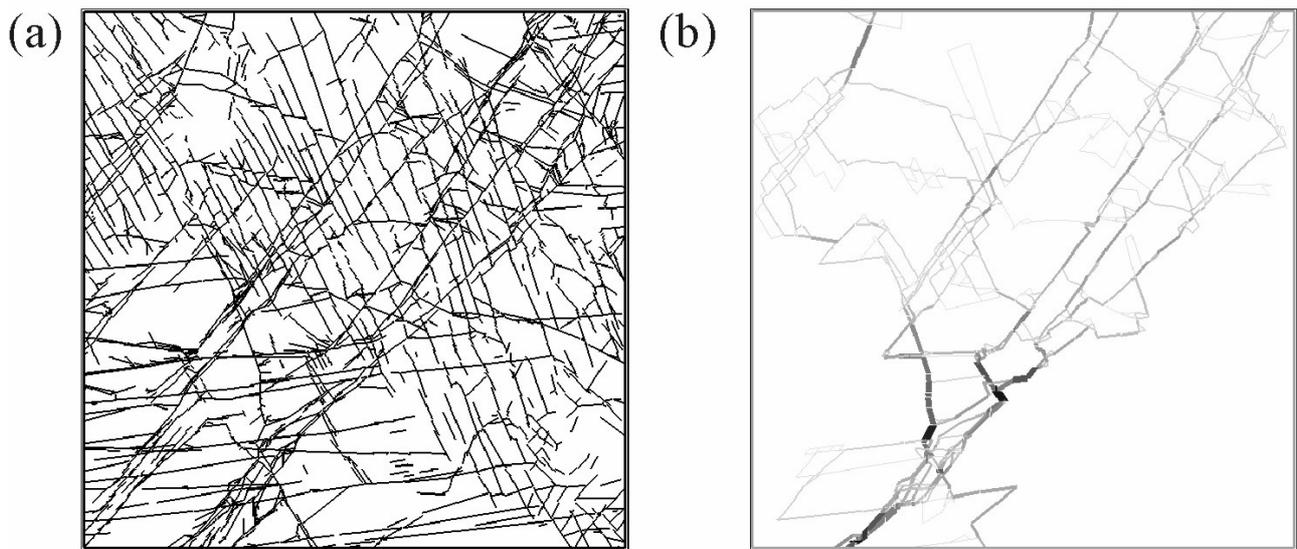


Figure 2: (a) Affleurement carté dans le bassin d'Hornelen (Norvège) d'après Odling (1997). (b) Flux dans le réseau donné par (a) avec des conditions aux limites de type perméamètre. Toutes les fractures ont la même perméabilité.

L'approche hybride permet d'utiliser des données à la fois géométrique et hydraulique pour construire un modèle d'écoulement simple. Les informations géométriques sont apportées par des méthodes géologiques, géophysiques et géochimiques. La modélisation des écoulements étant un problème nettement sous-déterminé, l'approche hybride peut permettre de lever une partie de l'indétermination grâce à l'introduction d'un conditionnement extérieur à l'hydraulique. Elle s'intègre ainsi dans l'approche multidisciplinaire recommandée par Hsieh à la suite de l'étude de Mirror Lake [Hsieh *et al.*, 1993].

Ce travail de thèse est centré sur l'approche hybride. Comme précédemment souligné, cela consiste en premier lieu à définir des réseaux abstraits cohérents avec les observations géométrique et hydraulique observées sur les milieux fracturés naturels. Une fois ces réseaux abstraits définis, l'objectif est d'étudier leurs propriétés hydrauliques et les modèles d'écoulement typiques associés.

Le modèle de réseau abstrait développé ici repose sur des observations de milieux fracturés. Sa particularité réside dans la prise en compte de la distribution de longueurs de fracture non limitée, en loi puissance. Les effets de connectivité ayant été étudiés en majeure partie dans la thèse d'Olivier Bour [Bour, 1997], la modélisation sera directement axée sur les propriétés d'écoulement et en particulier sur la perméabilité. L'influence de la distribution de longueurs est modélisée dans un premier temps seule puis cumulée avec d'autres caractéristiques géométriques des milieux fracturés telles que la distribution d'ouvertures et la distribution d'orientations. Cette modélisation simultanée de différentes caractéristiques géométriques est destinée à hiérarchiser leur importance sur l'écoulement.

Cette étude de l'influence des caractéristiques géométriques sur les propriétés hydrauliques permet de proposer des modèles d'écoulement simplifiés en régime permanent. Ces modèles sont ensuite testés en régime transitoire et comparés aux modèles classiques d'interprétation d'essais de puits. La comparaison est menée à la fois sur des réseaux abstraits et sur le site de Ploemeur.

## I. LES MILIEUX FRACTURES NECESSITENT-ILS UNE APPROCHE SPECIFIQUE DIFFERENTE DE CELLE DES MILIEUX POREUX ?

Les motivations de l'étude des milieux fracturés couvrent une large gamme de problématiques allant de l'exploitation de nappes au stockage profond de déchets nucléaires. Des études de site récentes ont montré des structures d'écoulement très hétérogènes, qui ne sont pas systématiquement assimilables à des milieux continus homogènes. Étant donné que cette thèse est centrée sur les conséquences de la fracturation sur les écoulements de fluides, le terme d'hétérogénéité désignera de façon générique les discontinuités formées par les fractures. L'hétérogénéité se situe à deux échelles : à l'échelle de la fracture et à l'échelle du réseau. Cette thèse est centrée sur l'effet réseau, sans qu'il n'ait été préjugé d'une importance relative de la fracture et du réseau dans la détermination des propriétés hydrauliques globales. C'est pourquoi l'écoulement à l'échelle de la fracture sera rapidement revu et utilisé comme hypothèse de travail. A l'échelle du réseau, deux types de modèle ont été développés dans le but de prendre en compte les effets des caractéristiques de la fracturation sur les propriétés hydrauliques. Le premier est une extension du modèle continu tandis que le second modélise le réseau de fractures de façon discrète. Pour concilier les avantages de ces deux types de modèle, une première approche hybride a été définie. Sa mise en œuvre repose sur la modélisation théorique des réseaux discrets. En parallèle, un deuxième type d'approche hybride fondé sur l'interprétation d'essais de puits a été développé.

### A. Motivations de l'étude des milieux fracturés

Les motivations de l'étude des milieux fracturés viennent essentiellement de la gestion des ressources en eaux et du secteur énergétique. En ce qui concerne les ressources en eau potable, la Bretagne, touchée par un taux élevé de nitrates [*Laperrousaz et al.*, 1997], cherche à mieux connaître et protéger ses ressources en eaux souterraines. La gestion et la protection des nappes demandent de connaître les caractéristiques générales d'écoulement à l'échelle de la nappe comme la vitesse de transfert de l'eau et la localisation des zones de recharge. La sub-surface bretonne étant en partie formée de granites, la résolution de ces questions passe par la recherche des structures typiques de l'écoulement dans un milieu où les zones les plus perméables correspondent aux fractures. Dans le domaine énergétique, plusieurs thèmes de recherche se dégagent dans le domaine de l'exploitation pétrolifère, de la géothermie et du stockage profond de déchets nucléaires. Des nappes pétrolifères se trouvent dans des roches sédimentaires et parfois même dans des roches

cristallines [Garven, 1995]. Leur exploitation requiert de savoir quel rôle jouent les failles dans le piégeage de l'huile et dans les écoulements, c'est-à-dire si elles servent plutôt de drains ou de barrières. Des études de faisabilité sont en cours dans le domaine de la géothermie. Outre les données apportées par ces études, de nouveaux phénomènes sont identifiés tel que des écoulements non-Darcéens au voisinage des puits de pompage [Kohl et al., 1997]. Enfin certaines formations de roches cristallines, comme celle de Stripa [Neretnieks, 1993], ont été proposées comme sites de stockage des déchets nucléaires de longue durée de vie [Marsily, 1997], le but étant de trouver le milieu *a priori* le plus étanche et de pouvoir évaluer le risque de fuite sur des périodes de temps longues. La faible perméabilité des roches cristallines en elle-même justifie le développement de ces études, cependant la perméabilité supplémentaire apportée par les fractures n'est pas complètement connue.

Les problèmes précédents s'étendent de la recherche de milieux les plus perméables possibles dans le cas des nappes phréatiques à la recherche de milieux très imperméables dans le cas du stockage de déchets nucléaires. La variété des applications proposées révèle la gamme de perméabilité possible des milieux fracturés. Les différences de perméabilité entre milieux fracturés proviennent au premier ordre de la connectivité du réseau de fractures, comme le montre la comparaison de milieux cristallins similaires en Bretagne et dans le Massif Central [Marsily, 1985]. En Bretagne, des nappes phréatiques profondes sont exploitées, comme celle qui alimente la ville de Ploemeur (Morbihan) . La nappe phréatique est contenue dans une zone de pegmatites très fracturée [Touchard, 1999]. Dans le Massif Central, le site granitique de Fanay-Augères a été modélisé pour représenter un site de stockage de déchets nucléaires [Cacas et al., 1990a; Cacas et al., 1990b]. Ces deux exemples ne sont toutefois pas représentatifs de la totalité des régions dont ils font partie. La connexion du réseau de fractures est la première information sur la propension d'un site à héberger plutôt une nappe phréatique ou plutôt des déchets nucléaires. Elle ne donne cependant qu'une information binaire sur les propriétés hydrauliques du milieu global. Une comparaison plus avancée entre sites connectés ou déconnectés nécessite une estimation des propriétés hydrauliques plus précise. Une fois les règles de connexion établies, la première propriété hydraulique à étudier est la perméabilité.

## **B. Propriétés hydrauliques globales des milieux fracturés**

Plusieurs études de site ont été récemment menées autour de la problématique du stockage de déchets nucléaires en milieux cristallins. Il s'agit non exhaustivement de Fanay-Augères en France

(granite) [Cacas et al., 1990b], de Mirror Lake aux États-Unis (schiste) [Hsieh et al., 1993] et de Stripa en Suède (granite) [Neretnieks, 1993]. Ces études de site ont été menées avec des méthodes d'investigation et dans des contextes géologiques différents. La chenalisation extrême dans un sous-réseau de fracture paraît néanmoins avoir été observée partout sous diverses formes. A Stripa, l'écoulement arrivant dans l'un des tunnels densément fracturé est concentré à 80% dans une seule fracture [Olsson, 1992] (figure 3). Sur le site de Mirror Lake, les puits sont intersectés par un nombre important de fractures mais la majeure partie du flux provient seulement d'une ou deux fractures. La distribution de perméabilité dans les puits en milieu fracturé a été approchée à Fanay-Augères [Cacas et al., 1990b] et à Stripa [National Research Council, 1996] par des essais de packers. La dispersion importante des valeurs de perméabilité confirme la chenalisation dans un nombre restreint de structures. Dans le cas de Stripa, les structures de forte perméabilité ont été identifiées comme étant des zones fracturées. Globalement, deux observations majeures ressortent de ces études: le flux est concentré dans les fractures et un nombre très restreint de fractures produit la majorité du flux.

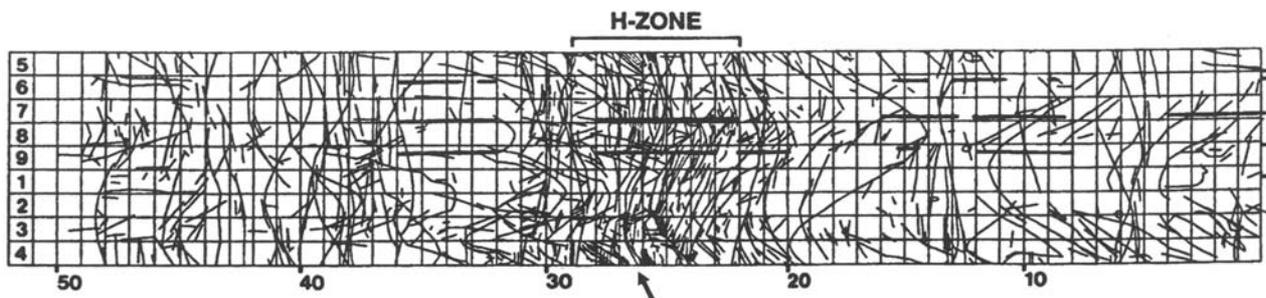


Figure 3: Carte des fractures de la galerie de validation de Stripa montrant la zone H d'où provient l'essentiel du flux. La flèche indique la fracture qui produit 80% du flux de la galerie. D'après Olsson (1992).

Des conclusions similaires sur l'importance des fractures dans l'estimation de la perméabilité ont été tirées d'études hydrogéologiques plus classiques dans d'autres types de milieux. L'étude d'un site en milieu argileux aux États-Unis montre que la perméabilité locale mesurée sur des échantillons carottés est inférieure de quatre ordres de grandeur à la perméabilité globale du site estimée indirectement par un bilan de masse [Hanor, 1993]. Cette différence de perméabilité est attribuée à la présence de fractures sub-verticales, qui n'interviennent pas dans les mesures locales d'échantillons sains (non fracturés). La présence d'un nombre restreint de fractures conductrices peut de la même façon augmenter de façon significative la perméabilité de l'échelle locale à l'échelle régionale dans les milieux karstiques [Kiralý, 1975]. Une étude plus systématique dans trois aquifères carbonatés confirme que la perméabilité croît avant d'atteindre un seuil pour des

échelles de l'ordre de la dizaine de mètres (figure 4b, disques, triangles et carrés) [Schulze-Makuch and Cherkauer, 1997]. Pour le même type de milieu, roches carbonatées, Garven trouve également une perméabilité croissante avec l'échelle mais sur une gamme d'échelle plus importante s'étendant jusqu'à la dizaine de kilomètres [Garven, 1995] (figure 4b, étoiles). Les différences entre ces gammes d'échelle peuvent provenir de la présence de karsts dans le deuxième cas entre l'échelle du puits et l'échelle régionale. Une synthèse similaire a été effectuée en milieu cristallin avec des données de 67 études provenant de 48 sites différents (figure 4a) [Clauser, 1992]. Le même type d'effet d'échelle est mis en évidence avec une longueur d'homogénéisation de l'ordre de la centaine de mètres. Clauser souligne que les méthodes de mesure de la perméabilité sont elles-mêmes dépendantes de l'échelle, ce qui peut mener à un biais dans l'estimation des effets d'échelle. Cette remarque est confirmée pour l'interprétation d'essais de puits. Les valeurs de perméabilité obtenues sur des essais inter-puits sont fréquemment supérieures aux essais de puits simples, car les piézomètres sélectionnés dans les essais inter-puits sont ceux dans lequel le rabattement le plus significatif est observé [Guimerà et al., 1995].

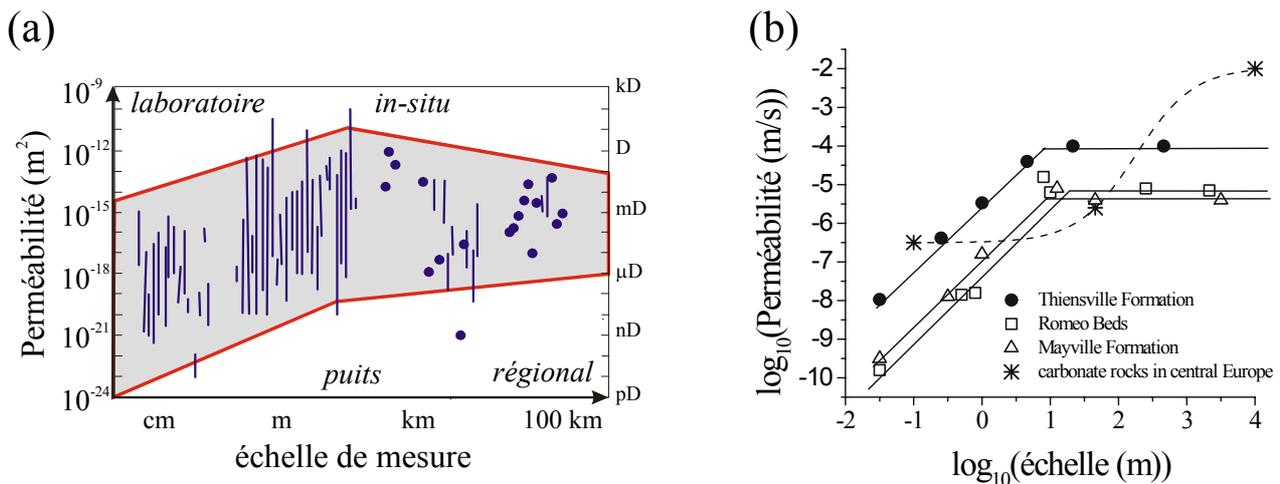


Figure 4: Perméabilité en fonction de l'échelle. (a) Pour les roches cristallines, la compilation de données vient de Clauser [Clauser, 1992]. (b) Pour les milieux carbonatés, les trois premiers ensembles de données viennent d'aquifères carbonatés [Schulze-Makuch and Cherkauer, 1997] et le dernier de roches carbonatées [Garven, 1995].

L'échelle d'homogénéisation, à partir de laquelle la perméabilité se stabilise, dépend du milieu étudié. Pour les roches carbonatées, les deux valeurs avancées de 1 m et 10 km laissent une gamme de variation potentielle importante. Pour les roches cristallines, l'échelle donnée par Clauser de 100 m [Clauser, 1992] est comparable à celle de 10 m avancée par Cacas sur Fanay-Augères [Cacas et al., 1990b]. Étant donné ces différences d'échelle d'homogénéisation Neuman propose un autre modèle pour lequel la croissance de la perméabilité avec l'échelle n'est pas limitée [Neuman, 1990].

En réinterprétant des données de dispersivité, il propose un milieu formé d'hétérogénéités emboîtées d'échelles caractéristiques non limitées. Ce modèle serait applicable aussi bien aux milieux poreux qu'aux milieux fracturés. L'évolution de la variance de la perméabilité locale produit des effets d'échelle aussi bien sur la dispersivité que sur la perméabilité [Neuman, 1994]. Ce modèle est cohérent avec la croissance initiale de la perméabilité mais ne reproduit pas la tendance de la perméabilité à converger. Selon Neuman, les données de Clauser ne permettent pas de conclure quant à la convergence de la perméabilité, qui pourrait être due soit à des artefacts de mesure soit à l'existence de gamme d'échelles locales sur lesquels le milieu est homogène.

Malgré la diversité des méthodes d'investigation et des milieux analysés, plusieurs conclusions se dégagent de ces études. L'écoulement est essentiellement chenalisé dans un sous-réseau de fractures, la perméabilité augmente avec l'échelle et est très variable quelle que soit l'échelle. La convergence de la perméabilité reste discutée. En cas de convergence, l'échelle d'homogénéisation serait dépendante du milieu. De par leur généralité, ces propriétés forment la base de la validation des modèles théoriques de milieux fracturés.

### C. Modélisation de l'écoulement à l'échelle de la fracture

Avant d'aborder l'étude de l'écoulement dans un réseau de fractures, il est nécessaire de modéliser l'écoulement à l'échelle de la fracture. Le premier modèle utilisé, le modèle de Poiseuille, représente la fracture par deux plans parallèles décalés de la distance  $o$ ,  $o$  désignant l'ouverture de la fracture. Le flux  $Q$  entre les deux plans dépend linéairement du gradient de charge comme dans la loi de Darcy :

$$Q = -w \frac{o^3}{12\mu} \cdot \nabla h = -K \cdot \nabla h$$

Avec  $w$  la dimension transversale de la fracture et  $\mu$  la viscosité dynamique du fluide. La dépendance de la perméabilité suivant le cube de l'ouverture est couramment appelée loi cubique. La loi cubique a été remise en question par l'observation de la rugosité des parois de fracture. De nombreuses études ont été menées d'une part pour caractériser la rugosité et la distribution d'ouverture de la fracture, et d'autre part pour comprendre leur influence sur les propriétés hydrauliques. L'objectif est de savoir dans quelle mesure la loi cubique reste valable et comment l'ouverture doit être définie.

La distribution d'ouvertures dans le plan de fracture a été approchée soit par des mesures directes sur des fractures naturelles soit par modélisation de la rugosité de la fracture. *Bianchi et Snow* [1968] trouvent par observation directe une distribution lognormale d'ouvertures. Leurs conclusions ont été confirmées par des observations plus récentes aux rayons X [*Pyrak-Nolte et al.*, 1997]. La détermination de la distribution d'ouvertures à partir de la rugosité a requis la description préliminaire de la rugosité des parois de la fracture. *Power et al.* [1987], *Schmittbuhl et al.*, [1993] et *Boffa et al.* [1998] ont montré que les parois de la fracture sont des surfaces auto-affines d'exposant de Hurst  $H$ .  $H$  dépend de la nature de la roche  $H \sim 0.8$  pour des granites et basaltes et  $H \sim 0.45$  pour des grès. En revanche  $H$  dépend peu des conditions de génération de la fracture, comme la vitesse de fracturation [*Plouraboué et al.*, 1996]. La distribution d'ouvertures est conditionnée non seulement par la rugosité des fractures décrite précédemment mais aussi par d'autres paramètres comme l'écartement moyen entre les parois de la fracture et la corrélation entre les plans de fracture. Suivant l'hypothèse que la fracture est initialement composée de deux surfaces auto-affines superposées puis décalées latéralement et transversalement, *Plouraboué et al.*, [1995] montrent que pour des échelles inférieures au décalage, les ouvertures sont corrélées suivant une loi de puissance tandis qu'au-dessus elles deviennent décorréllées. De plus lorsque les deux parois de la fracture restent en contact, l'ouverture dépend du décalage suivant une loi de puissance dont l'exposant est égal à la dimension d'auto-affinité de la surface. Enfin *Oron et Berkowitz* [1998] utilisent deux surfaces auto-affines non corrélées et trouvent une distribution d'ouvertures gaussienne tronquée pour les valeurs négatives.

Une fois la distribution locale d'ouvertures fixée, il s'agit de savoir si la loi cubique reste valide et si oui avec quelle ouverture moyenne. Deux types d'études ont été menées soit en projection dans le plan moyen de la fracture soit perpendiculairement à celui-ci. Dans le plan moyen de la fracture, les premiers résultats encourageants de *Witherspoon et al.* [1980] ont été nuancés par *Tsang et Witherspoon* [1983] suivant lesquels les propriétés hydrauliques de la fracture sont majoritairement contrôlées par la rugosité de plus grande longueur d'onde. La loi cubique serait alors applicable à des échelles supérieures à cette longueur d'onde. Cette condition suffisante s'avère *a priori* caduque en raison du caractère auto-affine des parois de la fracture. *Mourzenko et al.* [1999a] étudient l'écoulement dans un modèle de fracture auto-affine ayant des parois décoréllées et pouvant s'interpénétrer. Ils retrouvent les résultats de la théorie de la percolation classique et montrent que la loi cubique reste applicable [*Mourzenko et al.*, 1999b] lorsque la distance entre surfaces devient comparable à l'échelle caractéristique de la rugosité.

En observant la distribution du flux dans la fracture, *Tsang* [1984] attribue les déviations par rapport à la loi cubique à la chenalisation, car la chenalisation augmente la tortuosité des chemins

d'écoulement. La chenalisation provient de la distribution d'ouvertures et des contacts entre les parois de la fracture. L'importance de la chenalisation a été quantifiée par *Brown* [1987] et observée dans des moulages de fracture en époxy [*Brown et al.*, 1998] (figure 5). Suivant ces travaux, la loi cubique reste valide à condition de choisir judicieusement l'ouverture de la fracture. Cette ouverture est appelée ouverture hydraulique. *Renshaw* [1995] compare l'ouverture mécanique, assimilée à la moyenne arithmétique des ouvertures locales, à l'ouverture hydraulique assimilée à la moyenne géométrique. La fréquente surestimation de l'ouverture hydraulique par rapport à l'ouverture mécanique est cohérente avec la différence entre moyennes géométrique et arithmétique. *Pyrak-Nolte et al.* [1988] utilisent un modèle de percolation corrélé pour simuler l'influence d'une contrainte normale à la fracture sur le débit. Leur modèle montre l'existence d'un chemin critique dont la perméabilité est déterminée par le plus faible de ses liens. L'ouverture du lien critique diminuant plus vite que l'ouverture mécanique de la fracture, la perméabilité de la fracture dépend de l'ouverture suivant une loi de puissance dont l'exposant est supérieur à 3. Ce dernier modèle mis à part, toutes les études précédentes, conduites dans un plan moyen de fracture, ont validé la loi cubique et soulignent l'importance de la chenalisation dans la définition de l'ouverture équivalente.

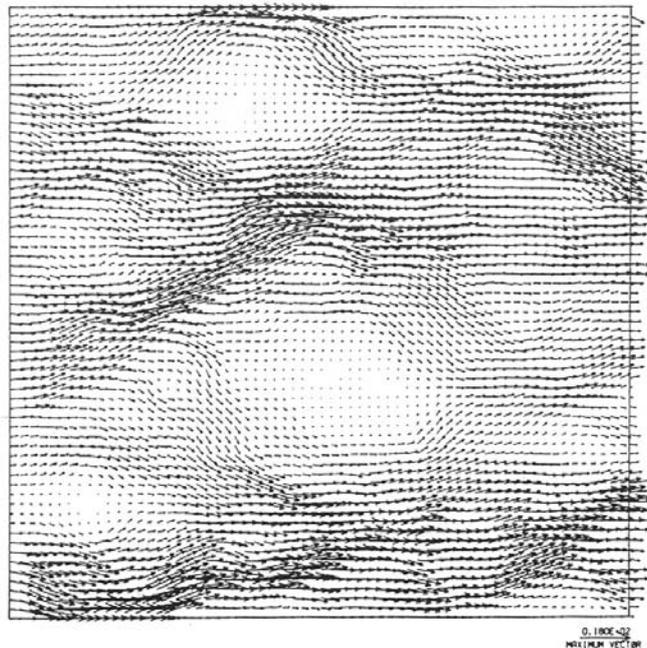


Figure 5: Champ de vitesse d'écoulement dans une fracture dont les parois sont fractales de dimension  $D=2.5$ .  $\sigma$  étant l'écart type de la distribution de hauteur des surfaces, la distance entre les deux parois est de  $4\sigma$ . D'après *Brown* (1997).

Les études précédemment citées ont été menées dans le plan de fracture et supposent un écoulement principalement bidimensionnel localement régi par l'équation de Reynolds fondée sur l'application locale de la loi cubique. Une autre gamme d'étude s'intéresse également à un écoulement bidimensionnel mais dans une coupe perpendiculaire au plan de fracture. *Brown et al.*

[1995] comparent les solutions obtenues par la résolution de l'équation de Reynolds et par une méthode de gaz sur réseaux. Ils attribuent les différences observées à un profil de vitesses non parabolique. *Ge* [1997] et *Waite et al.* [1998] confirment ces observations et donnent la correction due à la tortuosité à apporter dans le cas de deux surfaces sinusoïdales décalées. *Oron et Berkowitz* [1998] s'intéressent au même problème dans le cas de surfaces auto-affines et recommandent l'utilisation de l'équation de Reynolds avec une ouverture hydraulique locale moyennée sur une certaine distance.

De nouvelles méthodes d'observation telles que la RMN ont permis récemment d'observer le champ de vitesse tridimensionnel. *Dijk et al.* [1999] mettent en évidence des zones où la vitesse locale est opposée à la vitesse moyenne globale. L'approximation bidimensionnelle des études précédentes, qu'elles aient été faites parallèlement ou perpendiculairement au plan moyen de la fracture, pourrait ne pas être pleinement justifiée.

Les études effectuées à l'échelle de la fracture montrent que l'écoulement peut être en première approximation décrit par la loi cubique, à condition que les effets de chenalisation soient pris en compte et que l'ouverture hydraulique équivalente soit correctement définie.

## D. Modélisations continue et discrète des réseaux de fractures

La partie II-B était consacrée aux observations hydrauliques générales à l'ensemble des sites. A l'opposé, ce paragraphe est centré sur les méthodes de modélisation employées dans des contextes particuliers. Le but n'est plus de rechercher les propriétés hydrauliques générales mais de simuler le comportement hydraulique d'un site déterminé à l'échelle globale. Les hypothèses de modélisation reposent sur les données géométriques et hydrauliques locales (distribution d'ouvertures). Il sera en majeure partie question du type de données, que l'on peut obtenir sur un site, plus que des méthodes d'acquisition, l'enjeu étant de caractériser et modéliser efficacement l'hétérogénéité. L'objectif de cette partie est de donner une idée des avantages et inconvénients des modèles continu et discret afin d'approcher la question : quel modèle pour quelles données ? Il sera en particulier question de distributions bornées et non bornées. Le critère de classification est donné par la variance. Si la variance existe, la distribution sera dite bornée et si, au contraire, la variance tend vers l'infini, la distribution sera dite non bornée. A titre d'exemple, une caractéristique géométrique comme la longueur ou l'ouverture de la fracture est décrite par une distribution bornée si sa distribution est gaussienne ou lognormale, tandis qu'elle décrite par une distribution non bornée si sa distribution est une loi puissance ( $n(x) \sim x^{-a}$ ) avec  $a \leq 3$ .

## 1. L'approche continue classique

Les différences entre approches continue et discrète ne sont pas simplement historiques. L'approche discrète nécessite de connaître au moins en partie le réseau de fractures. A défaut de données géométriques sur le réseau de fractures, l'approche continue s'impose. Le milieu continu équivalent présente également l'avantage de pouvoir être spécifié par des informations géologiques générales concernant les zones potentiellement fracturées et des essais de puits. Cette approche a été utilisée sur le site de Manitoba (Canada) au début d'une étude plus approfondie comprenant la construction d'un laboratoire souterrain [National Research Council, 1996]. Le modèle continu fondé sur des données géologiques et hydrauliques a été utilisé lors de la construction du laboratoire souterrain pour prédire le rabattement dans les puits. La précision des prédictions a été d'un ordre de grandeur. L'efficacité de l'approche continue dans ce cas ne peut cependant pas faire oublier son absence de légitimité *a priori*. En effet rien n'assure, dans un premier temps, que le réseau de fractures assurant l'essentiel de la perméabilité du site soit connecté et, dans un second temps, que le milieu continu équivalent donne une modélisation adéquate de l'écoulement. Cette question de l'estimation *a priori* de la validité de l'approche continue sera développée plus en détail dans le cadre de l'approche hybride au chapitre II-E.

## 2. L'approche discrète

Face à l'approche continue représentant l'hétérogénéité par son effet sur les propriétés hydrauliques, l'approche discrète représente l'hétérogénéité (en l'occurrence les fractures) telle qu'elle est observée in situ [Long et al., 1982]. Le modèle de réseau représente efficacement l'écoulement naturel si la structure du réseau modélisé et les perméabilités de fracture sont proches de leurs contreparties naturelles. Seul un nombre limité des fractures du milieu peut être connue de façon déterministe, même si leur extension et leur forme reste difficile à approcher. Ce sont les fractures à proximité de la surface et des excavations du site (puits et galeries). Ces fractures peuvent alors être directement intégrées dans le modèle. Les autres fractures, celles qui ne sont pas observées directement, sont modélisées de façon stochastique, ce qui nécessite d'estimer les distributions statistiques de leur taille, forme, orientation et densité. L'inférence de ces distributions à partir de données de terrain requiert l'utilisation d'une hypothèse fondamentale d'ergodicité exogène au modèle. Suivant cette hypothèse d'ergodicité, l'échantillon de fractures observées est représentatif de l'ensemble du champ de fractures.

Le manque de données sur le réseau de fractures nécessite également le recours à des hypothèses fondamentales sur la forme des distributions de la plupart des caractéristiques géométriques et

hydrauliques des fractures. Les principales hypothèses utilisées dans trois modèles de référence [Long and Billaux, 1987; Dverstop and Andersson, 1989; Cacas et al., 1990b] sont répertoriées ci-après.

- ◆ *La forme des fractures* est généralement modélisée *a priori* pour des réseaux tridimensionnels par des objets suffisamment simples pour être facilement paramétrables. Ce sont les polygones [Huseby et al., 1997], les disques [Cacas, 1989; Dverstop and Andersson, 1989; Dverstop et al., 1992] ou les ellipses. Les ellipses permettent de tenir compte de l'anisotropie. Pour des réseaux bidimensionnels, les fractures sont systématiquement modélisées par des segments de droites [Long and Billaux, 1987].
- ◆ *La distribution de longueurs des fractures* est le plus couramment modélisée par une loi lognormale [Andersson and Dverstop, 1987; Long and Billaux, 1987; Cacas et al., 1990b]. La loi lognormale rend compte de la large distribution de longueurs de fracture observée. Cependant des observations récentes effectuées sur plusieurs ordres de grandeur montrent que la distribution des longueurs serait plus proche d'une loi puissance. Ce point sera plus amplement discuté à la partie II-E-2-a sur les distributions de longueur non bornées.
- ◆ *La distribution des orientations de fracture* est l'une des caractéristiques les plus accessibles sur le terrain. Les champs de fractures montrent en général un nombre limité de directions préférentielles. Elles peuvent être repérées sur les affleurements, dans les galeries ou même en partie à partir d'images de puits [Genter et al., 1997].
- ◆ *La distribution de position des fractures* est en général donnée par la distribution des centres de fracture. Faute d'observations précises sur la régionalisation de la densité de fractures, la distribution des centres de fracture est fixée uniforme [Dverstop and Andersson, 1989; Cacas et al., 1990b]. Une méthode géostatistique de modélisation de corrélation entre fractures a été proposée pour le site de Fanay-Augères [Long and Billaux, 1987]. Les corrélations entre fractures ne sont cependant pas systématiquement bornées [Barton and Larsen, 1985; Okubo and Aki, 1987].
- ◆ *La densité de fractures* est estimée à partir des excavations du réseau. La densité est fréquemment donnée en nombre de fractures par unité de longueurs ou de surface. Cette mesure de la densité est fondamentalement liée à l'estimation des distributions d'orientations, de longueurs et de positions de fractures. Les corrections à apporter en fonction de la distribution d'orientations et de longueurs peuvent être menées analytiquement [Andersson et al., 1984; Dershowitz and Herda, 1992]. En revanche l'influence de la structure du réseau est plus difficile à quantifier, en raison de la grande variabilité spatiale qu'elle entraîne.

Source	Site	Données	type de distribution	$\langle \ln K \rangle$ K in m/s	$\sigma(\ln K)$ K in m/s
[Dverstop and Andersson, 1989]	Stripa	flux dans un tunnel	lognormale	-22.5	1.74
[Long and Billaux, 1987]	Fanay-Augères	tests entre packers	normale	-21	faible
[Cacas et al., 1990b]	Fanay-Augères	essais de puits + modèle discret	lognormale	-26.7	7.4
[Tsang et al., 1996]	Äspö	tests entre packers	lognormale	-20	3

Tableau 1: Type de distributions de perméabilité de fractures et leurs paramètres en échelle logarithmique dans 4 modèles de sites. Pour que la comparaison soit possible, les données de transmissivité ont été transformées en perméabilité en supposant qu'une seule fracture se trouve entre packers

◆ La distribution d'ouvertures est une caractéristique essentielle difficile à estimer. Elle peut être théoriquement donnée par des observations directes, géométriques, ou indirectes, via des essais de puits. Cependant la relation entre ouverture et perméabilité de fracture échappe pour l'instant à une modélisation systématique. Des mesures hydrauliques et géométriques effectuées simultanément ont montré une surestimation moyenne d'un ordre de grandeur de l'ouverture géométrique par rapport à l'ouverture hydraulique [Long and Billaux, 1987]. En plus de cette différence en valeur absolue, la distribution d'ouvertures dépend de la méthode de mesure. Les distributions d'ouvertures hydrauliques et géométriques sont respectivement modélisées par des lois lognormale et puissance. Cette différence entre distributions sera détaillée dans la partie II-E-2-b. La méconnaissance de la relation précise entre ouvertures mécanique et hydraulique est aggravée par la sensibilité de la loi cubique. Une erreur faible sur l'ouverture hydraulique est amplifiée par la loi cubique. C'est pourquoi les modélisations de site ont eu essentiellement recours aux mesures hydrauliques de perméabilité de fractures plutôt qu'aux mesures géométriques. La distribution d'ouvertures est estimée soit directement [Long and Billaux, 1987; Dverstop and Andersson, 1989] soit indirectement [Cacas et al., 1990b] à partir d'essais de puits. L'estimation directe suppose que la fracture intersectée par le puits est infinie et que le gradient de charge au voisinage du puits ou de la galerie est unitaire. Le flux provenant de cette fracture supposée infinie donne directement une estimation de sa perméabilité. Cette méthode ne prend pas en compte l'éventuel effet de réseau autour du puits. Sur le site de Fanay-Augères, une méthode indirecte a été développée [Cacas et al., 1990b]. Un modèle lognormal de distribution d'ouvertures est postulé *a priori*. Les moyenne et variance de cette distribution sont fixées par la résolution d'un problème inverse dont la fonction objectif est constituée par les essais de puits. Cette méthode indirecte permet de pallier une partie des imperfections de la structure géométrique du réseau en affectant par exemple une perméabilité moins forte aux zones plus densément fracturées dans le modèle que dans le réseau réel. Les valeurs typiques

des moments des distributions en échelle logarithmique montrent que les distributions d'ouverture sont dans les mêmes ordres de grandeur d'un site à l'autre (tableau 1).

- ♦ La dimensionnalité du réseau d'écoulement dépend du site considéré et son estimation fait souvent partie des conclusions de l'étude. Sur le site de Mirror Lake, les fractures formant les structures les plus perméables sont organisées en une série d'amas sub-horizontaux déconnectés [Hsieh et al., 1993]. Sur le site de Fanay-Augères en revanche, le modèle d'écoulement proposé est tridimensionnel [Cacas et al., 1990b]. Une autre information sur la dimensionnalité du milieu pourrait être procurée par les essais de puits [Barker, 1988]. La signification géométrique sur les réseaux de fractures de la dimension d'écoulement de Barker reste cependant à déterminer.

Les modèles discrets se différencient à la fois par leur méthode de calibration et par leurs hypothèses fondamentales sur la structure du réseau. Le modèle de Fanay-Augères de Cacas et al. [1990] est caractérisé par sa méthode de calibration de la distribution d'ouvertures. Le modèle de Stripa de Dverstop et Andersson [1989] utilise dans sa phase de calibration un paramètre supplémentaire quantifiant la chenalisation. La distribution des traces de fractures humides et sèches est déterminée puis utilisée comme critère de calibration du modèle. Le modèle de Fanay-Augères de Long et Billaux [1987] se distingue des deux précédents modèles par prise en compte de la structure spatiale du réseau.

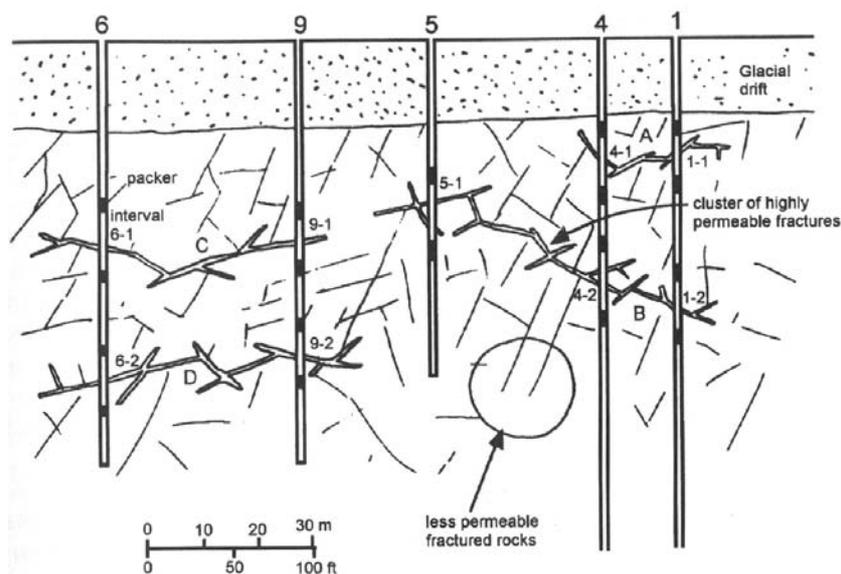


Figure 6: Coupe verticale effectuée sur le site de Mirror Lake. Les amas notés A, B, C et D formés de fractures très perméables sont inclus dans une matrice moins perméables. La position des packers est soulignée par des points noirs. D'après Shapiro and Hsieh (1994) [Shapiro and Hsieh, 1994] cité dans National Research Council (1996).

La pertinence des modèles discrets a été estimée dans la phase de validation des modèles de site précédemment décrits. Pour Stripa, le critère de validation a été donné par la capacité de prédiction des distributions d'arrivée d'eau dans trois puits [Dverstop and Andersson, 1989]. Les arrivées d'eau dans deux des trois puits ont été correctement modélisées. Les différences observées dans le troisième puits ont été attribuées à l'existence d'une zone plus fracturée, dont la modélisation aurait nécessité l'introduction d'une structure dans le réseau. Pour Fanay-Augères, le critère de validation a été fourni par l'estimation de la perméabilité effective du milieu à une échelle plus grande que l'échelle d'étude [Cacas *et al.*, 1990b]. Le modèle prédit une homogénéisation du champ de perméabilité pour des échelles supérieures à 10 m et la perméabilité mesurée est dans la gamme de perméabilité fournie par le modèle. Les conclusions des études de site débouchent sur des modèles équivalents, qui sont le milieu continu pour Fanay-Augères ou le modèle d'amas déconnectés présenté figure 6 pour Mirror Lake. Les différences entre ces deux modèles montrent une nouvelle fois l'étendue de la gamme de modèles de perméabilité possibles dans les milieux fracturés.

Les modèles présentés jusqu'à maintenant dans le cadre de l'approche discrète ont été créés et utilisés pour la simulation de site. Parallèlement s'est développée une étude théorique de ces modèles destinée à fournir une compréhension physique des relations entre propriétés géométriques et hydrauliques des milieux fracturés. Cette étude théorique a deux branches centrées l'une sur les hypothèses fondamentales concernant la structure du réseau et l'autre sur la qualité de la calibration des modèles. La première branche concernant l'étude de l'influence des hypothèses fondamentales sera décrite au chapitre suivant dans le cadre de l'approche hybride. La deuxième branche est traitée dans le paragraphe suivant.

Le cadre théorique développé sur l'estimation de la qualité de la calibration des modèles [Andersson *et al.*, 1984; Andersson and Thunvik, 1986] a pour objet d'estimer la précision des prédictions effectuées en fonction de la qualité des données disponibles. Le caractère stochastique de la modélisation ne donne pas un résultat unique mais une distribution de valeurs. Il est ainsi possible d'estimer théoriquement l'effet du manque de données sur la qualité de la prédiction effectuée, de même qu'il est possible d'estimer *a priori* le gain en précision que l'on peut espérer avec des informations géométriques supplémentaires. Ces conclusions sont très dépendantes du modèle utilisé et notamment de ses hypothèses de distribution de longueurs uniforme ou lognormale.

### **3. Améliorations apportées à l'approche continue. Vers une approche hybride.**

Malgré l'effort réalisé pour tirer le maximum d'informations des données, l'approche discrète nécessite une connaissance au minimum approximative de certaines caractéristiques géométriques

du réseau de fractures. Ces données sont en général disponibles sur les sites d'étude de stockage de déchets nucléaires. En revanche, les sites étudiés pour des questions de gestion de ressources en eau ne sont pas aussi bien documentés [Touchard, 1999]. C'est pourquoi l'approche continue, malgré son manque de justifications *a priori*, reste dans ce dernier cas la plus réaliste. Pour tenter de pallier à ces défauts, deux types d'améliorations ont été apportées. La première, destinée à remédier à l'absence d'effets d'échelle sur la perméabilité dans un milieu continu classique, substitue au milieu homogène un milieu hétérogène dont la gamme d'hétérogénéité n'est pas limitée avec la taille [Neuman, 1990; Neuman, 1994]. Ces modèles reproduisent un effet d'échelle mais ne résolvent pas les difficultés liées à la connectivité et à la validation du modèle d'écoulement soulevées précédemment. Le deuxième type d'amélioration concerne l'intégration d'une information de type déterministe dans les milieux continus hétérogènes. La localisation des fractures majeures connues sur le site de Stripa a été utilisée pour améliorer le modèle continu hétérogène équivalent [Tsang et al., 1996]. La modélisation simultanée de ces fractures majeures et d'une matrice contenant à la fois les autres fractures et la matrice effective a permis une bonne estimation des phénomènes de transport, connus pourtant pour être très sensibles à l'hétérogénéité. Ce dernier modèle, à mi-chemin entre les approches continue et discrète, montre la complémentarité de ces deux approches. L'approche discrète permet d'utiliser une information géométrique supplémentaire et différente de l'information purement hydraulique. Se heurtant au manque de données, elle est relayée par l'approche continue.

### **E. Première approche hybride fondée sur l'étude théorique des modèles discrets**

L'objectif de l'approche hybride est d'allier les avantages des approches discrète et continue en fournissant des modèles d'écoulement simples (spécifiés par un nombre restreint de paramètres) fondés sur les caractéristiques géométriques des réseaux de fractures naturels. L'approche hybride se décompose en deux étapes. La première, théorique, consiste en l'étude des relations entre géométrie et perméabilité et est destinée à fournir les modèles d'écoulement simples. La seconde, pratique, consiste en l'estimation des paramètres des modèles précédents.

Cette démarche de simplification est justifiée *a priori* par le fait que les propriétés hydrauliques recherchées ne sont pas sensibles à tous les détails du réseau. Par exemple, deux milieux différents peuvent donner des essais de puits similaires [Doughty et al., 1994]. A l'inverse, à partir de données géométriques et hydrauliques limitées, il n'est pas envisageable de trouver un modèle discret unique

mais plutôt un type de modèle d'écoulement simple. La démarche de simplification entreprise dans l'approche hybride est donc destinée à fournir des modèles d'écoulement simples spécifiés lors de la résolution d'un problème inverse.

L'originalité de l'approche hybride face aux améliorations déjà apportées à l'approche continue citées au chapitre précédent, réside dans la recherche d'un type de modèle équivalent fondé autant sur les données hydrauliques que géométriques. L'approche hybride est ainsi destinée à valoriser l'information géométrique dans la modélisation finale. Il ne s'agit pas simplement de l'information géométrique déterministe qu'utilise Tsang dans la modélisation du transport à Stripa [Tsang *et al.*, 1996] mais aussi de l'information statistique. L'approche hybride repose alors sur la qualité de la modélisation des propriétés statistiques du champ de fractures, tels que les distributions de longueur ou d'ouverture. De plus comme les modèles de réseaux de fractures abstraits ne sont pas attachés à un site particulier, leurs propriétés géométriques statistiques peuvent être spécifiées sur un panel plus étendu de données. La constitution des hypothèses des réseaux abstraits bénéficie à la fois d'une grande variété de données et des propriétés hydrauliques globales résumées au paragraphe II-B. C'est-à-dire qu'en amont de la modélisation, les modèles discrets doivent être fondés sur les distributions les plus réalistes possible et qu'en aval le modèle hydraulique établi doit vérifier les effets d'échelle et de chenalisation observés sur la plupart des milieux fracturés.

L'objet de ce chapitre n'est pas de donner un inventaire exhaustif des modèles théoriques discrets, que l'on peut trouver dans des synthèses récentes [National Research Council, 1996; Adler and Thovert, 1999], mais de fournir un aperçu des grands types de modèles. Ils ont tous pour but de modéliser l'hétérogénéité et ses effets sur les propriétés hydrauliques mais ils diffèrent par le mode de traitement de cette hétérogénéité. Ils seront abordés dans la suite de ce paragraphe par ordre d'importance de leur hétérogénéité ; c'est-à-dire que les modèles dont l'hétérogénéité est bornée seront abordés en premier, tandis que les modèles d'hétérogénéités non bornées seront traités ensuite. Ce choix de classification est influencé par la nature des propriétés hydrauliques et l'idée, parfois erronée, que les effets d'échelle observés sur les propriétés hydrauliques sont la conséquence d'effets d'échelle sur les caractéristiques géométriques. Les caractéristiques géométriques éventuellement non bornées sont les distributions de longueur et d'ouverture et les corrélations entre positions de fracture. Elles sont à la base à la fois de cette classification, ce travail de thèse étant centré sur le rôle des distributions de longueurs et d'ouvertures.

<i>longueurs</i> <i>ouvertures</i>	longueurs non distribuées infinitésimales	distribution lognormale	distribution puissance	longueurs non distribuées infinies
ouvertures non distribuée. <i>Connectivité</i>	Théorie de la percolation	Long (82) Hestir & Long (89)	Bour & Davy (99)	Snow (69) Király (75)
distribution lognormale	2D:Charlaix (87) 3D:Margolin (98)			
distribution puissance	Kogut & Straley (79) Feng (87)			

Figure 7: Références des modèles théoriques discrets rangés selon leurs hypothèses de distribution de longueurs en abscisse et d'ouvertures en ordonnée. La zone en gris souligne le champ de modélisation de ce travail de thèse.

## 1. Modèles de milieux fracturés aux caractéristiques bornées

### a) Méthodes de détermination de la connexion d'un réseau

L'étude des premiers modèles discrets comprenant des fractures de longueurs inférieures à la taille du système a mis en évidence le problème de la connectivité [Long *et al.*, 1982]. Une condition nécessaire à l'application de l'approche milieu continu équivalent est la connexion du réseau de fractures. Dans le modèle précédent comme dans toute la suite de ce chapitre, la matrice sera considérée comme imperméable devant les fractures. Dans le cas où le réseau de fractures est connecté, l'approche milieu continu équivalent est d'autant mieux adaptée que le réseau est dense, les ouvertures de fractures peu distribuées et les orientations uniformément distribuées [Long *et al.*, 1982]. Ces conclusions ont été reprises dans le cadre plus général de la théorie de la percolation [Robinson, 1983; Robinson, 1984; Hestir and Long, 1990; Balberg *et al.*, 1991] et des milieux effectifs [Kirkpatrick, 1971; Kirkpatrick, 1973; Sahimi, 1995]. Dans les termes de la théorie de la percolation, la perméabilité est non nulle à condition que la densité du réseau de fractures soit supérieure à sa valeur au seuil de percolation [Stauffer and Aharony, 1992]. Dans le cas où le réseau est connecté, la modélisation par un milieu effectif (milieu continu) est applicable lorsque l'échelle d'observation est supérieure à la longueur de corrélation. En dessous de la longueur de corrélation, le réseau percolant (backbone) a une structure fractale [Stauffer and Aharony, 1992] et sa perméabilité décroît avec l'échelle selon une loi de puissance d'exposant 0.975 en dimension deux et 2.3 en dimension trois. Du point de vue de la recherche de modèles d'écoulement simplifiés, le seuil de percolation est un paramètre déterminant. C'est pourquoi il a été déterminé pour des

réseaux de fractures plus complexes que les modèles de grille proposés par la théorie de la percolation classique. Les modèles de liens fixés sur une grille ont été remplacés par des modèles de liens positionnés uniformément dans le système (pour une revue complète, voire [Adler and Thovert, 1999]), puis par des lois lognormales de distribution des longueurs [Hestir and Long, 1990].

*b) Perméabilité de réseaux connectés avec distribution de perméabilité de fracture*

La question de la connectivité une fois résolue, se pose le problème des propriétés hydrauliques des réseaux connectés. Les propriétés hydrauliques des réseaux sont déterminées par leur structure géométrique et par la distribution de perméabilité locale. La perméabilité locale est assimilée ici à la perméabilité définie pour l'ensemble d'une fracture. En particulier, il ne sera pas tenu compte des variations de perméabilité à l'intérieur de la fracture. La distribution de perméabilité locale est souvent modélisée par une loi lognormale. Pour un modèle bidimensionnel de fractures de longueur unique, infinitésimale devant la taille du système, la longueur de corrélation, au-dessus de laquelle le milieu peut être homogénéisé, croît fortement avec l'écart type de la distribution d'ouvertures [Charlaix et al., 1987]. La large distribution d'ouvertures comprend des liens de perméabilité très faible, qui transportent un minimum du flux total. La majorité du flux passe par des chemins de plus forte perméabilité, de sorte que le flux se concentre dans des chemins de plus forte perméabilité. Ce phénomène connu sous le nom de chenalisation a également été modélisée dans les milieux poreux [Moreno and Tsang, 1994]. L'extension spatiale des chenaux, dans le cas d'une distribution lognormale de perméabilité locale, est finie et bornée par la longueur de corrélation définie par Charlaix [Charlaix et al., 1987]. Au-dessus de cette longueur de corrélation, la perméabilité est donnée par la théorie des milieux effectifs.

La détermination de la perméabilité effective des milieux poreux à partir de la distribution de perméabilité locale a été le sujet de nombreuses études [Matheron, 1967; Dagan, 1989; Gelhar, 1993; Indelman and Dagan, 1993; Neuman and Orr, 1993; Indelman and Abramovich, 1994] et synthèses [Sánchez-Villa et al., 1995; Wen and Gómez-Hernández, 1996; Renard and Marsily, 1997]. Plusieurs résultats déterminants ressortent de ces études. La perméabilité d'un milieu hétérogène est comprise dans un intervalle dont les bornes inférieure et supérieure sont respectivement les moyennes harmonique et arithmétique de la distribution de perméabilité locale [Matheron, 1967]. Pour une distribution de perméabilités locales, dont la variance en base logarithmique  $\sigma^2$  est inférieure à 7, la perméabilité effective  $K_{eff}$  est donnée par la relation suivante :

$$K_{eff} = K_G \cdot \exp \left[ \left( \frac{1}{2} - \frac{1}{D} \right) \cdot \sigma^2 \right] \quad (2)$$

où  $K_G$  est la moyenne géométrique de la distribution locale et  $D$  la dimension de l'espace [Indelman and Dagan, 1993; Neuman and Orr, 1993]. En deux dimensions, la perméabilité effective est exactement la moyenne géométrique de la distribution locale [Matheron, 1967]. L'équation (2) a été étendue pour la perméabilité de milieux anisotropes ou spatialement corrélés par la méthode de prise de moyenne spatiale [Desbarats, 1992a]. Cette méthode relie la perméabilité effective à la moyenne d'ordre  $\omega$  de la perméabilité locale.

$$\text{pour } \omega \neq 0, K_{eff} = \left[ \frac{1}{V} \cdot \int_V K(x)^\omega \cdot dV \right]^{1/\omega} \quad (3a)$$

$$\text{pour } \omega = 0, K_{eff} = \exp \left[ \frac{1}{V} \cdot \int_V \ln K(x) \cdot dV \right] \quad (3b)$$

Les moyennes harmonique, géométrique et arithmétique sont retrouvées pour  $\omega = -1, 0, 1$ .

Pour des grilles anisotropes tridimensionnelles au voisinage du seuil de percolation (figures 8c et d), la théorie de milieux effectifs n'est pas systématiquement applicable [Margolin et al., 1998]. De plus la perméabilité effective calculée pour une distribution lognormale tronquée de perméabilité locale est donnée numériquement par une expression dont la forme diffère de (3):

$$K_{eff}(p_x, p_z, \sigma) = K_{eff}(p_x, p_z, \sigma = 0) \cdot n^{-\sigma^\alpha} \quad (4)$$

où  $p_x$  est la probabilité d'occupation dans les directions  $x$  et  $y$ ,  $p_z$  la probabilité d'occupation dans la direction  $z$ ,  $n$  une fonction de  $p_x$  et  $p_z$  et  $\alpha$  une constante de l'ordre de 1.3. En deux dimensions,  $n$  est systématiquement supérieur ou égal à 1 indiquant une décroissance de la perméabilité avec l'élargissement de la distribution d'ouvertures ( $\sigma$  croissant). En revanche, en trois dimensions,  $n$  peut être également inférieur à 1, donnant une gamme de structures d'écoulement plus large. La perméabilité donnée par la théorie des milieux effectifs est cohérente avec ces résultats en deux dimensions mais en diffère significativement en dimension trois [Adler and Berkowitz, 1998].

Les modèles prenant en compte la distribution de perméabilité de fractures aboutissent tous à la même conclusion de l'augmentation de la chenalisation avec l'élargissement de la distribution de perméabilité (figure 8), en revanche les effets d'échelle sont sensiblement différents. Pour le modèle bidimensionnel de Charlaix, la perméabilité décroît avec l'échelle en dessous de la longueur de corrélation et devient constante au-dessus [Charlaix et al., 1987]. Le réseau de fractures

tridimensionnel lacunaire de Margolin donne en revanche une perméabilité croissante avec l'échelle plus en accord avec les observations naturelles.

A titre de comparaison, le modèle hétérogène équivalent de Neuman a une perméabilité croissante avec l'échelle [Neuman, 1994]. Il a été mis au point sur des mesures de dispersivité [Neuman, 1990] et est constitué d'échelles emboîtées d'extension non limitées donnant une variance de perméabilité locale  $\sigma^2$  non limitée avec l'échelle  $L$ :

$$\sigma^2 = L^{2\omega} \quad (5)$$

avec  $\omega$  proche de 0.25. En utilisant une généralisation de (2) tenant compte de l'anisotropie :

$$K_{eff} = K_g \cdot \exp\left[\left(\frac{1}{2} - \frac{\beta}{D}\right)L^{2\omega}\right]$$

où  $0 \leq \beta \leq D$ . En particulier  $\beta=1$  pour des milieux isotropes infinis,  $0 \leq \beta \leq 1$  pour des milieux isotropes finis et  $1 \leq \beta \leq D$  pour des milieux anisotropes infinis [Neuman, 1994]. Dans le cas des milieux tridimensionnels, la perméabilité peut être croissante avec l'échelle.

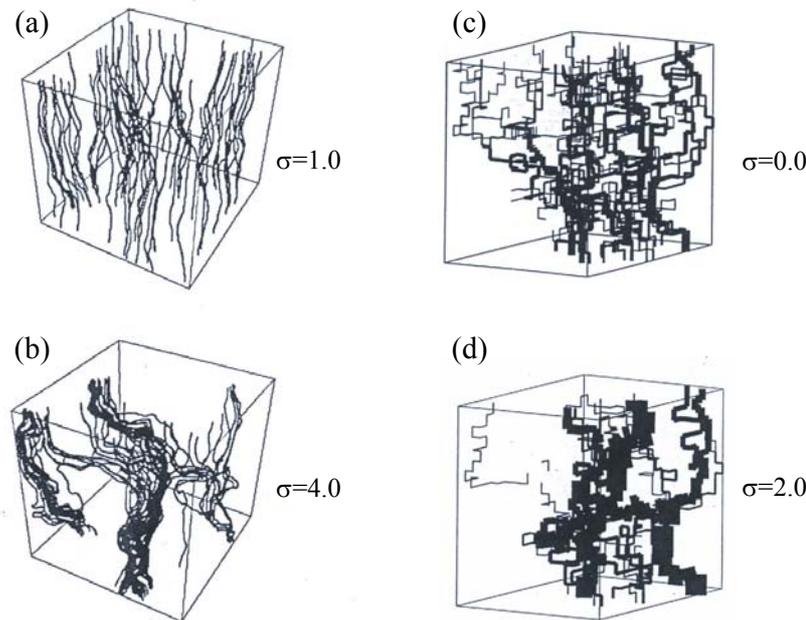


Figure 8: Illustration de la chenalisation induite par l'élargissement de la distribution de perméabilité locale représentée par l'écart type en base logarithmique  $\sigma$  de la distribution de perméabilité. De haut en bas l'écart type de la distribution locale de perméabilité locale augmente. (a) et (b): Modèle de Moreno et Tsang (1994). (c) et (d) Modèle de Margolin et al. (1998) avec  $p_x=p_z=0.3$  et  $L=20$ .

## 2. Modèles de milieux fracturés aux caractéristiques non bornées

### a) Distribution de longueur non bornée

Le premier modèle discret de réseaux de fractures est un modèle de superposition de fractures infinies ou autrement dit de fractures qui traversent complètement le système [Snow, 1969; Kiraly, 1975]. La simplicité de ce modèle permet une approche analytique de l'influence sur les propriétés hydrauliques de nombreuses caractéristiques géométriques des fractures telles que l'anisotropie et la distribution d'ouvertures. Par exemple, la perméabilité du réseau est proche de la simple somme des perméabilités des fractures qui composent le réseau. La superposition des propriétés des fractures a été également utilisée dans la recherche des relations entre propriétés hydrauliques et contraintes mécaniques [Oda, 1985; Brown and Bruhn, 1998]. L'application de ce principe de superposition nécessite des interactions entre fractures négligeables pour le phénomène considéré. À l'opposé de ces réseaux de fractures infinies ont été étudiés des modèles de réseaux de fractures infinitésimales. Ce sont les modèles utilisées dans la théorie de la percolation classique pour lesquels toutes les fractures sont très petites devant la taille du système.

Entre les modèles de fractures infinies et les modèles de fractures infinitésimales, la gamme de distribution de longueurs de fracture est large. Les lois lognormale et puissance sont deux cas intermédiaires. La distinction entre lois lognormale et puissance demande de pouvoir observer la distribution des longueurs sur plusieurs ordres de grandeur. L'observation d'un réseau de fractures à plusieurs échelles a été réalisée en Norvège dans le bassin d'Hornelen [Odling, 1997] (figures 9a, b et c). La distribution des longueurs a effectivement été correctement modélisée par une loi puissance (figure 9d). L'hypothèse de distribution en loi puissance est corroborée par l'absence d'échelle caractéristique de fractures, c'est à dire que des fractures apparaissent à toutes les échelles sans limitation supérieure. Le même type de distribution puissance  $n(l) \sim l^{-a}$  a été observé sur de nombreux autres sites, comme le montre une compilation récente des données de distribution de longueur qui résume les milieux étudiés, les nombres d'ordre de grandeur et les méthodes de détermination et valeurs de  $a$  [Bonnet et al., 1999]. L'exposant de la distribution des longueurs est donné dans la gamme 1-3.5.

Le choix entre les distributions lognormale et puissance nécessite de disposer de mesures sur plusieurs ordres de grandeur, ce qui est le cas sur des affleurements bien exposés tandis que dans les galeries le nombre d'ordres de grandeur est plus restreint. Près de la moitié des traces de fractures dans la galerie de Stripa sont tronquées, si bien que la forme de la distribution de longueurs ne peut être validée [Dverstop and Andersson, 1989]. Les effets de troncation, peut-être responsables de la difficile observation de la distribution de longueurs en loi de puissance, sont également à la source

de difficultés dans l'estimation de l'exposant caractéristique de la distribution des longueurs [Laslett, 1982].

Au point de vue analytique, l'intérêt de la loi puissance est de fournir une généralisation des modèles limites de distribution précédents, modèles de fractures infinies ou infinitésimales. Les moyenne et variance de la loi puissance ne sont définies que par rapport aux bornes de l'intervalle de génération  $[l_{min}, l_{max}]$ . Lorsque les fractures sont générées dans un système de taille  $L$ ,  $l_{min}$  et  $l_{max}$  sont respectivement très inférieures et très supérieures à  $L$ . Les fractures, dont la longueur est supérieure à la taille du système, sont tronquées et la longueur de leur partie tronquée est de l'ordre de  $L$ . Quand l'exposant  $a$  de la distribution des longueurs est égal à 1, la quasi-totalité des fractures ont une longueur de l'ordre de  $l_{max}$  et une fois tronquées, elles ont presque toutes une longueur de l'ordre de la taille du système  $L$ . Le modèle de réseau de fractures pour  $a=1$  est donc équivalent à celui du réseau de fractures infinies [Snow, 1969]. À l'opposé, lorsque  $a$  tend vers l'infini, la quasi-totalité des fractures ont une longueur voisine de  $l_{min}$ , comme dans les modèles classiques de la théorie de la percolation [Stauffer and Aharony, 1992].

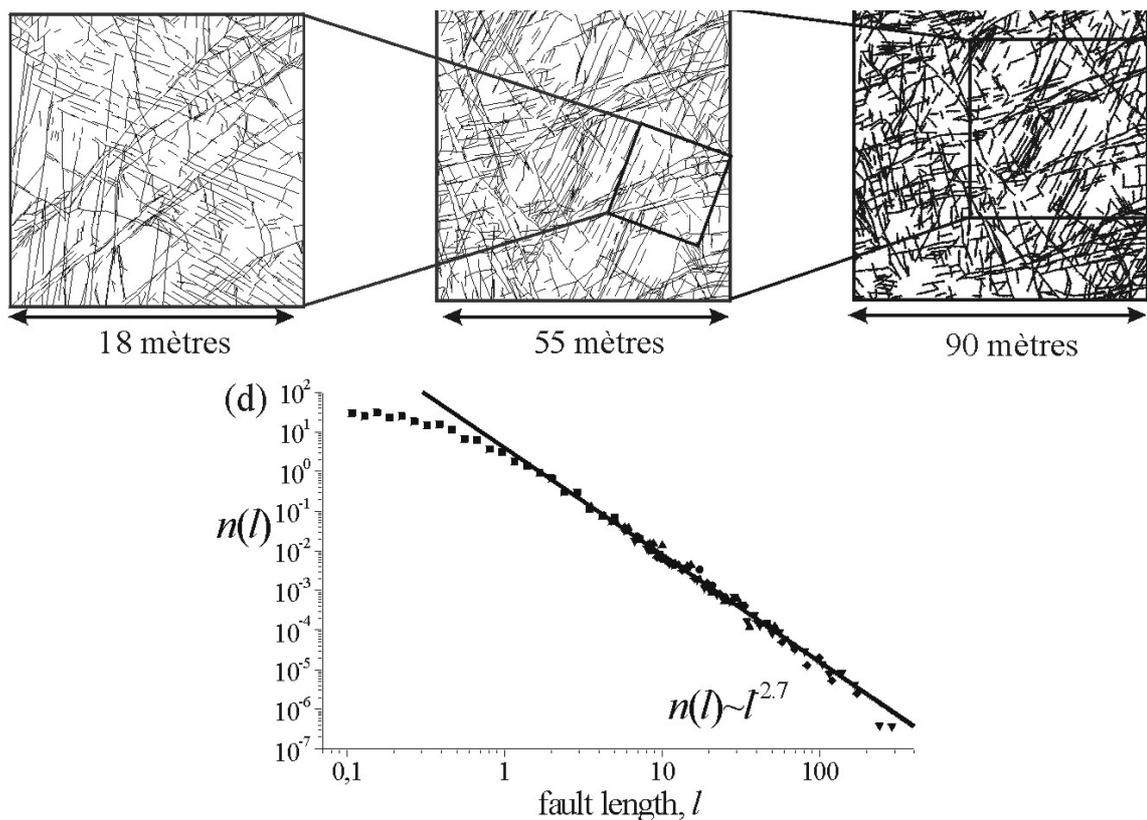


Figure 9: Distribution de longueurs de fractures sur des affleurements cartés sur des échelles allant de 18 à 720 mètres dans le bassin de Hornelen (Norvège) [Odling, 1997]. (a), (b) et (c) montrent trois de ces affleurements aux échelles respectives de 18, 55 et 90 mètres. (d) Analyse de la distribution de longueurs suivant Bour et al. [en préparation].

La distribution des longueurs en loi puissance modifie significativement le modèle de réseaux de fractures. La figure 10 montre à travers quatre réseaux légèrement au-dessus du seuil de percolation la diversité de composition de leurs amas infinis. Du réseau de fractures infinies au réseau de fractures infinitésimales, les règles de connexion sont différentes. Dans le premier cas, il suffit d'une fracture pour connecter le système tandis que dans le second cas la densité de fractures doit être supérieure à la densité au seuil de percolation [Stauffer and Aharony, 1992]. Dans le cadre de la théorie de la percolation, le seuil de percolation  $p_c$  est un invariant d'échelle. La fonction donnant  $p_c$  en fonction des caractéristiques géométriques du réseau peut être évaluée aussi bien au seuil de percolation qu'en dehors du seuil. Cette fonction est appelée paramètre de percolation et notée  $p$ . En conséquence si pour un réseau,  $p \geq p_c$ , le réseau est connecté et inversement si  $p < p_c$ , le réseau est déconnecté. Pour les modèles de distribution de longueurs en loi puissance, pour lesquels la distribution de longueurs n'est pas réduite à une seule valeur ( $1 < a < \infty$ ), le concept de seuil de percolation reste pertinent à condition que le paramètre de percolation soit donné l'expression suivante [Bour and Davy, 1997; Bour and Davy, 1998] :

$$\begin{aligned} \text{en 2D: } p &= \frac{\int \text{Min}(L^2, l^2) \cdot n(l) \cdot dl}{L^2} \\ \text{en 3D: } p &= \frac{\int \text{Min}(L^3, l^3) \cdot n(l) \cdot dl}{L^3} \end{aligned} \quad (6)$$

Ces problèmes de connectivité seront étudiés en détails pour des réseaux d'ellipses en trois dimensions au paragraphe III-F.

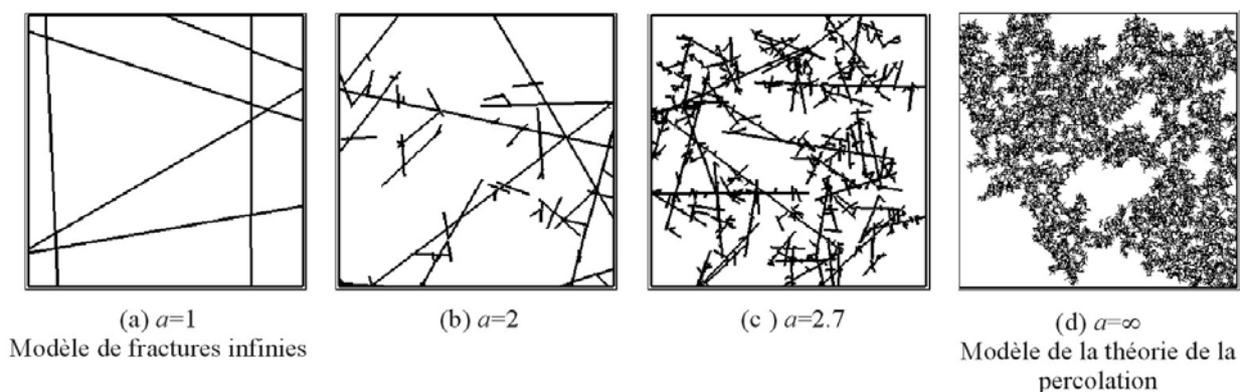


Figure 10: Exemples d'amas infinis pour quatre valeurs de l'exposant  $a$  de la distribution des longueurs en loi puissance  $n(l) \sim l^{-a}$ . Les réseaux ont été générés légèrement au-dessus du seuil de percolation pour  $L/l_{\min} = 50$ .

Une conséquence importante de l'expression (6) du paramètre de percolation est sa dépendance d'échelle pour les réseaux de fractures caractérisés par des exposants  $a < 3$  en 2D et  $a < 4$  en 3D (figure 11a). En effet, pour un réseau bidimensionnel sans corrélations spatiales, la densité linéique  $d$ , donnée par l'équation (7), ne dépend pas de l'échelle.

$$d = \frac{\int_{l_{\min}}^{l_{\max}} \text{Min}(L, l) \cdot n(l) \cdot dl}{L^2} \quad (7)$$

L'expression du paramètre de percolation  $p$  en fonction de la densité  $d$  peut être obtenue à partir des équations (1), (6) et (7) :

$$\begin{aligned} 1 < a < 2 \quad p(a, d, L, l_{\min}) &= \frac{2 \cdot (2 - a)}{3 - a} \cdot d \cdot L \\ 2 < a < 3 \quad p(a, d, L, l_{\min}) &= \frac{2 \cdot (a - 2)}{(3 - a)(a - 1)} \cdot d \cdot \frac{L^{3-a}}{l_{\min}^{2-a}} \\ 3 < a \quad p(a, d, L, l_{\min}) &= \frac{a - 2}{a - 3} \cdot d \cdot l_{\min} \end{aligned} \quad (8)$$

Le paramètre de percolation est croissant avec l'échelle de telle sorte qu'il existe une échelle critique  $L_c$  en dessous de laquelle le réseau est très probablement déconnecté et au-dessus de laquelle le réseau est connecté [Bour and Davy, 1997; Bour and Davy, 1998] (figure 11b). Il est à noter qu'il est question de la dépendance d'échelle du paramètre de percolation pour un réseau donné et non du seuil de percolation, qui reste bien entendu invariant d'échelle. La même analyse est directement transposable pour des réseaux tridimensionnels.

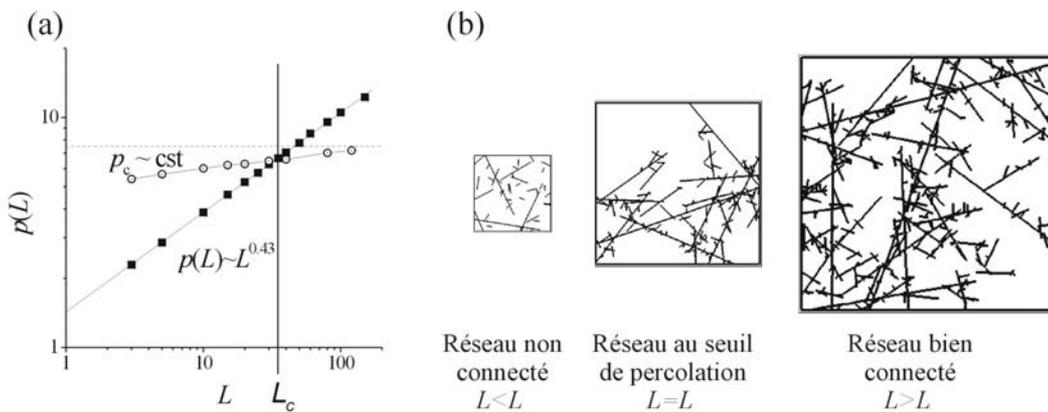


Figure 11: (a) Paramètre de percolation  $p$  (carrés) et seuil de percolation (disques) en fonction de l'échelle  $L$  pour  $a=2.6$ . (b) Illustration de la dépendance de la connectivité avec l'échelle pour trois réseaux générés avec la même densité linéique de fractures ( $a=2.6$ ).

L'étude de la connectivité a fait apparaître de nouvelles règles de connexion, dont la dépendance de l'état de connexion du réseau avec la taille du système. Une partie de cette thèse est consacrée à l'influence de la distribution de longueurs en loi puissance sur les propriétés hydrauliques et plus particulièrement sur la perméabilité.

*b) Distribution d'ouvertures non bornées*

Les distributions d'ouverture ont deux origines. Elles proviennent en partie de mesures directes d'ouvertures géométriques [Vermilye and Scholz, 1995]. Les ouvertures hydrauliques correspondantes sont simplement identifiées aux mesures géométriques ou déduites par correction de la tortuosité. Elles peuvent également être issues de l'interprétation d'essais de puits entre packers de courte durée sous l'hypothèse qu'une seule fracture est intersectée par le puits [Dverstop and Andersson, 1989]. Dans le cas des observations géométriques, la distribution de probabilité trouvée est le plus souvent une distribution en loi de puissance dont l'exposant caractéristique varie entre 0.7 et 2.5 (tableau 2). Les variations de l'exposant peuvent être attribuées à la variabilité des méthodes de mesure et d'interprétation comme à la différence de nature entre les objets traités (failles, joints, veines). Le fait que toutes les observations géométriques d'ouvertures sont effectuées sur des surfaces naturellement ou artificiellement excavées peut conduire à des artefacts de mesure. [Barton and Hsieh, 1989] suggèrent que ces effets ne changent pas la forme de la distribution mais juste son exposant. Dans le cas des observations hydrauliques, la distribution trouvée est lognormale. L'origine des différences entre ces distributions n'est pas clairement déterminée. Il peut s'agir d'une relation entre ouvertures mécanique et hydraulique plus complexe que la loi cubique ou d'un effet d'échantillonnage qui transforme la distribution puissance en distribution lognormale, comme dans le cas de la distribution des longueurs. Les fractures de perméabilités extrêmes peuvent ne pas être correctement représentées dans les essais de packers. Les fractures les moins perméables peuvent tomber en dessous du seuil de détection.

Des modèles de réseaux de liens incluant une distribution puissance de conductivités locales ont été développés pour résoudre les problèmes d'écoulement dans des milieux poreux continus. La modélisation de milieux poreux par des sphères pouvant éventuellement s'interpénétrer conduit à de larges distributions de tailles de pores et de chenaux inter pores [Feng et al., 1987]. Les propriétés d'écoulement globales étant particulièrement sensibles aux pores les moins conducteurs, les distributions puissance envisagées ne sont pas limitées en valeurs minimales et ont un exposant caractéristique  $\alpha$  (dans  $n(l) \sim l^{-\alpha}$ ) inférieur à 1 [Kogut and Straley, 1979; Feng et al., 1987]. Il s'avère que l'essentiel des exposants mesurés sur le terrain est supérieur à 1. Ces modèles développés pour

les milieux poreux ne sont donc pas directement applicables aux milieux fracturés de par cette différence de distribution d'ouvertures et aussi de par la large distribution de longueurs de fracture.

Author	Length range (mm)	measure	exponent	Number	object	Note
[Wong et al., 1989]	$3 \cdot 10^{-5}$ - $10^{-2}$	1D	0.84 0.8	511 102	micro-cracks	Micro-crack aperture measured with electronic microscope (density).
[Johnston, 1994]		1D	0.71 to 0.91.	--		Distribution not shown, (cumulative distribution ?)
[Barton and Hsieh, 1989]	2-45	2D	0.87 1.1	--	fractures	Density aperture measurement made at three surface outcrops (Yucca Mountain).
[Carlsson and Olsson, 1986]	20-80	2D	2.05	--	Joints	Joint set 4. Exponent determined after reinterpretation of the data.
[Fjäder et al., 1994]	8-30 8-24	2D	~1.7 ~1.95	226 144	Mineral veins	Exponent determined after reinterpretation of the data.
[McCaffrey et al., 1994]	5-25 5-25 2-10	2D	~2.5 ~1.9 ~1.9	~80 ~15 0 ~30 0	Veins	Field measurement. 1- Mace Head 2- Curraghinalt 3- Le Chatelet
[Belfield and Sovich, 1994]	0.006-0.04 0.025-0.25	2D	2.35  2.05	~25 00  ~15 00	fractures	2D measure from a tele-viewer
[Belfield, 1998]		2D	1.7	80	Veins	Vein from the coastal section at Gleninagh. Fit not well constrained.
[Gillespie et al., 1997]	$3 \cdot 10^{-2}$ - $2 \cdot 10^{-1}$	2D	~2.45	~25 00	fractures	Exponent determined after reinterpretation of the data.
[Barton and Zoback, 1992]	15-70	3D	2.47	168 8	fractures	exponent from the normalised frequency distribution corrected from sampling biases (with no correction, $b=2.2$ )

Tableau 2: Observations de distributions d'ouvertures géométriques en loi de puissance. La synthèse a été effectuée par [Bonnet and Odling, 1998]. En plus de l'exposant de la loi de puissance sont fournis les types d'objets et de données considérés.

### c) Corrélations entre positions de fractures non bornées

La distribution spatiale des fractures ne suit pas nécessairement un processus poissonien et une structuration partielle de réseaux a été révélée sur des affleurements [Barton and Larsen, 1985; Okubo and Aki, 1987]. Pour modéliser cette structuration, il est nécessaire dans un premier temps d'identifier ses caractéristiques et dans un deuxième temps de simuler des réseaux ayant ces mêmes caractéristiques.

La caractérisation de la structuration d'un réseau naturel se heurte à des problèmes méthodologiques variés. D'une part la nature fractale des corrélations nécessite de disposer

d'observations sur une large gamme d'échelles. D'autre part, la large distribution de longueurs de fractures peut interférer sur la caractérisation de la structure du réseau. En évitant ce dernier biais *Bour et Davy* [1999] montrent sur le réseau de failles de San Andréas que la distribution des centres de fracture suit une loi puissance d'exposant 1.7. En revanche lorsque les centres de fracture sont pondérés par leur longueur, leur distribution est homogène dans le système [*Bour*, 1997].

La distribution fractale des centres de fractures conduit à une grande variabilité spatiale de la densité de fracturation. Des répartitions spatiales de fractures variées ont été simulées suivant des méthodes de salves de fractures [*Chilès and Marsily*, 1993], géostatistique [*Long and Billaux*, 1987] ou utilisant des vols de Lévy [*Clemo and Smith*, 1997]. Ces processus de modélisation simples représentent l'hétérogénéité de distribution plus qualitativement que quantitativement. L'effet de l'organisation du réseau sur les propriétés hydrauliques globales reste à déterminer.

## F. Deuxième approche hybride fondée sur l'interprétation d'essais de puits

Dans l'approche continue, les essais de puits sont interprétés suivant un modèle de milieu homogène bi- ou tridimensionnel d'après les connaissances *a priori* de la géométrie globale du milieu. Dans l'approche discrète [*Long and Billaux*, 1987; *Dverstop and Andersson*, 1989], ils sont le plus souvent interprétés dans le cadre du modèle de fractures infinies. Étant donné qu'aucune relation systématique n'est actuellement disponible entre les ouvertures géométriques et les ouvertures hydrauliques, la phase de calibration des modèles d'écoulement par des informations hydrauliques est indispensable [*Andersson and Thunvik*, 1986; *Long and Billaux*, 1987]. L'utilisation des essais de puits doit-elle cependant être cantonnée à la spécification d'un modèle choisi par des méthodes d'investigation distinctes ? En d'autres termes, les essais de puits contiennent-ils également une information sur le type de modèle d'écoulement ? Dans l'approche hybride fondée sur l'étude de modèles discrets, les modèles d'écoulement simplifiés étaient conditionnés par des caractéristiques géométriques et hydrauliques locales (distribution d'ouverture), tandis que dans cette approche hybride fondée sur l'interprétation d'essais de puits, les modèles d'écoulement simplifiés sont conditionnés par des données hydrauliques d'un type plus global.

L'ambivalence des approches discrète et continue se retrouve dans l'interprétation des essais de puits comme dans l'approche hybride dont il a été question au chapitre précédent. Les modèles déterministes, les modèles continus hétérogènes et les modèles d'écoulement globaux (modèle de Barker, notamment) ont été utilisés pour caractériser les essais de puits. Les points de vue de ces

approches diffèrent largement par leur modélisation de l'hétérogénéité due à la fracturation et leurs échelles caractéristiques. Leur mise en œuvre soulève deux questions fondamentales : (i) l'information contenue dans un essai de puits est elle suffisamment riche pour accéder à une connaissance déterministe du milieu ? (ii) les modèles typiques d'écoulement mis en évidence sur des essais de puits sont-ils cohérents avec ceux trouvés dans l'approche hybride décrite au paragraphe précédent ?

Dans toute cette thèse, une phénoménologie simple est utilisée, dans laquelle les essais de puits n'induisent pas de modifications des paramètres de l'écoulement, c'est-à-dire que la perméabilité et le coefficient d'emmagasinement restent constants pendant toute la durée de l'essai de puits. Dans le cas inverse, des solutions semi-analytiques sont disponibles pour des cas de dépendance élémentaire dans des milieux homogènes [Ambastha and Zhang, 1996], mais dans des modèles de milieux fracturés complexes, la modélisation de ces effets non linéaires n'est pas immédiate. De plus le coefficient d'emmagasinement est le plus fréquemment exclusivement fonction de l'ouverture de la fracture, supposant alors implicitement que la seule compressibilité envisagée est celle du fluide. Une modélisation plus complète tenant compte de la matrice devient vite complexe [Huyakorn and Pinder, 1983].

### ***1. Caractérisation d'un nombre restreint d'hétérogénéités simples et bornées***

Indépendamment de tout cadre théorique, les essais de puits donnent une première idée de la connectivité inter-puits du réseau de fractures. De telles interprétations donnent à elles-seules un premier modèle de réseau comme dans le cas de Mirror Lake (figure 6).

L'analyse de quelques configurations élémentaires permet de fixer les premières bornes de la quantité d'information présente dans un essai de puits. Un des modèles types étudiés est constituée d'une hétérogénéité circulaire plongée dans un milieu homogène de perméabilité relative plus ou moins forte. Le puits de pompage est placé soit au centre du disque [Barker and Herbert, 1982; Butler, 1988], soit à l'extérieur de celui-ci [Wheatcraft and Winterberg, 1985; Butler, 1991]. La simplicité de cette configuration permet d'exprimer analytiquement la solution de l'équation de diffusion en transitoire. Deux conclusions globales apparaissent au travers de ces études. L'effet de l'hétérogénéité est local en temps et en espace. L'effet est local en temps car l'hétérogénéité a une influence non négligeable uniquement lorsque le front de diffusion est à son niveau. L'effet est local en espace car l'influence de l'hétérogénéité décroît et disparaît lorsque la distance entre le puits et l'hétérogénéité augmente. Sans que ces conclusions générales soient modifiées, une information plus précise peut être obtenue en effectuant des essais de puits de débit variable [Butler and McElwee, 1990]. La méthodologie employée pour une inclusion cylindrique peut être directement

transposée à une zone fracturée très localisée, sous l'hypothèse que la zone fracturée soit localisée et précisément délimitée.

Pour s'affranchir de la forme cylindrique des inclusions hétérogènes et se rapprocher d'une forme plus juste de fracture, le même type d'approche a été utilisée pour une inclusion linéaire [Gringarten *et al.*, 1974; Tiedeman *et al.*, 1995]. Lorsque le puits est placé sur une fracture d'extension limitée, l'effet observé est similaire à celui provoqué par un effet de peau négatif du puits ("skin effect") [Gringarten *et al.*, 1974]. Dans l'autre cas où le puits n'intersecte pas la fracture, une approche semi-analytique a été développée pour rechercher à partir d'un nombre limité d'observations de puits en régime permanent les position et extension d'une fracture. Cette approche pourrait également être développée en régime transitoire. Elle est destinée à localiser une fracture unique de trois ordres de grandeur plus perméable que le milieu environnant (figure 12). L'orientation et la position globale de la fracture sont correctement estimées. En revanche, l'estimation de l'extension de la zone fracturée est d'autant plus juste que le puits pompé est proche de la fracture et que la disposition des piézomètres a une taille caractéristique de l'ordre de la taille de la fracture. Cette méthode est particulièrement adaptée à l'estimation de la perméabilité de fractures ou de zones fracturées localisées et dont la position a été déterminée au préalable par des méthodes d'investigation différentes. Une méthode de cokrigage séquentielle, utilisée pour estimer des structures formées de deux fractures, a mené aux mêmes conclusions [Renshaw, 1996]. Un dispositif important de puits et piézomètres est systématiquement requis pour estimer la localisation d'une zone fracturée d'extension limitée. Cette méthode est surtout adaptée aux zones fracturées perméables simples, ce qui suivant les observations de chenalisation pourrait être pertinent pour une gamme importante de sites et d'échelles d'observation.

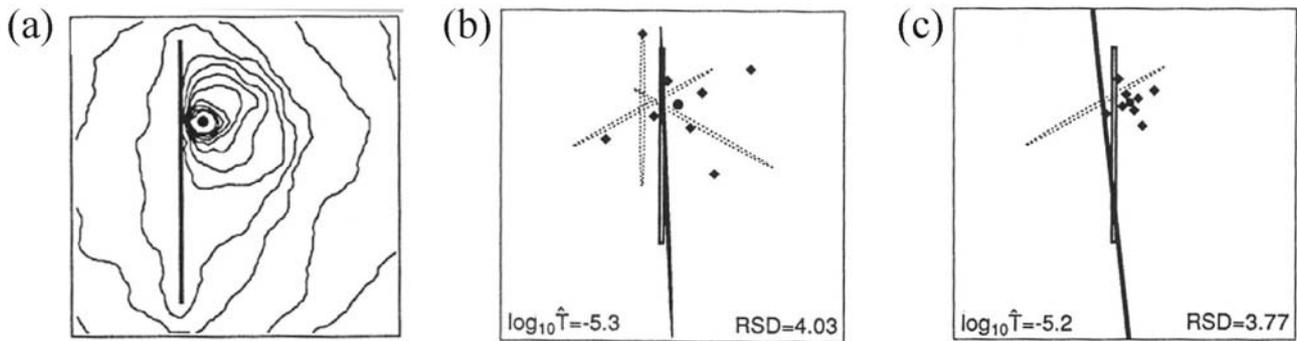


Figure 12: (a) Lignes de champ calculées dans un milieu hétérogène auquel est additionnée une fracture représentée par la barre verticale. La transmissivité du milieu est donnée par une distribution de lognormale (les moyenne et variance de  $\log_{10}T$  sont  $-5.0$  et  $0.5$ ) avec une corrélation exponentielle décroissante. La transmissivité de la fracture est de  $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ . (b) et (c) Résultats obtenus par inversion de données d'essai de puits sur deux dispositions de piézomètres différentes. Le disque et les losanges correspondent respectivement au puits pompé et aux piézomètres. Les ellipses pleines sont les résultats fournis par l'inversion et les ellipses en pointillé sont les états initiaux fournis à l'inversion. D'après Tiedeman et al. [1995].

Des modèles plus complexes tenant compte des propriétés géométriques telles que la structuration du réseau ont été développés de façon à pouvoir être spécifiés par des essais de puits. Il s'agit en particulier des IFS ("Iterated Function System"), qui simulent le caractère fractal de certains milieux fracturés naturels [Doughty et al., 1994]. Le choix du type de modèle est toujours déterminé avant l'interprétation des essais de puits. La recherche de la configuration optimale est effectuée par une méthode de recuit simulé. Pour un nombre limité d'essais de puits, la résolution du problème inverse peut mener à des modèles de réseaux très différents [Mauldon et al., 1993]. La multiplicité des solutions reflète la sous-détermination de l'inversion et justifie la recherche de modèles globaux spécifiés par un nombre restreint de paramètres.

## 2. Estimation de la perméabilité et du coefficient d'emmagasinement de milieux continus hétérogènes

Le milieu continu hétérogène de distribution locale de perméabilité lognormale est le premier champ hétérogène considéré. Même s'il ne donne pas une représentation immédiate du milieu fracturé, son étude permet de dériver quelques principes généraux sur les relations entre hétérogénéité du milieu et essais de puits.

Le problème a été abordé du point de vue direct : étant donné un champ de perméabilité lognormal, quelle est la perméabilité effective observée dans un puits ou dans un piézomètre ? Il s'agit d'un problème de changement d'échelle avec des conditions aux limites de type radial plutôt que laminaire. La perméabilité effective est moyennée à partir de la distribution de perméabilité

locale et pour tenir compte de la forme radiale de l'écoulement, la moyenne est pondérée par l'inverse de la distance au puits pompé au carré [Desbarats, 1992b]. Au puits, la perméabilité effective est la moyenne harmonique tandis que loin du puits la perméabilité effective est la moyenne géométrique. La similitude des règles de changement d'échelle en conditions d'écoulements laminaire et radiale (moyenne géométrique) provient de la structure sub-parallèle de l'écoulement loin du puits (figure 13a). Ces conclusions sont valables à condition que la variance logarithmique  $\sigma^2[\ln K]$  reste modérée (de l'ordre de 1). Elles ont été confirmées et étendues pour des variances inférieures à environ 5 par une méthode de perturbation d'ordre 2 [Sánchez-Villa et al., 1999a]. L'influence des conditions aux limites sur la détermination de la perméabilité effective a également été étudiée dans une configuration dipolaire. Dans cette configuration la perméabilité entre les puits formant le dipôle est égale à la moyenne harmonique des perméabilités prises sur des cercles concentriques centrés sur les puits [Desbarats, 1993]. Les différences de structure d'écoulement illustrent la différence de ces règles de prise de moyenne (figure 13).

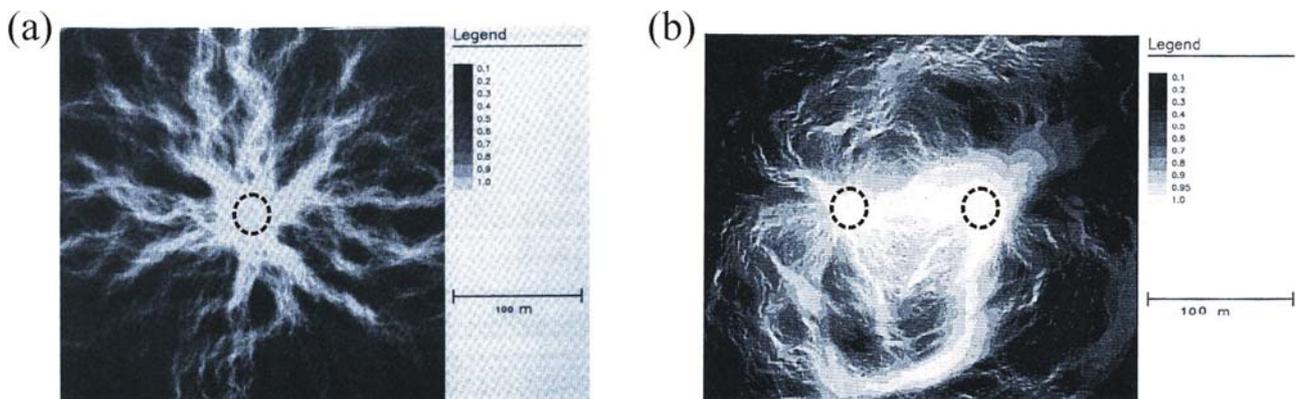


Figure 13: Intensité du flux sous deux types de conditions aux limites. (a) Conditions de type pompage avec charge constante uniforme sur les bords du carré délimitant le domaine et un puits central au centre du cercle en pointillé, d'après Desbarats [1992]. (b) Conditions dipolaire: les éléments du dipôle sont matérialisés par des cercles en pointillés, d'après Desbarats [1993].

Une partie de ces études souligne également que la perméabilité au voisinage du puits de pompage, si elle est très inférieure à la moyenne du champ de perméabilité, influence fortement la valeur de la perméabilité observée [Desbarats, 1992b; Sánchez-Villa et al., 1999a]. L'effet de l'hétérogénéité locale au puits est interprété différemment dans le cas des configurations élémentaires du chapitre précédent et dans le cas du champ de perméabilité de cette partie. Les configurations simples ont été étudiées dans un milieu non limité et théoriquement infini tandis que les études perturbatives et numériques sur des champs de perméabilité stochastique ont été menées dans des domaines de taille finie. L'extension du domaine d'étude conditionne donc le rôle de l'hétérogénéité locale au puits dans l'interprétation de la perméabilité effective.

Du point de vue du problème inverse, c'est à dire de l'estimation des paramètres de l'aquifère à partir des essais de puits, la méthode de Jacob axée sur l'interprétation aux temps longs est applicable sur les milieux hétérogènes précédents, du moment que l'hétérogénéité reste limitée [Meier *et al.*, 1998]. L'estimation de la transmissivité varie peu dans le domaine étudié tandis que les estimations du coefficient d'emmagasinement peuvent être très variables. La moyenne géométrique des coefficients d'emmagasinement estimés est néanmoins un estimateur non biaisé du coefficient d'emmagasinement réel [Sánchez-Villa *et al.*, 1999b].

### 3. Détermination d'un type de modèle d'écoulement

Dans les deux exemples précédents, la description de l'hétérogénéité est fondée sur des critères géométriques et hydrauliques locaux. Une autre approche consiste à modéliser l'hétérogénéité en fonction non plus de ses caractéristiques géométriques et hydrauliques locales mais suivant le type d'écoulement qu'elle produit. Il s'agit par exemple d'écoulement monodimensionnel lorsque le flux est concentré dans un chenal linéaire, d'écoulement bidimensionnel lorsque le flux est réparti de façon homogène dans un plan de fracture ou d'écoulement tridimensionnel pour un milieu fracturé homogénéisable en trois dimensions. Ces modèles d'écoulement dimensionnels ont été étendus à des modèles d'écoulement de dimension non entière, fractionnaire, sous l'appellation générique de modèle d'écoulement radial généralisé ("generalized radial flow model") [Barker, 1988]. Comme le développement de ce modèle est essentiellement mathématique, il n'est *a priori* lié à aucun type particulier de configuration géométrique. Le modèle d'écoulement généralisé de dimension  $n$  est la superposition d'un écoulement radial de dimension  $n$  et d'un écoulement laminaire dans la dimension  $3-n$  orthogonale. L'écoulement est isotrope, homogène et centré sur le puits de pompage. Pour des dimensions entières, le modèle d'écoulement peut être illustré simplement. Le modèle d'écoulement de dimension 2 est radial dans les plans perpendiculaires au puits et laminaire dans les plans contenant le puits. Avec  $K_f$  et  $S_{sf}$  les perméabilité et coefficient d'emmagasinement du milieu et  $h$  la charge hydraulique, l'équation de diffusivité pour un écoulement radial de dimension  $n$  s'écrit :

$$S_{sf} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K_f}{r^{n-1}} \cdot \frac{\partial}{\partial r} \left[ r^{n-1} \cdot \frac{\partial h}{\partial r} \right] \quad (9)$$

La solution de cette équation peut être trouvée analytiquement dans un domaine d'extension infinie grâce à une transformation de Laplace temporelle. La solution fait intervenir la fonction gamma incomplète complémentaire  $\Gamma$  :

$$h(r, t) = \frac{Q_0 r^{2\nu}}{4\pi^{1-\nu} K_f b^{3-n}} \Gamma(-\nu, u) \text{ avec } \nu = 1 - \frac{n}{2} \text{ et } u = \frac{S_{sf} r^2}{4K_f t} \quad (10)$$

où  $Q_0$  est le débit du puits pompé et  $b$  la mesure typique de l'extension de l'écoulement laminaire transverse. En dimension 2,  $b$  correspond à la hauteur de la nappe si bien que  $K_f b^{3-n}$  peut être interprété comme une transmissivité généralisée.  $K_f/S_{sf}$  reste dans tous les cas l'expression de la diffusivité du milieu. Pour  $u \ll 1$ , un calcul asymptotique conduit à l'expression simplifiée suivante :

$$h(r, t) = \frac{Q_0}{4\pi^{1-\nu} K_f b^{3-n} \nu} \left[ \left( \frac{4K_f t}{S_{sf}} \right)^\nu - \Gamma(1-\nu) r^{2\nu} \right] \quad (11)$$

L'intérêt du modèle de Barker réside à la fois dans sa simplicité et dans la variété des courbes de rabattement qu'il peut simuler. La dimension de l'écoulement radial  $n$  conditionne particulièrement la réponse de l'aquifère pour les temps longs. Si  $n > 2$ , la charge tend vers une constante quand la durée de l'essai de puits devient grande alors que pour  $n \leq 2$ , la charge diverge (figure 14). Pour interpréter les autres caractéristiques des courbes types fournies par le modèle de Barker, l'expression (10) peut être condensée en :

$$h(r, t) = h_0 \Gamma\left(-\nu, \frac{t_c}{t}\right) \text{ avec } h_0 = \frac{Q_0 r^{2\nu}}{4\pi^{1-\nu} K_f b^{3-n}} \text{ et } t_c = \frac{S_{sf} r^2}{4K_f} \quad (12)$$

$h_0$  décrit la hauteur de la courbe de rabattement dans un diagramme bilogarithmique. Sa détermination à partir d'un essai de puits donne la valeur de la transmissivité généralisée  $K_f b^{3-n}$ .  $t_c$  caractérise le délai avant l'arrivée du front d'onde à un point à une distance  $r$  du puits. Selon l'expression (12),  $t_c$  ne dépend pas de la dimension de l'écoulement  $n$ , ce qui découle de l'hypothèse d'homogénéité du domaine d'écoulement.  $t_c$  est le paramètre de calage latéral de la courbe de rabattement. Ainsi la forme des courbes de rabattement est donnée par la dimension d'écoulement  $n$  tandis que les calages vertical et transversal donnent une estimation de la transmissivité généralisée et de la diffusivité du milieu. La dimension d'écoulement  $n$  du milieu peut également être estimée à partir du profil de charge en permanent. En effet :

$$\begin{aligned} h(r, t) - h_0 &\sim r_0^{2-n} - r^{2-n} \text{ pour } n \neq 2 \\ h(r, t) - h_0 &\sim \ln\left[\frac{r_0}{r}\right] \text{ pour } n = 2 \end{aligned} \quad (13)$$

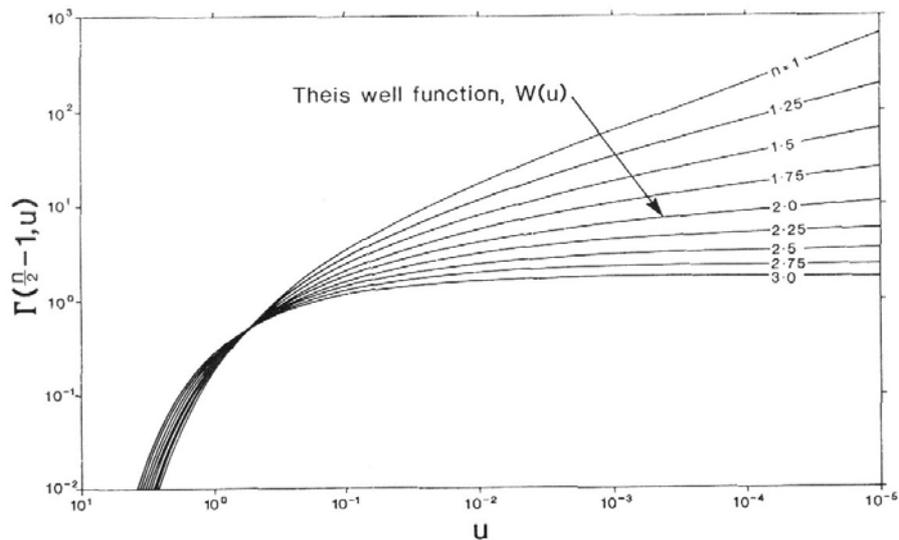


Figure 14: Fonction gamma incomplète, d'après Barker [1988].

Les effets de peau et de capacité de puits peuvent être additionnés au modèle sans difficultés théoriques cependant la solution trouvée dans l'espace de Laplace temporel ne peut être inversée analytiquement [Barker, 1988]. De nombreuses extensions ont été apportées au modèle d'écoulement radial généralisé sans changer fondamentalement la nature de l'écoulement. Il s'agit par exemple de l'addition d'une drainance [Hamm and Bidaux, 1994] ou de l'extension à des milieux double-porosité [Hamm and Bidaux, 1996]. Le concept a même été repris dans la modélisation d'écoulements multiphasiques [Binning and Celia, 1999].

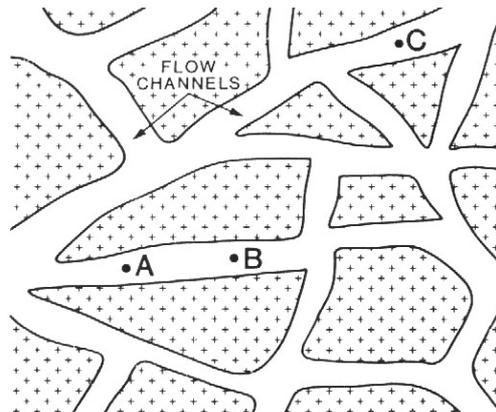


Figure 15: Milieu fracturé hypothétique. Le puits est placé en A. Entre A et B, l'écoulement est monodimensionnel tandis qu'entre A et C, l'écoulement est bidimensionnel. D'après Barker [1988].

Si le modèle a été initialement destiné à être appliqué au milieu fracturé, sa capacité à modéliser l'écoulement dans un réseau de fractures complexe n'est pas assurée en raison de l'absence de relation *a priori* entre la dimension d'écoulement et la structure des réseaux naturels. Barker [1988] avance l'idée qu'une structure fractale de dimension  $n$  devrait donner un écoulement de dimension

$n$ . Une telle relation devrait être justifiée au cas par cas étant donné que l'écoulement sur un "Self-Avoiding-Walk" est de dimension 1 alors que la structure peut prendre une dimension quelconque entre 1 et 3. *Barker* [1988] signale également que la dimension hydraulique  $n$  pourrait ne pas être un paramètre intrinsèque de l'écoulement et qu'il pourrait dépendre de l'échelle. En effet l'écoulement serait essentiellement monodimensionnel dans les fractures les plus proches du puits et bidimensionnel lorsque le réseau devient dense (figure 15). La résolution de l'équation de diffusivité en régime transitoire demande de disposer de capacités numériques importantes en général et plus spécialement lorsque le modèle comprend une large gamme d'échelle comme dans le cas des fractals. Ainsi, la simulation d'essais de puits menée sur des objets fractals générés par des méthodes d'IFS n'a pas pu confirmer ni infirmer le modèle de *Barker* sur des exemples synthétiques ("Iterated Function System") [*Acuna and Yortsos, 1995*] (figure 16b). En revanche, l'observation d'essais de puits naturels montre que, dans bon nombre de cas, le modèle d'écoulement radial est mieux adapté à la modélisation du rabattement que le milieu double porosité [*Acuna et al., 1992*].

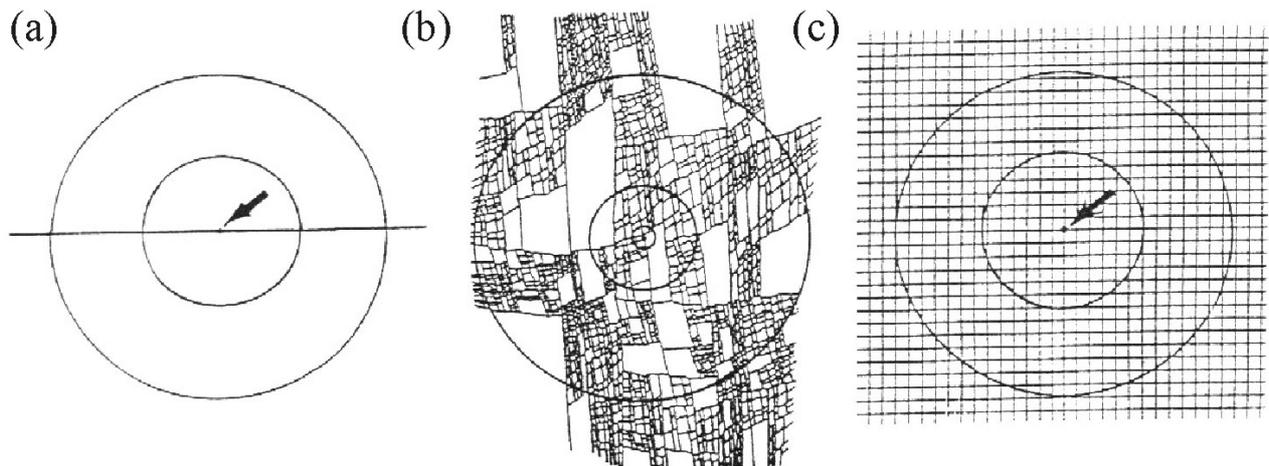


Figure 16: Milieux de dimension  $D$ . (a)  $D=1$ , (b)  $1 < D < 2$  et (c)  $D=2$ . D'après *Acuna et Yortsos* [1995].

Du point de vue théorique, le modèle de *Barker* suppose que l'écoulement est homogène quelle que soit sa dimension. Cette hypothèse peut s'avérer caduque dans le cas des milieux fracturés. C'est pourquoi un modèle théorique tenant compte de l'hétérogénéité dans l'espace de l'écoulement de dimension  $n$  a été développé [*Chang and Yortsos, 1990*]. Fondé sur une étude théorique de la diffusion sur des fractals [*O'Shaughnessy and Procaccia, 1985*], ce modèle prend en compte le ralentissement de la diffusion dû au caractère fractal du milieu. L'écoulement est régi par l'équation de diffusion suivante :

$$S_{sf} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K_f}{r^{n-1}} \cdot \frac{\partial}{\partial r} \left[ r^{n-1-\theta} \cdot \frac{\partial h}{\partial r} \right] \quad (14)$$

Les équations de diffusion de ce modèle et du modèle de Barker ne diffèrent que par l'exposant  $\theta$  dont la définition est donnée par l'évolution temporelle du rayon quadratique moyen de diffusion :

$$\langle r^2 \rangle \sim t^{\frac{2}{2+\theta}} \quad (15)$$

Dans le cas de réseaux homogènes mono- et bidimensionnels (figures 16a et c),  $\theta=0$  et à titre d'exemple, pour l'amas infini au seuil de percolation  $\theta \approx 0.86$ . Dans le cadre de la théorie de la percolation, l'exposant  $\theta$  n'est pas déterminé par les seuls exposants géométriques même si des relations proches existent [Orbach, 1986]. L'absence de relation systématique entre exposants géométrique et hydraulique nécessite une estimation directe de  $\theta$ .

L'introduction de l'hétérogénéité topologique (par le biais de  $\theta$ ) dans le modèle d'écoulement généralisé modifie non seulement la vitesse de propagation du front de diffusion mais intervient également dans la définition de la dimension d'écoulement apparente  $n$  à partir du profil de charge à l'infini ou du rabattement au puits. Si  $n_{per}$  est la dimension apparente définie par le profil de charge à l'infini (équation 12) et  $n_{rab}$  la dimension apparente définie par le rabattement (équation 13),  $n$  est dans les deux cas fonction à la fois de la dimension d'écoulement apparente ( $n_{per}$  ou  $n_{rab}$ ) et de l'exposant hydraulique  $\theta$ :

$$n = n_{per} + \theta \quad (16)$$

$$n = (1 + \theta) \cdot n_{rab} \quad (17)$$

On retrouve bien  $n_{rab}=n_{per}=n$  pour une diffusion normale ( $\theta=0$ ). Lorsque  $\theta \neq 0$ ,  $n$ ,  $n_{rab}$  et  $n_{per}$  ne sont plus directement comparables et acquièrent des sens physiques différents, c'est pourquoi la connaissance de  $\theta$  est indispensable pour interpréter les dimensions hydrauliques apparentes, quelles soient révélées par le profil de charge en permanent ou par le rabattement au puits. La relation (17) explique notamment qu'un écoulement puisse apparaître plutôt radial ( $n_{rab} < 2$ ) lorsque le domaine d'écoulement est plutôt sphérique ( $n > 2$ ).

Le modèle a été validé sur un tapis de Sierpinski en 2D [Acuna and Yortsos, 1995]. D'un point de vue pratique, le modèle d'Acuna et Yortsos [1995] introduit un paramètre supplémentaire qui ne peut être spécifié grâce à la seule connaissance du rabattement dans le puits pompé. Seule la dimension d'écoulement apparente  $n_{per}$  est accessible, c'est à dire une fonction de  $n$  et  $\theta$ .

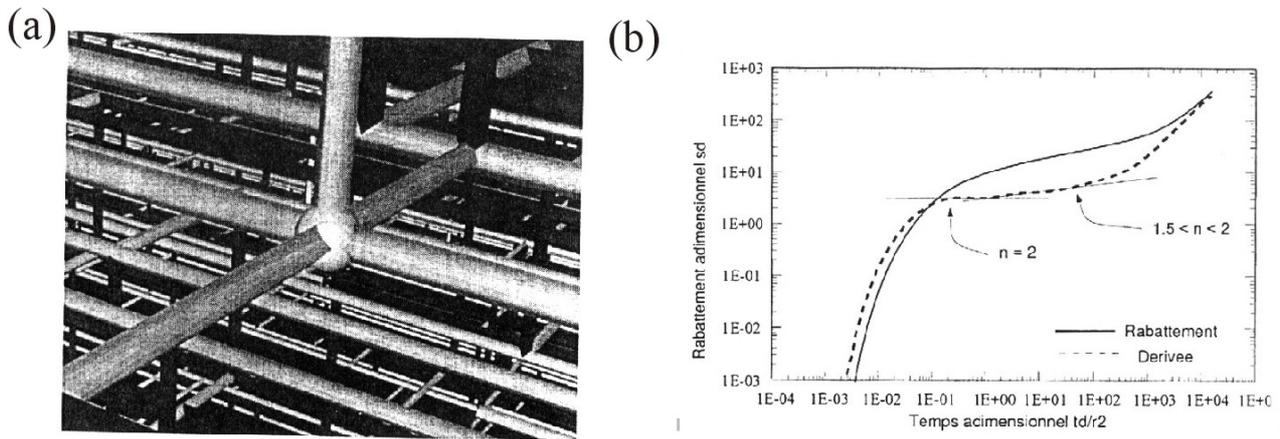


Figure 17: (a) Modèle synthétique de tubes dans lesquels l'écoulement prend place, le puits est représenté par une boule. (b) Rabattement au puits de pompe. D'après Jourde [1998].

Le modèle d'écoulement généralisé de Barker a également été testé sur un modèle de réseaux de fractures orthogonales [Jourde et al., 1998]. Le modèle de milieu fracturé est fondé sur des hypothèses mécanistes et des mesures statistiques. Le réseau tridimensionnel est créé par deux générations successives de plans de fractures. La croissance d'une fracture est stoppée par d'autres fractures suivant une probabilité spécifiée. Les écoulements sont concentrés dans un réseau de tubes formé de l'ensemble des intersections de fracture (figure 17a). La distribution de perméabilité des tubes est binaire et déterminée par la phase de génération dans laquelle ont été générés les plans de fracture s'intersectant. Les rabattements simulés montrent que la dimension d'écoulement  $n$  n'est pas nécessairement entière d'une part et n'est pas constante tout au long d'un test ainsi que Barker le présentait (figure 17b). Ces résultats demandent à être confirmés sur de plus grandes gammes d'échelle. Le modèle montre qu'un écoulement de dimension fractionnaire non entière n'est pas nécessairement dû à une structure fractale et que le concept d'écoulement fractionnaire semble efficace dans la description de modèles de réseaux fracturés réalistes. Cependant d'une part, il ne quantifie pas précisément les relations entre les caractéristiques géométriques des milieux fracturés et les dimensions d'écoulement et d'autre part les différences entre les courbes de rabattement dans ces modèles et dans des milieux double-porosité ne sont pas clairement établies.

Les modèles d'écoulement simplifiés précédents présentent l'avantage d'offrir une large gamme de courbes de rabattement simples soutenues par des modèles théoriques globaux. En revanche, il reste à déterminer pour quel type de milieux fracturés ils sont pertinents et éventuellement quelle est la signification de leurs paramètres et notamment des dimensions d'écoulement ( $n$ ) et de transport anormal ( $\theta$ ). Les modèles d'écoulement simplifiés peuvent être directement confrontés aux milieux fracturés naturels ou indirectement aux modèles discrets construits à partir des caractéristiques des

milieux fracturés naturels. La comparaison avec des modèles discrets perd en réalisme mais gagne en accessibilité et en représentativité statistique.

## G. Complexité des phénomènes physiques et hétérogénéité du milieu fracturé

La démarche de caractérisation des structures d'écoulement est progressive et s'organise dans le sens de l'étude des propriétés hydrauliques de complexité croissante. La première étape consiste à décrire les propriétés de connectivité. Elle a été en majeure partie abordée dans la thèse d'Olivier Bour [Bour, 1997]. La deuxième étape qui forme l'essentiel de ce travail est axée sur la perméabilité et à travers celle-ci sur les structures d'écoulement typiques. La simplification recherchée pour les modèles de perméabilité est non seulement destinée à la recherche d'un meilleur accord avec les observations mais également à servir de base à l'étude de phénomènes hydrauliques plus complexes tels que le transport d'éléments. Le transport d'éléments est certainement sensible à une structure d'écoulement plus complexe que le flux mais il est possible que cette structure plus complexe, plus fine, s'organise autour de celle du flux. Cette idée est également soutenue par l'importance des phénomènes de flux et de transport et des équations qui les régissent (figure 18).

Le parti pris de cette thèse est de rechercher l'effet de la géométrie du milieu sur les propriétés d'écoulement et notamment la perméabilité. Une autre approche consiste à modéliser des phénomènes complexes dans des modèles géométriques simples ne tenant pas compte de la complexité géométrique naturelle. Ces deux démarches peuvent être illustrées sur la figure 19. La recherche des effets d'une complexité géométrique croissante correspond à descendre dans le diagramme suivant une verticale, tandis que l'étude de phénomènes plus complexes consiste à se déplacer sur une horizontale. La démarche entreprise représentée par la surface grisée et les carrés noirs s'organise clairement autour des verticales. Deux raisons viennent étayer ce choix *a priori*. La première réside dans l'objectif fixé de rechercher une modélisation efficace des milieux fracturés naturels pour des phénomènes physiques simples comme la perméabilité. Il s'agit donc de se rapprocher au maximum des déterminants principaux des propriétés hydrauliques des milieux naturels. La seconde est la recherche de cohérence entre les modèles et les propriétés hydrauliques globales des milieux naturels telles que les effets d'échelle et de chenalisation. Cette démarche a des limites importantes. D'une part, des propriétés simples comme le transport peuvent ne pas être directement observées et intervenir dans des phénomènes plus complexes comprenant l'adsorption ou la transformation des éléments transportés. Il s'agit par exemple de l'intervention de la matrice



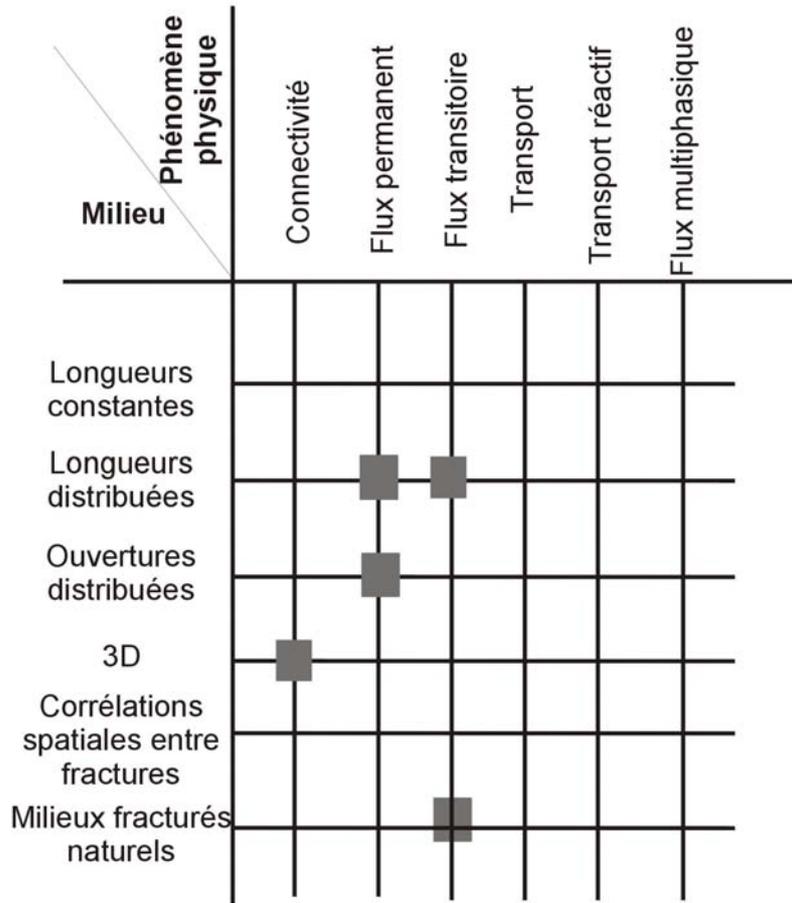


Figure 19: Complexités des phénomènes physiques (abscisse) et de la géométrie des milieux fracturés (ordonnée). Les carrés gris foncés sont les points abordés dans cette thèse.

tel-00135820, version 1 - 9 Mar 2007



## II. INFLUENCE DES CARACTERISTIQUES GÉOMÉTRIQUES ET HYDRAULIQUES LOCALES DE LA FRACTURATION SUR L'ÉCOULEMENT DANS DES MODELES DE RESEAUX DE FRACTURES BIDIMENSIONNELS

Le principal objet de cette thèse est de définir un cadre théorique à la modélisation de l'écoulement dans des milieux fracturés qui soit cohérent à la fois avec les caractéristiques locales de la fracturation et les propriétés globales de l'écoulement observées sur le terrain. En amont, les modèles sont fondés sur les caractéristiques de la fracturation les plus couramment observées. En aval, les modèles doivent respecter les propriétés hydrauliques globales de chenalisation et d'effets d'échelle. Les modèles validés sont destinés à fournir d'une part une meilleure compréhension des relations entre propriétés géométriques et hydrauliques dans les réseaux de fractures et d'autre part des structures d'écoulement typiques simplifiées. Il sera en particulier question de l'évaluation des modèles d'écoulement classiques constitués de fractures de longueur infinie ou infinitésimale.

Le choix des caractéristiques géométriques de la fracturation à la base de la modélisation du comportement hydraulique des réseaux de fractures relève à la fois des connaissances disponibles sur les distributions de caractéristiques géométriques de fracture et des propriétés d'écoulement globales (chenalisation et effets d'échelle). Suivant l'idée, parfois erronée, que les effets d'échelle observés sur la perméabilité sont dus à des distributions de caractéristiques physiques de fractures larges et peut-être même non limitées, l'accent a été porté sur l'influence des propriétés géométriques non bornées. C'est pourquoi les principales hypothèses de la modélisation porteront sur les distributions de longueurs et d'ouvertures de fracture. Bâtir un modèle en ne retenant qu'un ou deux aspects de la fracturation naturelle est restrictif, mais permet d'une part d'accéder à des relations simples entre la géométrie et l'hydraulique et d'autre part d'établir une hiérarchie des caractéristiques géométriques suivant leur influence sur les structures de l'écoulement.

### A. Développement du modèle de simulation numérique des réseaux de fractures

Le développement de moyens de simulation numérique de réseaux de fractures a occupé une part importante de ce travail de thèse. L'étude numérique des réseaux de fractures synthétiques offre à la fois une alternative à l'étude théorique des réseaux discrets et des possibilités de

simulation de sites naturels. Étant donné que les propriétés des réseaux ne sont connues que de façon statistique, il existe une infinité de réseaux (formant une classe de réseaux) pour un ensemble de paramètres donnés. L'objectif est alors de générer un ensemble représentatif de réseaux de cette classe, de rechercher leurs propriétés physiques et d'étendre les résultats à l'ensemble des réseaux de la classe. La modélisation étant stochastique, l'étude des propriétés physiques donne une distribution de valeurs. Pour que cette distribution de valeurs soit aussi proche que possible de la distribution théorique et comme rien n'indique *a priori* que l'échantillon de réseaux est représentatif de l'ensemble des réseaux d'une classe, les résultats donnés par les simulations numériques sont d'autant plus précis que le nombre de réseaux analysés est important. Cette exigence de générer et d'étudier autant de réseaux que possible nécessite la constitution d'un outil de simulation performant. En plus de cette contrainte sur le nombre de simulations, l'étude des lois d'échelle sur les réseaux synthétiques demande de disposer et d'étudier les réseaux sur une large gamme d'échelles et notamment à des échelles importantes, c'est-à-dire pour un grand nombre de fractures.

Plutôt que de décrire dans le détail le code réalisé, cette partie est destinée à justifier les choix méthodologiques et algorithmiques et à donner une idée des performances du modèle numérique. Il sera également question du traitement des effets de bord, qui en présence de distributions de longueurs non bornées peuvent être non négligeables.

### 1. Génération des réseaux et recherche des amas

De façon à limiter les effets de bord, les réseaux de taille  $L$  sont générés dans des systèmes de taille  $kL$  ( $k > 1$ ) (figure 20) [Long *et al.*, 1982]. Certaines fractures sont tronquées par les bords du système d'étude. Après troncature, le réseau est organisé en ensembles de fractures connectées, les amas. Parmi les amas, certains peuvent être connectés aux bords du système d'étude. Ce sont les amas infinis [Stauffer and Aharony, 1992]. Ils sont définis de deux façons suivant le nombre de bords qu'ils connectent. Si l'amas infini connecte les quatre bords du système, il est unique. En revanche, il peut exister plusieurs amas disjoints, qui ne connectent que deux bords opposés du système d'étude. Cette situation est cependant limitée à des systèmes proches du seuil de percolation et s'avère exceptionnelle dans le cadre classique de la théorie de la percolation [Newman and Schulman, 1981]. Les règles de définition des amas infinis par connexion de 2 ou 4 bords sont couramment dénommées R2 et R4 [Reynolds *et al.*, 1980]. Pour des systèmes composés de fractures infinitésimales, les règles R2 et R4 conduisent aux mêmes résultats lorsque la taille du système augmente, tandis que pour des systèmes de taille finie, la règle R4 permet de diminuer la variabilité des résultats. Cependant pour des réseaux ayant des fractures de longueurs non limitées, les deux règles de connexion ne conduisent pas à la même probabilité de connexion quelle que soit

la taille du système (figure 21a). Ces différences sont dues à des effets de taille finies non négligeables, qui ne diminuent pas lorsque la taille du système augmente. Ces mêmes effets ne permettent pas une définition précise du seuil de percolation car la largeur  $\Delta$  de la transition entre réseaux connectés et non connectés reste constante lorsque la taille du système augmente (figure 21b) [Bour and Davy, 1997]. Des conclusions similaires ont été établies pour les milieux continus corrélés pour lesquels les corrélations peuvent s'étendre jusqu'à la taille du système [Weinrib and Halperin, 1983; Weinrib, 1984; Prakash et al., 1992; Schmittbuhl et al., 1993b; Sahimi and Mukhopdihyay, 1996]. La règle de connexion R2 a été retenue dans ce travail, malgré la probabilité non nulle d'obtenir plusieurs amas infinis. Ce choix a été guidé par le fait que, dans des conditions aux limites de type perméamètre, un réseau qui connecte les bords perméables du système a une perméabilité non nulle, même quand il ne connecte que les deux bords perméables du système. Néanmoins, quelle que soit la règle de connexion retenue, les mêmes types d'évolution de la probabilité de connexion ont été obtenus (figure 21).

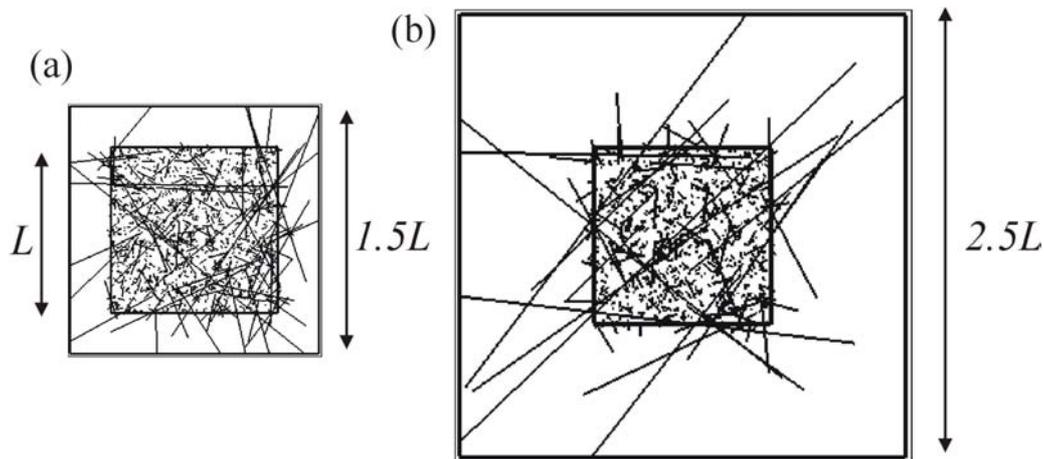


Figure 20 : Génération d'un réseau de fractures de taille  $L$  dans un système de taille (a)  $1.5L$  et (b)  $2.5L$ . Seules les fractures intersectant le système de taille  $L$  sont représentées.

Du point de vue algorithmique, les performances des fonctions de génération de réseaux et de recherche des amas sont déterminées par la recherche des intersections entre bords du système et fractures d'une part et entre fractures d'autre part. Quand la taille du système de génération augmente devant la taille du système d'étude, le nombre de fractures générées à l'extérieur du système et n'intersectant pas le domaine d'étude devient grand, ralentissant la génération du réseau d'étude. Ainsi le rapport de taille entre système de génération et système d'étude doit rester limité pour conserver une phase de génération rapide.

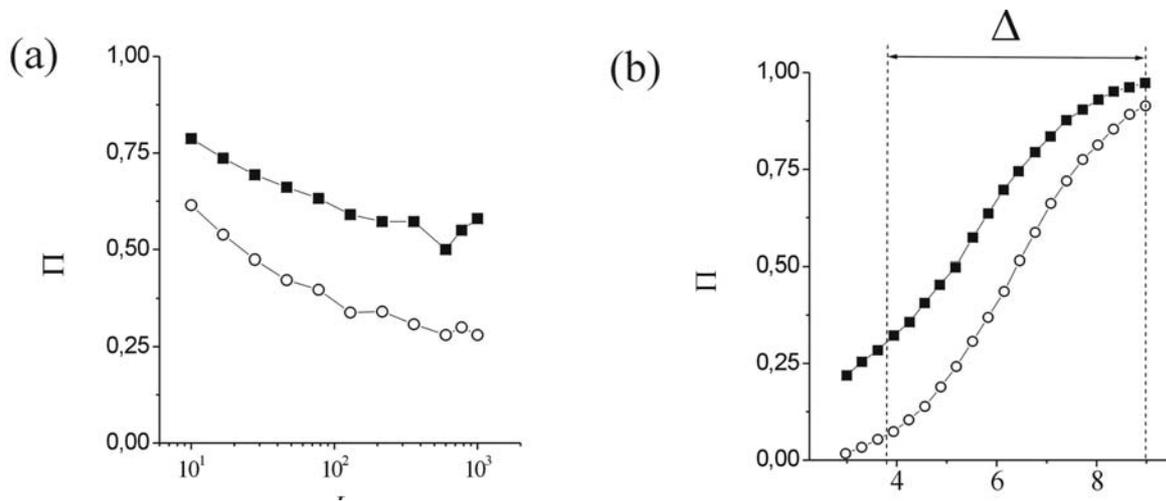


Figure 21 : Probabilité de connexion des réseaux pour 2 (carrés pleins) et 4 (disques ouverts) bords connectés du système pour une distribution puissance de longueurs  $n(l) \sim l^{-a}$  avec  $a=2.5$  en fonction (a) du paramètre de percolation  $p$  pour  $L/l_{\min}=100$  et (b) de la taille du système  $L$  pour  $p=5.8$ .

Les réseaux étudiés pouvant contenir plusieurs centaines de milliers de fractures, le temps de recherche des amas dépend du nombre de tests d'intersection entre fractures. L'algorithme classique consiste à tester tous les couples fractures. Il est d'ordre  $n^2$ . Pour accélérer cette procédure, une méthode de recherche des intersections par balayage plus performante a été utilisée [Preparata and Shamos, 1985]. Les extrémités des fractures sont dans un premier de temps ordonnées par abscisses croissantes dans un vecteur. Ensuite ce vecteur est parcouru de façon à ce que seules les configurations pour lesquelles deux fractures coupant la même verticale soient testées (figure 22). Pour  $n$  fractures, une procédure de tri comme le tri bulle prend un temps de l'ordre de  $n \log n$ . Le nombre d'intersections testées dépend fortement de la valeur de l'exposant  $a$ , mais est supérieur à  $n \log n$ . Même si le gain en temps n'est pas de l'ordre de  $n/\log n$ , il reste très conséquent. Par exemple, pour un réseau généré pour un exposant caractéristique de la distribution des longueurs  $a$  de 2.5 (1) et contenant 26.000 fractures, la méthode classique a duré 9 minutes tandis que la méthode par balayage a duré 9 secondes, soit un gain de temps d'un facteur 60. Enfin le test des intersections de fractures a été optimisé grâce à l'utilisation du produit croisé [Cormen et al., 1994], qui permet de distinguer les configurations (a) et (b) de la figure 22 sans rechercher explicitement les intersections.

La détermination du seuil de percolation nécessite la recherche d'amas au seuil de percolation. Celle-ci est effectuée en deux étapes. La première étape consiste à trouver un réseau connecté légèrement au-dessus du seuil de percolation sur lequel sont recherchées les connexions entre fractures. Dans une deuxième étape, le seuil de percolation pour ce réseau est recherché par dichotomie en enlevant une partie des fractures. Cette méthode recommandée par Stauffer [1992]

est en particulier plus performante pour ce problème particulier que l'algorithme d'Hoshen-Kopelman [Hoshen and Kopelman, 1976]. Pour l'algorithme d'Hoshen-Kopelman, les fractures étant ajoutées progressivement, les intersections entre fractures sont testées sur tous les couples, ce qui ne permet pas d'utiliser la méthode de recherche par balayage. La méthode dichotomique est utilisable car le réseau peut être stocké en entier ce qui n'est pas le cas dans l'étude de grilles dont le nombre de mailles excède les capacités mémoires les plus importantes [Hoshen, 1997].

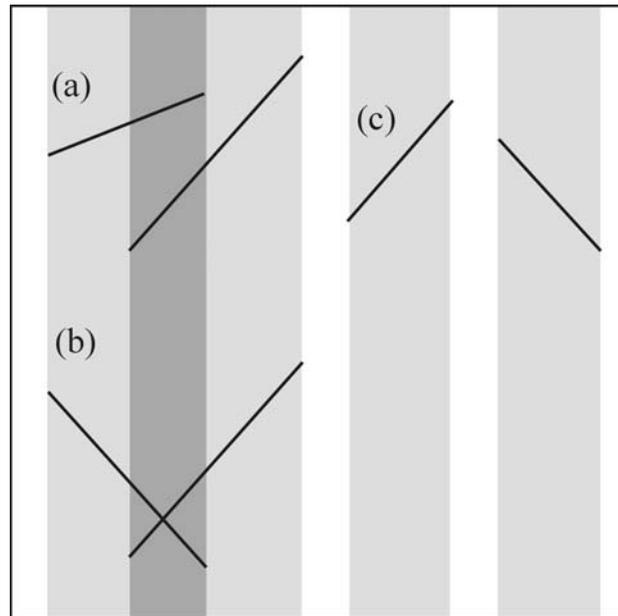


Figure 22 : Illustration des tests d'intersection par la méthode de balayage. Dans les configurations (a) et (b), le test d'intersection est effectué car les fractures coupent une même zone verticale soulignée en gris foncé. En revanche, dans la configuration (c) les fractures n'intersectant pas les mêmes zones verticales, l'intersection entre les deux fractures n'est pas testée.

## 2. Recherche des flux en régime permanent

Une fois déterminé s'il existe un amas infini (amas connecté aux bords du système), la recherche des flux devient possible. Si le réseau est déconnecté, la matrice étant considérée comme imperméable, le système est imperméable et sa perméabilité globale est nulle. En revanche, lorsqu'il existe un amas infini, des flux peuvent circuler dans le réseau. La recherche des flux repose sur l'hypothèse que la loi de Darcy est applicable à l'échelle d'un segment de fracture (voir partie II-C), c'est-à-dire entre deux nœuds du réseau (intersections entre fractures ou extrémité de fracture). La loi de diffusion de Darcy à l'échelle des fractures et l'équation de conservation de la matière permettent de discrétiser l'équation de diffusivité sur la structure donnée par l'amas infini ou par le backbone. Le maillage, formé par ces structures, est irrégulier. Chaque nœud a de un à

quatre voisins suivant qu'il est sur l'extrémité d'une fracture ou à l'intersection de deux fractures. La distance entre deux nœuds peut être très variable lorsque d'une part la densité de fractures est faible et d'autre part la distribution de longueurs de fractures est une loi de puissance telle que (1) ayant un exposant  $a$  compris entre 1 et 3 (figure 25-4). La discrétisation est une opération classique en analyse numérique [Larrourou and Lions, 1994]. Si  $i$  est un point quelconque du réseau ayant  $n_i$  voisins repérés par l'indice  $j$  (figure 23), le principe de conservation de la matière au nœud  $i$  s'écrit en utilisant la discrétisation par volumes finis d'ordre 1:

$$\sum_{j=1}^{n_i} Q_{ij} = q_i \quad (18)$$

avec  $q_i$  le flux extérieur apporté au nœud  $i$  et  $Q_{ij}$  le flux entre les nœuds  $i$  et  $j$ . Comme d'après la loi cubique,  $Q_{ij} = -K_{ij} \cdot \frac{h_j - h_i}{d_{ij}}$  avec  $K_{ij} = \sigma_{ij}^3$  et  $h_k$  la charge au nœud  $k$ , l'équation (18) devient :

$$\sum_{j=1}^{n_i} \frac{K_{ij}}{d_{ij}} (h_i - h_j) = q_i \quad (19)$$

Si les nœuds  $i$  appartiennent aux limites du réseau (notées  $L$ ) et si sur ces limites sont fixées des conditions aux limites de type Dirichlet, l'équation (19) peut être transformée de façon à ne faire apparaître dans le terme de gauche que les inconnues et dans le terme de droite que les données :

$$\text{si } i \notin L : \left[ \sum_{j=1}^{n_i} \frac{K_{ij}}{d_{ij}} \right] \cdot h_i - \sum_{j \notin L} \frac{K_{ij}}{d_{ij}} \cdot h_j = \sum_{j \in L} \frac{K_{ij}}{d_{ij}} \cdot h_j + q_i \quad (20)$$

si  $i \in L : h_i$  est fixée

Les conditions aux limites utilisées sont de trois grands types. Les plus classiques sont les conditions aux limites de type "gradient", pour lesquelles deux faces opposées du système sont à des charges imposées et les deux bords perpendiculaires sont imperméables (figure 24a). Ce sont les conditions déduites du perméamètre de Darcy. Ces conditions peuvent être modifiées en remplaçant les limites perméables par des limites à charge imposée. La charge sur les bords latéraux varie linéairement d'un bord à l'autre du système (figure 24b). Les dernières conditions aux limites utilisées de type "pompage" sont caractérisées par un flux imposé au centre du réseau et des conditions de charge imposée sur les bords (figure 24c).

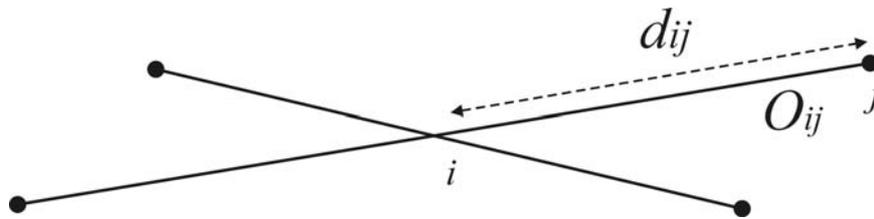


Figure 23 : Schéma de l'intersection entre deux fractures. Le point d'intersection est noté  $i$  et ses voisins  $j$ . La distance entre deux points est  $d_{ij}$  et l'ouverture du segment correspondant  $o_{ij}$ .

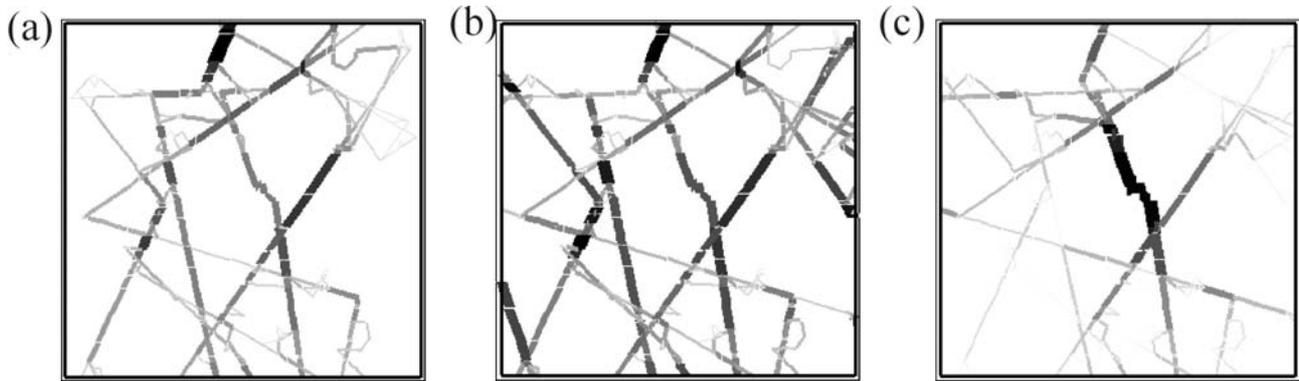


Figure 24 : Flux calculé dans le même réseau mais avec des conditions aux limites de type (a) "gradient" (a) sans et (b) avec bords latéraux perméables et (c) "pompage".

La discrétisation de l'équation de diffusion conduit ainsi à un système d'équations  $Ah=b$  dont la dimension est égale au nombre de nœuds du réseau. Selon l'expression (20),  $A$  est symétrique définie positive. La recherche des charges aux nœuds du réseau passe par la résolution de ce système d'équations. Pour cela la bibliothèque numérique PETSc a été utilisée (The Portable, Extensible Toolkit for Scientific Computation) [Balay et al., 1997]. PETSc permet de stocker la matrice  $A$  dans un format creux et de résoudre le système  $Ah=b$  suivant les méthodes classiques. Des méthodes itératives et directes ont été testées. Les méthodes itératives mises en œuvre ont toutes pour racine commune le gradient conjugué, applicable car la matrice  $A$  est symétrique, mais diffèrent par leur type de préconditionnement. La méthode du gradient conjugué a été utilisée seule et avec des préconditionnements de type Jacobi ou de type factorisation incomplète (ILU ou ICC) [Saad, 1996, par exemple]. Ces méthodes ont déjà été appliquées à des problèmes hydrogéologiques dans des milieux poreux tridimensionnels [Larabi and Smedt, 1994]. La méthode directe utilisée est la décomposition de Cholesky conduisant à  $A=RR^T$  car la matrice est symétrique définie positive [Saad, 1996]. Le tableau 3 donne les performances des différentes méthodes numériques pour un réseau comparable à celui de la figure 25-4. La méthode directe est très nettement plus performante que les méthodes de gradient conjugué quel que soit le préconditionnement. La recherche du backbone par une méthode de parcours de graphe dérivée de l'algorithme de "mise à feu" (burning algorithm) [Hermann et al., 1984] est peu performante en regard de la recherche des flux sur l'amas

infini. De plus la différence de performances entre le calcul de flux sur l'amas infini par la décomposition de Cholesky et la recherche du backbone ne justifie pas l'utilisation de l'algorithme géométrique de recherche du backbone. C'est pourquoi, dans toute la suite, les flux en régime permanent seront cherchés directement sur l'amas infini même si l'on sait *a priori* que les bras morts ne sont pas conducteurs. Enfin les performances de recherche des amas et des flux sont comparables. Les rapports de temps sont modifiés lorsque la densité des réseaux augmente mais les performances des algorithmes restent comparables.

(a)

Fonctions géométriques	
Recherche des amas par la méthode classique	95
Recherche des amas par balayage	3
Recherche du backbone	41

(b)

Recherche des flux		
Méthode itérative : Gradient Conjugué + Préconditionnement	Amas infini	Backbone
Aucun		370
Jacobi	563	48
Ilu	175	19
Méthode directe : décomposition LU	2	1

Tableau 3 : Performances en secondes des algorithmes géométriques (a) et de recherche des flux (b) pour un réseau comparable généré pour un exposant  $\alpha$  de 2.5 et dont l'amas infini contient 10.000 points et le backbone 4.000.

Pour expliquer la différence de performance entre les méthodes directe et itérative, les complexités des méthodes directe et itérative peuvent être estimées :

- ◆ Pour la méthode directe, la factorisation  $A=RR^T$  est de complexité  $O(k.NZ(R))$  où  $NZ(R)$ , le nombre d'éléments non nuls de  $R$  est égal à  $k.N$  où  $N$  est l'ordre du système et où  $k$  correspond au nombre moyen d'éléments non nuls par ligne de  $R$ . La résolution de  $(RR^T).x=b$  est de complexité  $O(NZ(R))$ . Globalement la complexité de la méthode directe est de  $k.O(NZ(R))$ .
- ◆ Pour la méthode itérative, le produit  $y=Ax$  et le préconditionnement sont des opérations de complexité  $O(NZ(A))$  avec  $NZ(A)$  le nombre d'éléments non nuls de la matrice  $A$ . Globalement si la convergence est réalisée en  $N_{ITER}$  itérations, l'algorithme est de complexité  $N_{ITER}.O(NZ(A))$ .

Ainsi le rapport des complexités des méthodes itérative et directe est :

$$\frac{\text{itératif}}{\text{direct}} = \frac{N_{ITER}.O(NZ(A))}{k.O(NZ(R))} \quad (21)$$

Étant donné que chaque point a au plus 4 voisins, le nombre d'éléments non nuls moyen par ligne de  $A$  est de l'ordre 5, de telle sorte que  $NZ(A) \sim 5.N$ . D'après les données du tableau 5, la factorisation  $A=RR^T$  liée à l'algorithme de réorganisation du degré minimum conduit au maximum à un remplissage double de  $R$  par rapport à celui de  $A$ :  $NZ(R) \sim 2.NZ(A) \sim 10.N$ , d'où  $k \sim 10$ . Le rapport *itératif/direct* de l'équation (21) est alors de l'ordre de  $N_{ITER}/20$ . Comme  $N_{ITER}$  est toujours très supérieur à 20 même après conditionnement (tableau 4), les méthodes directes ne sont pas concurrentielles pour ce problème. Le paragraphe suivant explique les raisons de l'importance du nombre d'itérations.

La colonne  $cond_{est}(A)$  du tableau 4 donne une estimation du conditionnement de la matrice  $A$  pour les six réseaux de la figure 25. L'estimation provient de la fonction du logiciel matlab "cond<sub>est</sub>" fondée sur la méthode de Higham [1988]. Le conditionnement est d'autant meilleur qu'il est proche de 1. Or pour les six réseaux, l'estimation du conditionnement est au minimum de 1.000 et s'étend sur une gamme de neuf ordres de grandeur. Une estimation du conditionnement a également été calculée après préconditionnement par la méthode de Cholesky incomplète (tableau 4, colonne  $cond_{est}(A.R^{-1})$ ). Le conditionnement diminue d'en moyenne trois ordres de grandeur mais reste important. Le préconditionnement entraîne également une diminution du nombre d'itérations de la résolution du système d'un facteur 100 en moyenne (tableau 4). Que ce soit avant ou après préconditionnement, le conditionnement du système reste médiocre. Ceci est dû au large spectre de la matrice  $A$  (figure 26a). L'importance des écarts entre valeurs propres est probablement en partie lié à la variété des distances entre nœuds. En effet quelques-unes des valeurs propres de la matrice  $A$  sont directement accessibles. Ce sont les valeurs propres correspondant aux extrémités de fractures. La ligne de la matrice correspondant à un de ces nœuds contient un unique élément, l'élément diagonal qui est aussi une des valeurs propres de la matrice  $A$ . Cette valeur propre est égale d'après l'équation (20) à :  $K_{ij}/d_{ij}$ . Or comme  $d_{ij}$  peut varier sur une grande gamme de valeurs, le spectre de la matrice  $A$  est large. Cette interprétation est confirmée par l'augmentation du conditionnement lorsque la distribution de longueurs s'élargit (tableau 4, conditionnement des réseaux 25-4 et 25-5 supérieur aux réseaux 25-1, 25-2 et 25-3) et *a fortiori* lorsque la distribution d'ouvertures s'élargit (tableau 4, conditionnement du réseau 25-6). Enfin les graphes de convergence des méthodes itératives (figure 26b) montrent que le nombre d'itérations reste toujours dans le même ordre de grandeur quelle que soit la précision requise. Une résolution légèrement moins précise ne conduit pas à un gain de temps en proportion.

Le mauvais conditionnement de la matrice  $A$  et le nombre important de valeurs propres inférieures à  $10^{-1}$  (figure 26a) expliquent le fait que les méthodes directes soient les plus performantes. Cependant, pour des réseaux ayant un très grand nombre de nœuds, le facteur limitant

n'est plus le temps calcul mais l'occupation mémoire. Les algorithmes de réorganisation du système de Cuthill-McKee et du degré minimum permettent néanmoins d'optimiser l'occupation de la mémoire. Leur effet est montré schématiquement figure 27. Le nombre d'éléments non nuls du facteur de Cholesky  $R$  est de l'ordre du nombre d'éléments non nuls de  $A$  lorsqu'un des algorithmes de réorganisation est utilisé tandis qu'il est supérieur d'un facteur 5 à 10 lorsqu'aucun algorithme de réorganisation n'est utilisé (tableau 5). Les méthodes directes alliées aux algorithmes de réorganisation sont donc performantes au point de vue du temps calcul et permettent de limiter l'occupation mémoire. Pratiquement, la recherche des flux dans un réseau de 100.000 nœuds prend de l'ordre de la minute. Cependant la mémoire étant limitée à 512 mégas octets de mémoire vive dans le cadre de cette thèse, le nombre maximal de nœuds traitable est de l'ordre de 500.000.

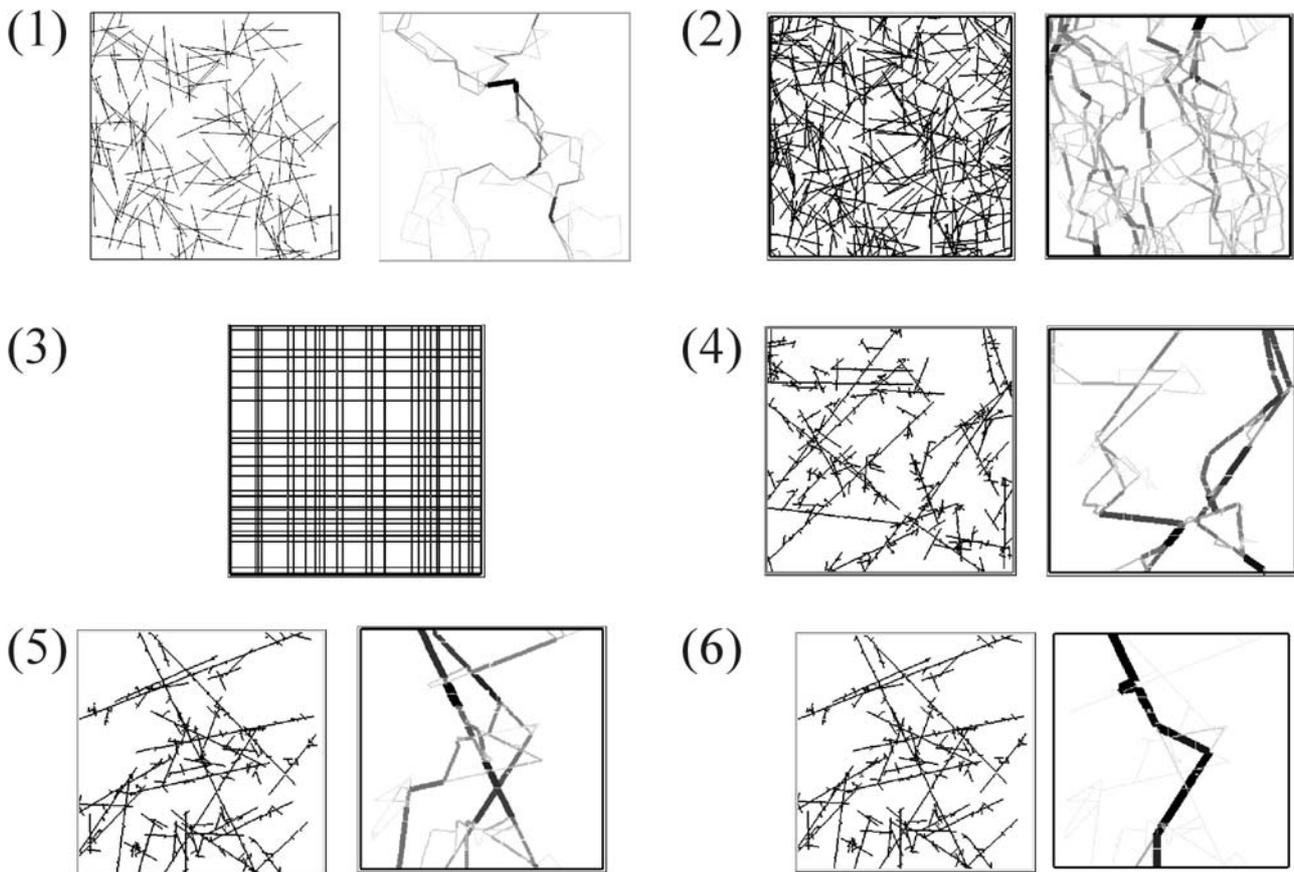


Figure 25 : Amas infinis et flux correspondants pour les six réseaux sur lesquels ont été testées les procédures numériques. (1)  $a=\infty$ ,  $p=6$ ,  $L/l_{min}=5$ . (2)  $a=\infty$ ,  $p=10$ ,  $L/l_{min}=5$ . (3)  $a=1$ ,  $p=50$ ,  $L/l_{min}=10$ . (4)  $a=2.5$ ,  $p=7$ ,  $L/l_{min}=100$ . (5)  $a=2.5$ ,  $p=8$ ,  $L/l_{min}=100$ . (6) même paramètres que (6) mais avec une distribution d'ouvertures lognormale non corrélée.

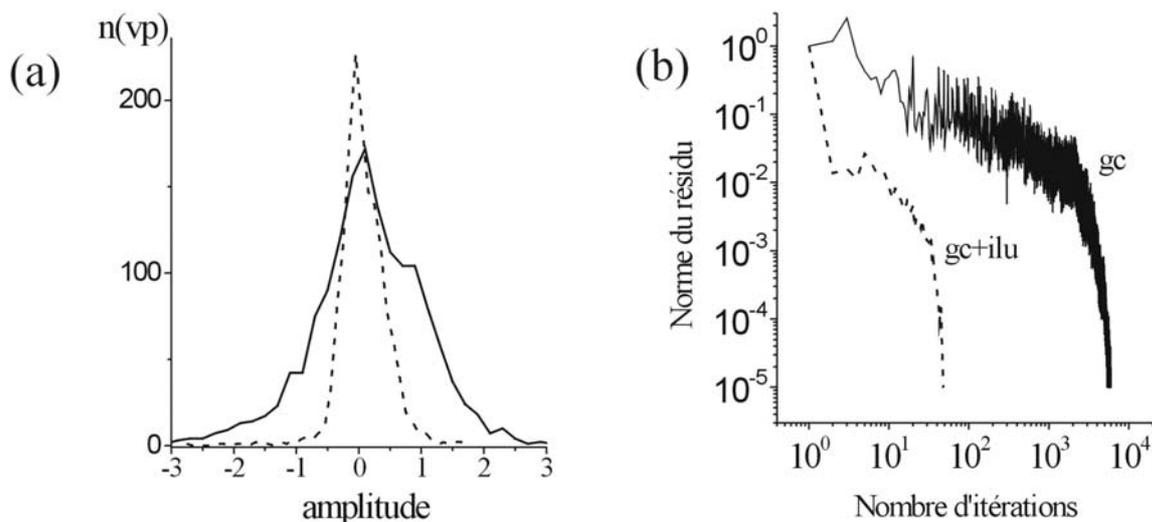


Figure 26 : Pour le réseau 25-4 de 1500 nœuds, (a) histogramme des valeurs propres avant (courbe pleine) et après (courbe pointillée) préconditionnement par la méthode ilu et (b) graphes de convergence des méthodes de gradient conjugué sans et avec préconditionnement ilu.

Réseau N°	a	p	L	Nombre de nœuds de l'amas infini	condest (A)	condest (A.R <sup>-1</sup> )	Nombre d'itérations du gradient conjugué	Idem + préconditionnement ICC au seuil de 10 <sup>-3</sup>
1	∞	6	5	597	10 <sup>6</sup>	2.10 <sup>3</sup>	1159	19
2	∞	10	5	1541	7.10 <sup>6</sup>	9.10 <sup>3</sup>	2464	26
3	1	50	1	725	6.10 <sup>3</sup>	10 <sup>2</sup>	249	9
4	2.5	7	100	1500	7.10 <sup>7</sup>	7.10 <sup>4</sup>	7386	56
5	2.5	8	100	1076	10 <sup>9</sup>	6.10 <sup>4</sup>	4658	46
6(ouvertures)	2.5	8	100	1076	10 <sup>14</sup>	10 <sup>11</sup>	15000	100

Tableau 4 : Principales propriétés de la recherche des flux par les méthodes itératives pour les six réseaux de la figure 25.

Réseau N°	a	p	L	Nombre de nœuds de l'amas infini	Nombre d'éléments non nuls de A	Nombre d'éléments non nuls de R	Idem +Cuthill-McKee	Idem +Degré minimum
1	∞	6	5	597	2031	14569	2600	2621
2	∞	10	5	1541	5723	246661	24355	11195
3	1	50	1	725	3225	184897	22225	12617
4	2.5	7	100	1500	4754	76488	5817	5688
5	2.5	8	100	1076	3434	129501	4732	4231
6(ouvertures)	2.5	8	100	1076	3434	129501	4732	4231

Tableau 5 : Principales propriétés de la recherche des flux par la méthode directe pour les six réseaux de la figure 25.

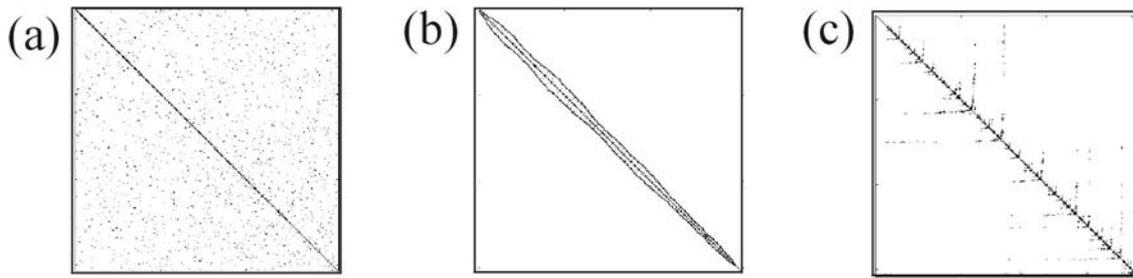


Figure 27 : Structure de la matrice intervenant dans la résolution numérique de l'équation de diffusion. Les positions des éléments non nuls sont indiquées par des points. (a) Matrice brute. (b) Matrice réorganisée suivant l'algorithme de Cuthill-McKee. (c) Matrice réorganisée suivant l'algorithme du degré minimum.

### 3. Traitement des effets de bords

Dans le cas d'une distribution de longueurs de fractures en loi puissance, les effets de bord peuvent être *a priori* non négligeables. Avec les procédures de génération de réseaux dans des systèmes plus grands que les systèmes d'étude, il est possible d'estimer l'influence des effets de bord sur la perméabilité. La probabilité de connexion et la perméabilité augmentent quand le rapport de la taille du système de génération sur la taille du système d'étude, car la taille moyenne des fractures intersectant le système d'étude augmente (figure 28a). La gamme de valeurs sur laquelle la perméabilité augmente reste néanmoins limitée dans tous les cas de distributions des longueurs (quelle que soit la valeur de l'exposant  $a$ ). Étant donné que l'augmentation du rapport de taille ralentit significativement la vitesse de génération des réseaux et que les effets de taille finie ne sont finalement pas déterminants, le rapport de taille a été fixé à 1.5 de façon à se prémunir d'une partie des effets de taille finie sans diminuer les performances de la génération.

Le même type d'effets de bord intervient dans l'étude des effets d'échelle sur la perméabilité. La méthode classique consistant à étudier des réseaux de taille croissante a été comparée à la méthode de division d'un réseau initial de grande taille. Les variations de perméabilité proviennent de l'évolution du rapport de taille des systèmes d'étude et de génération (figure 28b). Ces variations restent cependant limitées et en particulier ne modifient pas les tendances générales.

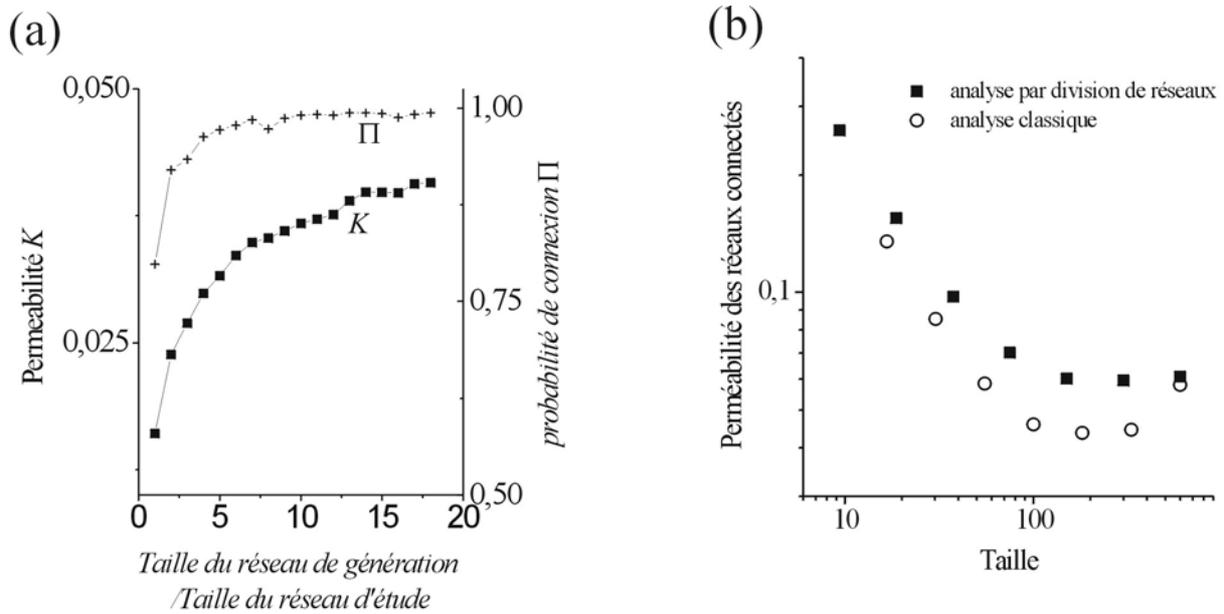


Figure 28 : (a) Perméabilité et probabilité de connexion en fonction du rapport de tailles des systèmes de génération et d'étude pour  $a=2$ ,  $d=0.2$  et une taille de réseaux d'étude constante égale à 100. (b) Comparaison des analyses d'échelle par les méthodes classique et de division de réseaux pour  $a=2.5$  et  $d=0.6$ .

## B. Connectivité effective : influence de la distribution des longueurs seule

Voir le projet d'article présenté en Annexe 1

**“Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution: 1-Effective connectivity”**

par J.R. de Dreuzy, Ph. Davy et O.Bour

## C. Influence cumulée des distributions de longueurs et d'ouvertures

La distribution lognormale d'ouvertures est la plus couramment utilisée dans les études de site. C'est pourquoi elle est également à la base des études théoriques sur l'influence de la distribution d'ouvertures sur les propriétés hydrauliques des réseaux de fractures [Margolin *et al.*, 1998].

[Charlaix et al., 1987] utilise une distribution log-uniforme légèrement différente de la loi lognormale de façon à pouvoir mener une étude entièrement analytique des propriétés hydrauliques. Même si la distribution lognormale a la faveur de la plupart des études sur les propriétés hydrauliques des milieux fracturés, rien n'exclut l'éventualité que la distribution d'ouvertures soit plus proche d'une loi puissance comme le suggèrent les observations géométriques. Étant donné l'importance de ces distributions dans le cadre du modèle étudié, le tableau 6 donne leurs principales caractéristiques. La figure 29 illustre la différence entre deux distributions lognormale et puissance ayant les mêmes moments logarithmiques.

La modélisation simultanée des distributions de longueur et d'ouverture soulève le problème d'une éventuelle relation entre longueur et ouverture. Une telle relation a été observée sur des études de terrain. Elle reste néanmoins difficile à saisir avec précision. Étant donné le manque relatif de données sur la distribution d'ouvertures et les relations éventuelles entre longueur et ouverture, les principales hypothèses seront envisagées ci-après. Il s'agit des cas extrêmes des modèles de distributions d'ouvertures lognormale avec ou sans relation avec la longueur et du modèle de distribution d'ouverture en loi puissance sans relation avec la longueur. Les résultats obtenus suivant ces différents modèles seront comparés entre eux dans un premier temps et confrontés aux propriétés hydrauliques générales résumées au paragraphe II-B dans un deuxième temps.

	Loi lognormale	Loi puissance
paramètres	moments logarithmiques : $\mu, \sigma$	limites : $x_{min}, x_{max}$ et exposant $b$ $x_{max} > x_{min}, b > 1$ et $b \neq 2$
densité de probabilité $f(x)$	$f(x) = \frac{1}{\sigma x \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(\ln(x) - \mu)^2}{2\sigma^2}\right]$	$f(x) = \frac{1}{(b-1)} \frac{x^{-b}}{x_{min}^{-b+1}}$
fonction de répartition $F(x) = \int_{x_{min}}^x f(x) dx$	$F(x) = \frac{1}{2} \operatorname{erfc}\left(\frac{\log(x) - \mu}{2\sigma}\right)$	$F(x) = \left(\frac{x}{x_{min}}\right)^{-b+1}$
moyenne linéaire : $E[x]$	$\exp\left[\mu + \frac{\sigma^2}{2}\right]$	si $b < 2$ $\frac{b-1}{2-b} x_{max}^{2-b}$ si $b > 2$ $\frac{b-1}{b-2} x_{min}^{2-b}$
variance linéaire : $\sigma^2[x]$	$\exp(2\mu + \sigma^2) [\exp(\sigma^2) - 1]$	si $b < 3$ $\frac{b-1}{3-b} x_{max}^{3-b}$ si $b > 3$ $\frac{b-1}{b-3} x_{min}^{3-b}$
moyenne logarithmique : $E[\ln(x)]$	$\mu$	$\frac{1}{b-1} + \ln(x_{min})$
variance logarithmique : $\sigma^2[\ln(x)]$	$\sigma^2$	$\frac{1}{(b-1)^2}$

Tableau 6: Caractéristiques des distributions lognormale et puissance.

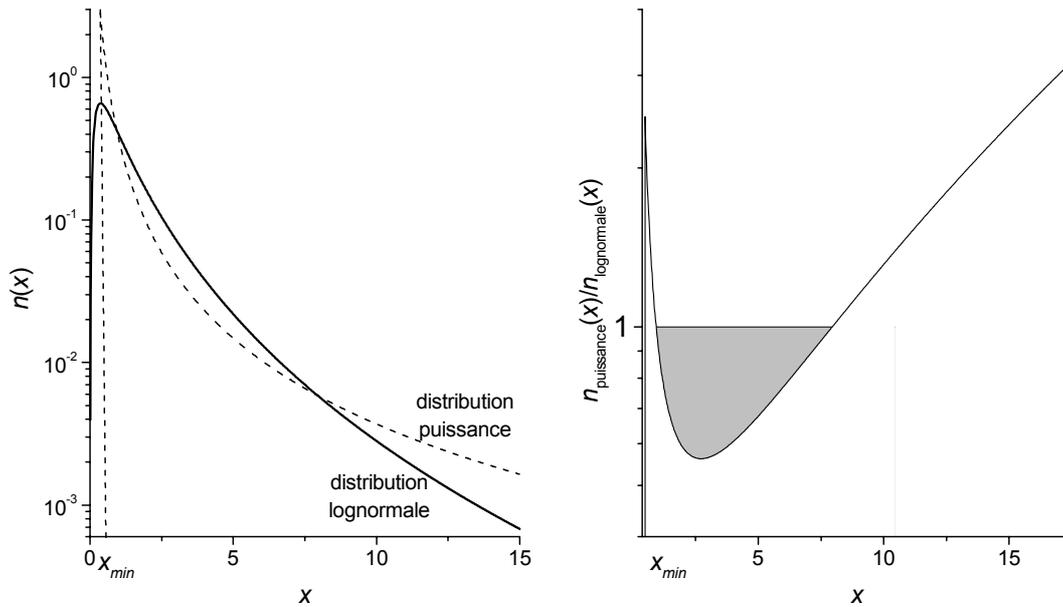


Figure 29: Comparaison des distributions puissance et lognormale.

### 1. Relation entre longueur et ouverture de fracture

En marge des distributions de longueurs et d'ouvertures, une éventuelle relation entre longueur et ouverture a été analysée dans un nombre restreint de travaux. Les données sur les ouvertures sont exclusivement d'origine géométrique. Pour des fractures isolées, la relation entre longueur et ouverture est linéaire [Stone, 1984; Vermilye and Scholz, 1995]. En présence d'interactions entre fractures, l'ouverture reste dépendante de la longueur mais suivant une loi puissance  $o \sim l^\alpha$  d'exposant  $\alpha$  variant entre 1 et 2.5 [Hatton et al., 1994] (figure 30). La relation n'est pas déterministe mais laisse une variabilité d'environ un ordre de grandeur autour de la tendance moyenne. Les variations de l'exposant  $\alpha$  en fonction de l'échelle ont été observées et pourraient révéler une échelle en deçà de laquelle les fractures ne seraient plus sensibles aux contraintes exercées par les autres fractures [Renshaw and Park, 1997]. Le même type de relation en loi de puissance a été observé sur des expériences de fracturation d'argiles effectuées en laboratoire. Selon ces expériences,  $\alpha=0.72$  pour les plus grandes fractures [Malthe-Sørenssen et al., 1998].

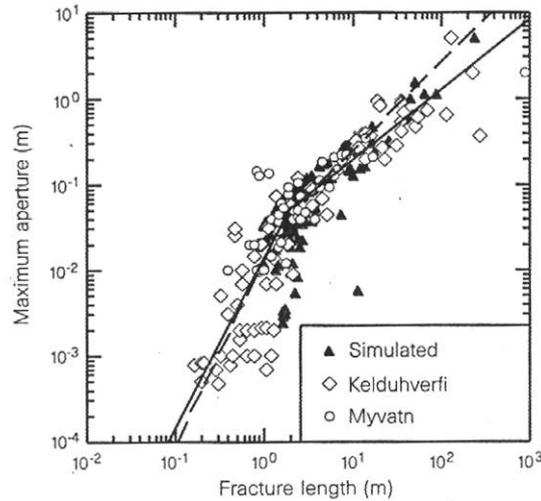


Figure 30: Ouverture maximale fonction de la longueur de fracture cartée sur le réseau de Krafla, d'après Hatton et al. (1994).

En résumé la distribution des longueurs de fracture est modélisée par une loi puissance  $n(l) \sim l^{-a}$ , la distribution des ouvertures par une loi lognormale  $o \sim LN(\mu, \sigma)$  ou une loi puissance  $n(o) \sim o^{-\theta}$ , et la relation entre longueur et ouverture par une loi puissance  $o = \beta l^\alpha$ . Sur ces trois caractéristiques (distribution de longueurs, distribution d'ouvertures, relation longueur-ouverture) deux seulement sont libres, la troisième étant liée. Si les lois de distribution de longueur et d'ouverture sont fixées, la relation entre longueurs et ouvertures est donnée par l'égalité des mesures de probabilité :  $p(o) \cdot do = p(l) \cdot dl$ . En choisissant des distributions d'ouvertures et de longueurs puissances, la relation entre longueur et ouverture est déterministe et en l'occurrence puissance :

$$o \sim l^\alpha \text{ avec } \alpha = \frac{a-1}{\theta-1}.$$

En choisissant des distributions de longueur et d'ouverture lognormales ayant comme moments respectifs  $(\mu_l, \sigma_l)$  et  $(\mu_o, \sigma_o)$ , la relation entre longueur et ouverture reste une loi de puissance :

$$o = \beta \cdot l^\alpha \text{ avec } \alpha = \frac{\sigma_o}{\sigma_l} \text{ et } \beta = \exp\left(\frac{\sigma_o}{\sigma_l}(\mu_l - \mu_o)\right)$$

Si la distribution d'ouvertures est lognormale et la distribution de longueurs puissance, la relation entre longueur et ouverture est plus complexe :

$$l = l_{\min} \left[ \frac{1}{2} \operatorname{erfc}\left(\frac{\ln(o) - \mu_o}{\sigma_o}\right) \right]^{-\frac{1}{a-1}}$$

avec  $l_{min}$  la longueur de la plus petite fracture contenue dans le système et  $erfc$  la fonction erreur complémentaire.

Les observations de distributions d'ouvertures, de longueurs et de relation entre longueurs et ouvertures n'ayant pas été effectuées sur le même site, elles peuvent être dépendantes du milieu étudié sans occasionner d'incohérence théorique. Comme il paraît, à l'heure actuelle, difficile d'obtenir à la fois l'ouverture hydraulique et la longueur de fracture simultanément, la modélisation des réseaux de fractures doit prendre en compte les différentes hypothèses admissibles.

## ***2. Modélisation simultanée des effets des distributions de longueurs et d'ouvertures***

Voir les projets d'article présentés dans les Annexes 2 et 3

**“Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution: 2-Permeability of aperture distributed networks ”**

et

**“Permeability of 2D fracture networks with power-law distributions of length and aperture”**

par J.R. de Dreuzy, Ph. Davy et O.Bour

## ***3. Comparaison de l'influence des distributions de longueur et d'ouverture sur les modèles d'écoulement***

Le modèle de distribution de perméabilité de fracture dont la distribution d'ouvertures suit une loi de puissance parfaitement positivement corrélée à la distribution de longueurs n'a pas été traité. Ce choix a été guidé par la comparaison des données de terrain aux effets d'échelle obtenus sur le modèle puissance non corrélé. En effet les mesures de la perméabilité sur le terrain [Clauser, 1992] ont montré que la perméabilité tend vers une limite à l'échelle régionale tandis que le modèle puissance donne une perméabilité non bornée. Étant donné que les effets d'échelle en présence de corrélation sont plus importants que sans corrélation, le modèle avec corrélation serait encore moins pertinent.

Les études précédentes centrées sur la perméabilité des réseaux de fractures ont été effectuées séparément et avec deux hypothèses de distributions de perméabilités locales différentes. La comparaison des résultats obtenus suivant ces deux distributions et suivant un modèle de

percolation dans lequel la perméabilité locale suit une autre gamme de lois puissances [Feng et al., 1987] détermine l'influence de la forme de la distribution au-delà de ses premiers moments, moyenne et écart type. Quelques caractéristiques de la forme des structures d'écoulement et une synthèse des effets d'échelle en fonction de l'hypothèse de distribution d'ouvertures closent ce chapitre.

*a) Comparaison des perméabilités équivalentes suivant la distribution d'ouvertures*

L'influence sur la perméabilité de la forme de la distribution d'ouvertures a été approchée en comparant les résultats obtenus pour les distributions lognormale et puissance. Pour réaliser cette comparaison, les moyennes et écarts types des distributions puissance et lognormale ont été fixés aux mêmes valeurs de sorte que les distributions ne diffèrent qu'à partir du troisième ordre. Pour des moyenne et écart type  $\mu$  et  $kb$  des distributions locales pris sur une échelle logarithmique (tableau 6), les perméabilités équivalentes pour des modèles de distribution lognormale et puissance  $K_l$  et  $K_p$  sont données par:

$$\log(K_l) = \mu + \frac{\omega(a, p)}{2} \cdot (kb)^2 \text{ et } \log(K_p) = \mu + kb + \frac{f(a, p)}{2} \cdot kb$$

Les perméabilités obtenues pour les deux types de distributions d'ouvertures diffèrent d'autant plus que le paramètre de percolation augmente. En observant la relation entre les perméabilités obtenues suivant les deux types de distributions au seuil de percolation plus en détails, on remarque qu'elles sont égales pour une valeur de l'exposant de la distribution des longueurs  $a$ , que l'on note  $a_c$  (figure 31). Pour  $a$  inférieur à  $a_c$ , le nombre de fractures composant un chenal est suffisamment faible pour qu'il ne contienne que des liens de forte perméabilité. La perméabilité du réseau dépend alors majoritairement de ses fractures les plus perméables. Comme la distribution puissance favorise l'apparition de ces liens plus que la loi lognormale (figure 29), la perméabilité est plus forte dans le cas de la distribution d'ouvertures puissance. Au contraire, pour  $a$  supérieur à  $a_c$ , le nombre de fractures composant un chenal devient important. Le chenal comprend des liens de perméabilité plus faible, qui déterminent la perméabilité équivalente. Comme la probabilité de générer des fractures de perméabilité inférieure à la moyenne est plus forte pour la distribution puissance que pour la distribution lognormale, la perméabilité des réseaux ayant une distribution d'ouvertures lognormale est la plus forte. La perméabilité à l'échelle du réseau est déterminée non seulement par les moyenne et écart type logarithmiques de la distribution de perméabilité à l'échelle de la fracture mais également par la probabilité d'occurrence des valeurs extrêmes, c'est-à-dire globalement par la forme de la distribution.

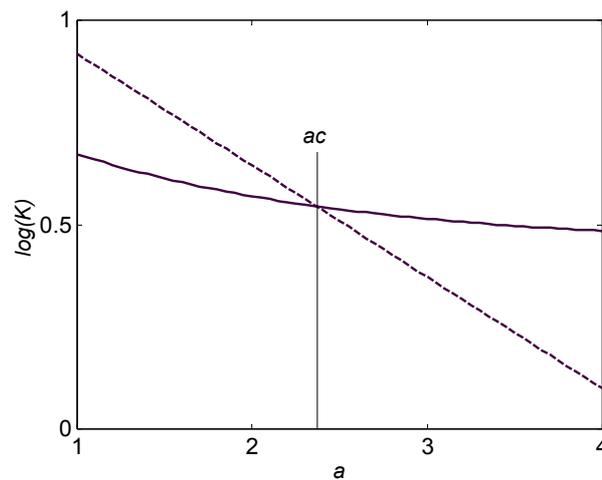


Figure 31: Comparaison des perméabilités obtenues avec les lois de distribution de perméabilités locales lognormale (courbe pleine) et puissance (courbe pointillée) ayant les mêmes moyennes et écarts types. Résultats obtenus au seuil de percolation pour  $kb=0.67$ , soit  $c=2.5$ .

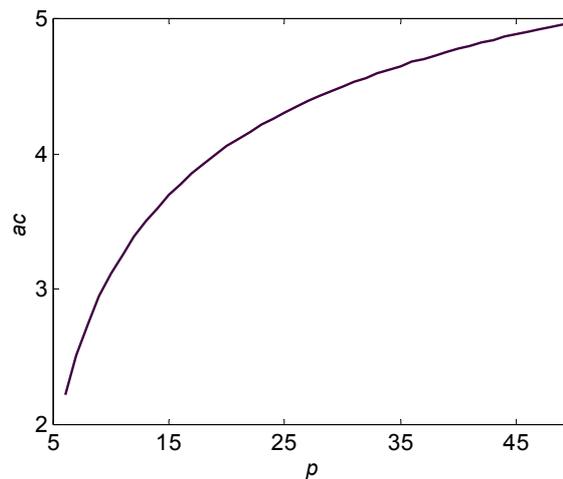


Figure 32: Valeur  $a_c$  de l'exposant  $a$  pour laquelle les perméabilités calculées pour les modèles de distributions puissance et lognormale d'ouvertures de fractures sont égales ( $kb=0.67$ ,  $c=2.5$ ).

$a_c$  croît rapidement avec le paramètre de percolation  $p$  (figure 32). En effet lorsque  $p$  augmente, le nombre de chenaux traversant le système en parallèle augmente de sorte que les fractures les moins perméables peuvent être évitées. Pour des valeurs de  $a$  finies, la perméabilité à l'échelle du réseau est déterminée par les valeurs de perméabilités locales plutôt au-dessus de la moyenne géométrique qu'en dessous. Ces résultats sont cohérents avec le sens et les valeurs de  $\omega$  donnés dans le cas du modèle de distribution lognormal non corrélé. Quand  $\omega$  est positif, la perméabilité est

déterminée par les fractures les plus perméables si bien qu'un élargissement de la distribution locale de perméabilité provoque une augmentation de la perméabilité globale. Or lorsque  $p$  croît,  $\omega$  devient positif pour toute valeur de  $a$ , ce qui est reflété ici par l'augmentation de  $a_c$  avec  $p$ .

*b) Comparaison du modèle en loi de puissance à un modèle de percolation*

L'importance des valeurs extrêmes de perméabilité a par ailleurs été soulignée dans les modèles de grilles, pour lesquels la distribution de perméabilité suit une loi puissance [Kogut and Straley, 1979; Feng et al., 1987]. Ces modèles ont été destinés à l'estimation de l'importance des liens les moins conducteurs sur la conductivité globale du réseau. La distribution de conductances en loi puissance  $p(g) \sim g^{-c}$  qu'ils utilisent a un exposant  $\alpha$  pris dans l'intervalle [0,1]. Ces modèles sont donc différents de celui présenté ici car d'une part  $c$  est supérieur à 1 et d'autre part ils n'ont pas la même distribution de longueurs. Pour les réseaux au seuil de percolation, la conductance globale  $G$  est fortement influencée par les conductances des liens rouges les plus faibles. La perméabilité diminue d'autant plus avec l'échelle que  $c$  se rapproche de 1. Les variations de perméabilité dépendant de  $c$ , l'exposant  $\mu$  de la théorie de la percolation classique ( $G \sim (p-p_c)^\mu$ ) n'est pas retrouvé. Le modèle a par conséquent été qualifié de non-universel. Les variations de conductance avec la taille  $G \sim L^{-\mu/\nu}$  ont permis de corroborer numériquement cette non-universalité [Sen et al., 1985]. La même étude de perméabilité en fonction de l'échelle au seuil a été effectuée sur les modèles de distribution puissance de perméabilité de fracture (figure 33). La dépendance d'échelle de la théorie de la percolation ( $K \sim L^{-1}$ ) reste valable quels que soient l'exposant de la distribution de longueurs et la distribution de perméabilité locale pour lesquels  $c$  est supérieur à 1. Les différences d'exposant au seuil entre les modèles en loi de puissance, pour lesquels  $c$  est respectivement inférieur est supérieur à 1, proviennent de la troncature inférieure des distributions. Dans le modèle de percolation non-universelle, la valeur de conductance minimale est très faible devant la moyenne géométrique. Dans le modèle présenté ici, elle est nécessairement de l'ordre de grandeur de la moyenne géométrique de façon à ce que la somme des probabilités reste égale à 1. En revanche la valeur maximale de conductance est très supérieure à la perméabilité géométrique. Ainsi élargir la distribution de perméabilité de fracture a des effets très différents si l'élargissement se fait au profit des perméabilités les plus faibles ou les plus fortes.

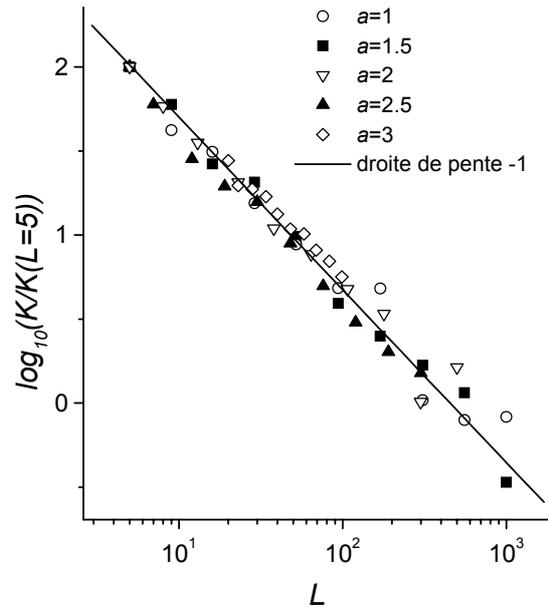


Figure 33: Perméabilité fonction de l'échelle au seuil de percolation pour une distribution de perméabilité de fracture en loi de puissance d'exposant caractéristique  $c=2$ .

La comparaison de modèles de réseau ayant une loi de distribution de perméabilité de fracture puissance ou lognormale montre que la perméabilité est non seulement déterminée par les moyenne et variance pris en échelle logarithmique mais également par la forme de la distribution et particulièrement par ses valeurs extrêmes.

*c) Modèles géométriques simplifiés de même perméabilité que les modèles distribués*

Plusieurs modèles géométriques simplifiés ont été testés pour expliquer les variations de perméabilité obtenus sur les modèles de réseaux complexes. À titre d'exemple, l'un des modèles simplifiés, envisagé dans le cas de la distribution lognormale non corrélée, était une superposition de réseaux indépendants. Chacun de ces réseaux était constitué de fractures ayant toutes la même longueur  $l$ . L'évolution de la perméabilité avec l'écart type de la distribution d'ouvertures  $b$  est correctement décrite par la méthode de power-averaging [Desbarats, 1992a] et conduit à un exposant  $\omega(l)$ . En intégrant les valeurs de perméabilité correspondantes pondérées par la distribution des longueurs, les valeurs de  $\omega$  obtenues sont différentes de celles données par le modèle classique. Ceci prouve que l'interaction entre fractures de longueurs différentes intervient dans la perméabilité des réseaux pour lesquels il n'y a pas de corrélation entre longueur et ouverture de fractures.

Hormis dans le cas du modèle de distribution lognormale avec corrélation parfaite, les modèles géométriques testés ne conduisent pas aux variations de perméabilité simulées. La seule explication de la forme générique de la perméabilité est donnée par l'étude des modèles limites lorsque  $a$  tend vers 1 ou  $\infty$ , correspondant à des réseaux constitués de fractures respectivement toutes plus grandes que le système ou toutes largement plus petites. Les transitions entre modèles limites ont été essentiellement spécifiées numériquement.

S'il est difficile de trouver *a priori* des modèles simplifiés de réseau ayant la même perméabilité que les réseaux complexes, il est en revanche possible d'en proposer *a posteriori*, c'est à dire après détermination numérique de la perméabilité. Les modèles les plus simples sont les modèles série et parallèles. Pour une distribution lognormale de perméabilité de moments  $\mu$  et  $\sigma$ , la perméabilité du

réseau parallèle est  $K_p(\mu, \sigma) = \exp\left[\mu + \frac{\sigma^2}{2}\right]$  tandis que la perméabilité du réseau série est

$K_s(\mu, \sigma) = \exp\left[-\mu - \frac{\sigma^2}{2}\right]$ . En se basant sur ces formules simples, la perméabilité du modèle

lognormal sans corrélation, de moyenne 0 et d'écart type de perméabilité  $kb$ , peut être identifiée à celle d'un modèle en série de moments  $\mu=0$  et  $\sigma = \sqrt{-\omega} \cdot kb$  lorsque  $\omega$  est négatif. Au contraire si  $\omega$  est positif, la perméabilité du modèle complexe est égale à la perméabilité d'un modèle parallèle de moments  $\mu=0$  et  $\sigma = \sqrt{\omega} \cdot kb$ . Pour le modèle lognormal avec corrélation, la perméabilité du réseau complexe est égale à celle d'un réseau parallèle de moments  $\mu=\delta \cdot kb$  et  $\sigma = \sqrt{\omega} \cdot kb$ . Pour le modèle puissance d'exposant caractéristique de la distribution de perméabilité locale  $c$ ,  $\mu=d/(c-1)$  et  $\sigma=0$ . Le tableau 7 résume ces résultats.

La simplicité de ces modèles pourra permettre une première estimation analytique de propriétés hydrauliques plus complexes telles que le transport d'éléments dissous. Il est probable que le transport mette en jeu des structures supplémentaires telles que les bras morts dans lesquels les éléments peuvent être piégés. Cependant les modèles simplifiés précédents sont destinés à une première approche de l'importance de la convection dans le transport.

Type de la distribution de perméabilité locale	modèle série ou parallèle de distribution de perméabilité lognormale de moments $\mu$ et $\sigma$	$\mu$	$\sigma$
Lognormale de moments 0 et kb sans corrélation $\log(K) = \frac{\omega}{2} \cdot (kb)^2$	$\omega > 0$ parallèle $\omega < 0$ série	$\mu=0$	$\sigma = \sqrt{ \omega_{nc} } \cdot kb$
Lognormale de moments 0 et kb avec corrélation $\log(K) = d \cdot (kb) + \frac{\omega_c}{2} \cdot (kb)^2$	série	$\mu = \delta \cdot (kb)$	$\sigma = \sqrt{ \omega_c } \cdot kb$
Puissance d'exposant $c$ sans corrélation $\log(K) = \frac{\chi}{c-1}$	$\chi > 0$ parallèle $\chi < 0$ série	$\mu = \frac{\chi}{c-1}$	$\sigma=0$

Tableau 7: Types et caractéristiques des modèles simplifiés des réseaux établis sur les résultats numériques de perméabilité.

#### d) Synthèse sur les effets d'échelle

L'étude des effets d'échelle a conduit d'une part à la détermination de la perméabilité en fonction de l'échelle et d'autre part à la caractérisation de l'évolution de la structure géométrique la plus conductrice. La gamme des effets d'échelle (tableau 8) s'étend, suivant le type de distributions de longueurs et d'ouvertures, des modèles pour lesquels la perméabilité décroît avec l'échelle aux modèles pour lesquels la perméabilité croît sans limite. Un modèle de perméabilité croissant avec l'échelle ne peut être obtenu que dans le cas où l'exposant de la distribution de longueurs a un exposant caractéristique  $a$  supérieur à 3. Cette conclusion n'est pas valable en dimension 3. En effet, un modèle tridimensionnel sans distribution de longueur mais avec une distribution d'ouvertures lognormale montre une perméabilité croissante avec l'échelle sur plusieurs ordres de grandeur [Margolin et al., 1998].

Ces effets d'échelle sont accompagnés d'une modification de la géométrie des chenaux. L'hétérogénéité de la distribution des flux est l'une des données les plus frappantes sur les milieux fracturés. Elle se manifeste par la chenalisation extrême du flux dans un nombre très limité de fractures [Hsieh et al., 1993; National Research Council, 1996]. Les modèles de réseaux développés ici montrent également des figures de chenalisation extrême lorsque les ouvertures sont distribuées. Cette chenalisation extrême apparaît quelle que soit l'échelle dans les modèles de distribution puissance pour lesquels longueur et ouverture ont des distributions très larges. Dans tous les autres cas de distribution de longueurs et d'ouvertures, la chenalisation disparaît au-dessus d'une échelle critique. Pour  $a$  supérieur à 3, le flux est chenalisé pour des échelles inférieures à la longueur de corrélation. Pour  $a$  inférieur à 3, le flux est chenalisé dans une structure unique sur une

gamme d'échelle s'étendant de la longueur de connexion à une échelle critique  $L^*$ , à partir de laquelle aucune structure ne porte autant de flux que toutes les autres réunies.

		distribution de longueurs $n(l) \sim l^{-a}$		
distribution d'ouvertures		$a \in [1,2]$	$a \in [2,3]$	$a \in [3, \infty]$
ouverture constante		Effets d'échelle négligeables issus des effets de taille finie		
distribution lognormale de moments 0 et kb sans corrélation		$K$ croît avec l'échelle entre $L=L_c$ et $L=\infty$ $\Delta \log K = \log K(L=\infty) - \log K(L=L_c) = (kb)^2/2$ La gamme d'échelle typique sur laquelle $K$ croît n'est fonction que de $a$ et augmente avec $a$ .		Il existe une longueur de corrélation $\xi$ telle que : $L < \xi$ $K \sim L^{-1}$ $L > \xi$ $K$ est constante
distribution lognormale avec corrélation		$K$ croît sans limite avec l'échelle mais $d(\log K)/d(\log L) \rightarrow 0$ si $L \rightarrow \infty$	$K$ reste bornée $\Delta \log K \gg (kb)^2/2$	
distribution puissance d'exposant caractéristique $c$		$\log(K) \sim f(a)/(c-1) \log(L)$ avec $f(a)$ positif et décroissant avec $a$ .		

Tableau 8: Effets d'échelle suivant la distribution de longueurs, horizontalement, et la distribution d'ouvertures, verticalement. Les cas dans lesquels la perméabilité croît avec l'échelle sont d'autant plus grisés que la croissance est importante.

#### D. Rôle des orientations dans la définition des modèles d'écoulement

La distribution des orientations est l'une des caractéristiques les plus visibles et les plus accessibles des réseaux de fractures. Les fractures s'organisent suivant un nombre très limité d'orientations, 2 ou 3. L'origine de ces orientations privilégiées est probablement liée aux contraintes produisant les fractures. Les orientations donnent une indication purement géométrique sur d'éventuelles directions d'écoulement préférentielles, mais ces directions sont-elles déterminantes dans l'établissement du modèle d'écoulement ? Pour approcher cette question, les perméabilités de réseaux ayant deux orientations privilégiées perpendiculaires (figure 34) ont été comparées aux réseaux sans orientation privilégiée. L'évolution de la perméabilité en fonction de l'angle entre l'une des directions privilégiées et la direction du gradient charge montre que l'existence de directions privilégiées n'influence la perméabilité que pour des réseaux au voisinage du seuil de percolation (figure 35a). L'écart maximal entre perméabilités reste cependant limité et ne dépasse pas un rapport 3 quelle que soit la valeur de l'exposant de la distribution des longueurs  $a$  et le paramètre de percolation  $p$  (figure 35b). La probabilité de connexion est à l'origine des

différences de perméabilité au voisinage du seuil (figure 36a). Ces différences disparaissent rapidement lorsque les réseaux passent au-dessus du seuil de percolation. En effet, pour des réseaux mieux connectés, le déterminant principal n'est plus la direction de fracturation mais la direction du gradient de charge. Enfin la prise en compte des directions de fracturation privilégiées ne conduit pas à une réduction systématique de la variance de perméabilité relative (figure 36b). La principale source de variabilité de la perméabilité, qui est l'existence de réseaux connectés par un nombre variable de structures indépendantes, n'est pas réduite par l'apport d'une information sur la distribution d'orientations.

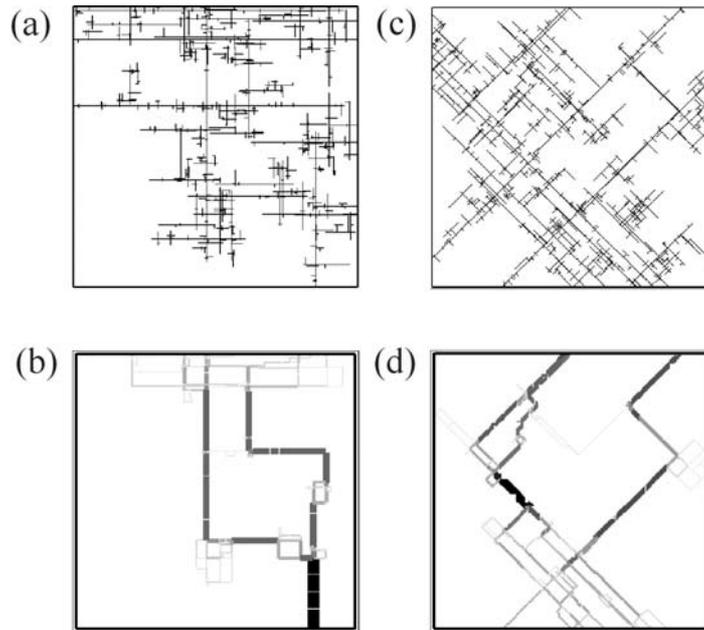


Figure 34 : Réseaux ayant deux orientations de fractures privilégiées perpendiculaire et parallèle (a et b) et à  $45^\circ$  (c et d) du gradient de charge appliqué. les figures a et c montrent l'amas infini tandis que les figures b et d montrent les flux obtenus pour des conditions aux limites de type "gradient".

La distribution d'orientations simple choisie pour mener cette étude permet de tirer quelques conclusions plus générales. L'effet des orientations sur la perméabilité est relayé par la probabilité de connexion et n'est significatif qu'au voisinage du seuil de percolation. Le cas particulier pour lequel toutes les fractures ont la même orientation demande un traitement adapté. Le réseau conduit si une fracture seule est plus grande que la taille du système ou si la matrice est considérée comme perméable [Odling and Roden, 1997]. L'introduction de la distribution d'ouvertures ne modifie pas ces conclusions qualitatives. Cependant un facteur non testé faute de données mais éventuellement important est l'existence potentielle de corrélations entre longueurs et orientations ou entre ouvertures et orientations. Par ce biais des corrélations, la distribution d'ouvertures peut acquérir un rôle majeur.

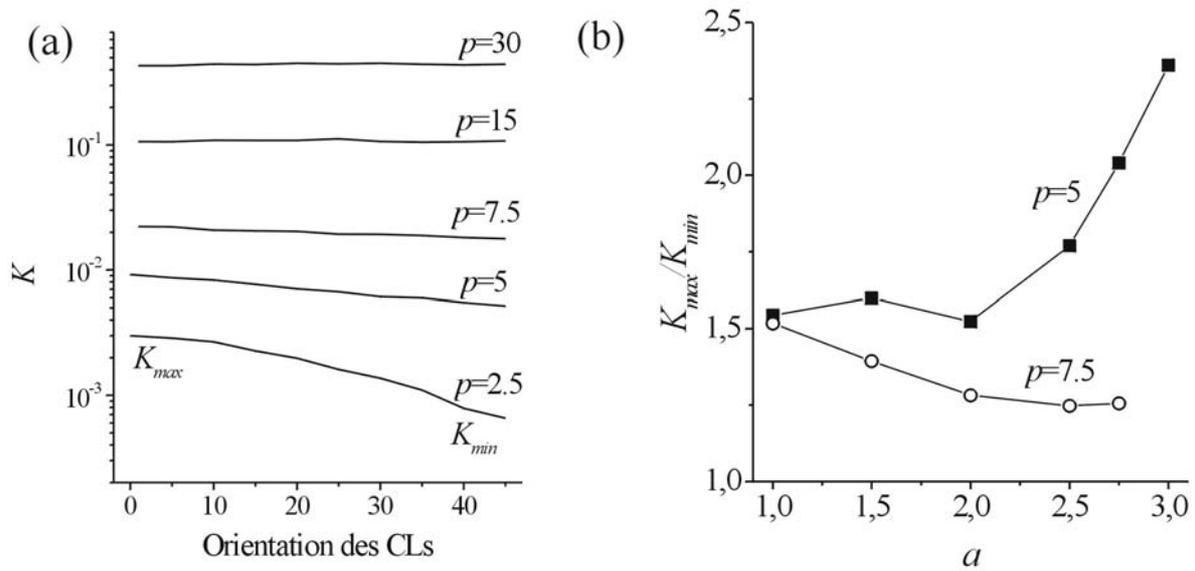


Figure 35 : (a) Perméabilité en fonction de l'angle entre l'une des directions de fracture privilégiée et la direction du gradient de charge. Les réseaux ont pour paramètre  $a=2.5$  et  $L/l_{min}=100$ . De bas en haut, les courbes ont été établies pour des valeurs croissantes du paramètre de percolation  $p$ . (b) Évolution de l'écart maximal entre perméabilités suivant les distributions d'orientations en fonction de  $a$ .

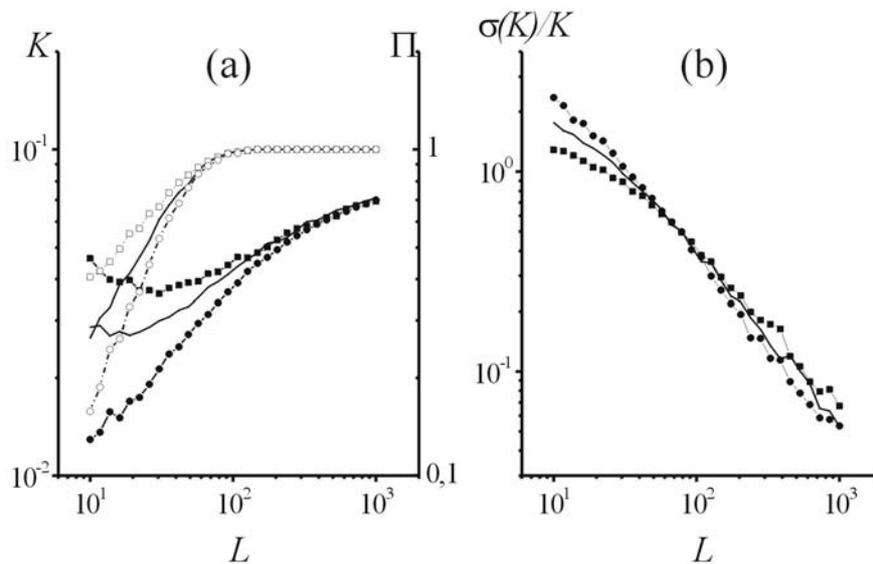


Figure 36 : (a) Perméabilité en fonction de l'échelle mesurée sur l'échelle de gauche pour  $a=2.25$  et avec directions de fracturations perpendiculaires privilégiées parallèles au gradient de charge (carrés pleins), à  $45^\circ$  (disques pleins) et sans orientations privilégiées (ligne intermédiaire). Sur l'échelle de droite est mesurée la probabilité de connexion  $\Pi$  pour les mêmes types de réseaux repérée par des symboles ouverts. (b) Variance de perméabilité relative en fonction de la taille (mêmes conventions de symboles).

### III. DEVELOPPEMENT D'UN MODELE TRIDIMENSIONNEL DE RESEAUX DE FRACTURES

Les réseaux de fractures naturels prennent place dans un milieu tridimensionnel, seulement ils ne sont pas nécessairement eux-mêmes tridimensionnels. L'étude de Mirror Lake montre un ensemble d'amas de fractures essentiellement bidimensionnels (figure 6). La restriction de la dimensionnalité du réseau de fractures peut également provenir de facteurs géologiques comme la limitation de l'extension transversale de la couche perméable dans laquelle seraient confinées les fractures [Touchard, 1999]. Les réseaux de fractures ne sont donc pas systématiquement tridimensionnels. Cette conclusion est renforcée par le fait que la dimension du réseau de fractures peut être différente de la dimension du réseau d'écoulement. C'est pourquoi l'interprétation des essais hydrauliques et notamment des essais de puits en termes de dimensionnalité peut apporter une information déterminante sur la dimensionnalité du réseau d'écoulement [Barker, 1988]. L'information fournie par les essais de puits reste cependant limitée. Par exemple, l'observation d'une stabilisation du rabattement peut provenir à la fois d'un réseau de fractures dont la dimension est supérieure à 2 ou de l'existence d'une drainance. De plus la dimensionnalité du réseau peut également être dépendante de l'échelle, mono- ou bidimensionnelle à l'échelle de la fracture et bi- ou tridimensionnelle à l'échelle du réseau [Barker, 1988; Acuna and Yortsos, 1995]. La diversité des structures de réseaux naturels ainsi que leur potentielle cohabitation sur un même site justifie l'étude de modèles bi- et tridimensionnels. Le choix d'étudier en priorité des modèles de réseaux bidimensionnels a été motivé d'une part par le manque de données tridimensionnelles complètes et d'autre part par les limites de capacité numériques. Cette partie traite du modèle tridimensionnel développé à la suite et suivant les mêmes principes que le modèle bidimensionnel.

Les observations de réseaux naturels sont en partie effectuées sur des coupes mono- et bidimensionnelles, à partir de puits ou d'affleurements. Leur interprétation tridimensionnelle, couramment dénommée problème de stéréologie, est brièvement résumée. Cette étape est indispensable pour saisir les principales hypothèses de la modélisation de réseaux tridimensionnels. Le but de la modélisation consiste alors à déterminer si les modèles hydrauliques mis au point pour des modèles bidimensionnels peuvent être extrapolés aux milieux tridimensionnels. D'un côté les études sur la connectivité sont extrapolables en tenant compte de modifications mineures. D'un autre côté des modèles hydrauliques récents ont montré que les milieux effectifs pouvaient ne pas donner une caractérisation adéquate de la perméabilité dans des milieux tridimensionnels denses ayant une large distribution d'ouvertures [Adler and Thovert, 1999] (figure 7.12, page 329). En raison de ces arguments contradictoires, le développement et l'étude d'un modèle hydraulique

s'impose. Seule la méthodologie est présentée ici, le développement étant réservé pour des travaux futurs.

### 1. Stéréologie

Les méthodes d'investigation actuelles ne permettent pas d'obtenir une image tridimensionnelle complète des milieux fracturés naturels. Les observations sont souvent limitées à des affleurements et des puits. L'extrapolation de ces données tri- et bidimensionnelles nécessite l'utilisation d'une hypothèse sur la structure du réseau, une sorte d'hypothèse d'ergodicité qui permet de fixer les propriétés tridimensionnelles du réseau grâce à des observations bidimensionnelles. Il est à noter qu'un ensemble d'observations bidimensionnelles ne conduit à des informations tridimensionnelles que si les plans d'observation sont corrélés, ce qui n'est pas le cas général.

Suivant l'hypothèse la plus simple que les réseaux de fractures sont homogènes en trois dimensions, c'est-à-dire qu'il existe ni plans privilégiés ni corrélations entre fractures, les relations entre paramètres bi- et tridimensionnels ont été établies analytiquement pour des modèles de réseaux de disques dont les longueurs sont distribuées suivant une loi de puissance [Piggot, 1997]. Si la distribution des traces de fractures sur un affleurement suit une loi puissance d'exposant  $a_{2D}$ , la distribution des rayons des disques en trois dimensions est également une loi puissance d'exposant  $a_{3D}$  tel que :

$$a_{3D}=a_{2D}+1.$$

La relation entre densités bi- et tridimensionnelle est également accessible analytiquement [Piggot, 1997]. En partant de ces relations, un modèle tridimensionnel peut être établi sur la base de données de terrain et de l'hypothèse d'ergodicité dont il a été précédemment question.

### 2. Étude de la connectivité

Voir le projet d'article présenté en Annexe 4

**“Percolation threshold of 3D random ellipses with widely-scattered distributions of eccentricity and size”.**

par J.R. de Dreuzy, Ph. Davy et O.Bour

### 3. Modèles d'écoulement exact et simplifiés dans le plan de fracture

La modélisation tridimensionnelle se heurte à des limites analytiques et numériques. Plusieurs types d'approche ont été développées. Le premier type, dont fait partie le modèle de *Margolin et al.* [1998], est de considérer des réseaux dont le traitement numérique reste simple. Même si ces modèles ne sont pas visuellement représentatifs des milieux fracturés, il suffit qu'ils contiennent les caractéristiques déterminantes dans la modélisation des écoulements. Le deuxième type d'approche rend compte d'une géométrie de réseau de fractures plus complexes mais fait intervenir une hypothèse simple quant à la modélisation du flux à l'échelle de la fracture [*Cacas et al.*, 1990b]. L'écoulement dans la fracture est représenté par des chenaux entre le centre de la fracture et ses intersections avec d'autres fractures ou avec les bords du système (figure 37a). Le réseau de fractures est ainsi simplifié en un réseau de liens. Le nombre de liens est de l'ordre de  $N \cdot \langle N_i \rangle$  liens avec  $N$  le nombre de fractures et  $\langle N_i \rangle$  le nombre moyen d'intersections par fracture. Une variante de cette méthode prend en compte l'influence de la longueur des intersections entre fractures. Dans cette variante, la perméabilité est directement proportionnelle à la longueur des intersections entre fractures [*Nordqvist et al.*, 1992]. L'avantage de ces simplifications est de conduire à un réseau formé d'un nombre de liens faible en comparaison du nombre total de liens possibles entre fractures connectées. Cependant l'écoulement peut ne pas être correctement modélisé pour des fractures comportant des intersections proches les unes des autres (figure 37b). L'écoulement réel passe directement d'une intersection à l'autre alors que l'écoulement modélisé fait un détour par le centre [*Cacas*, 1989].

L'hypothèse concernant la structure topologique de l'écoulement dans un plan de fracture peut être remplacée par des solutions semi-analytiques, utilisant, pour certaines, la méthode des éléments frontière (boundary-element method) [*Shapiro and Andersson*, 1983; *Shapiro and Andersson*, 1985] et, pour d'autres, la méthode des images [*Long and Witherspoon*, 1985]. Les fractures sont prises une à une. Dans un plan de fracture, les intersections sont discrétisées et forment un ensemble de  $N$  éléments. La charge en chacun de ces  $N$  éléments est déterminée par superposition des effets des  $N-1$  autres éléments. Le système de  $N$  équations à  $N$  inconnues ainsi obtenu donne la charge en fonction du flux. Les perméabilités entre intersections sont obtenues par inversion de ce système et intégration du flux et de la charge sur les segments d'intersection. Le pas de la discrétisation est choisi de façon optimale pour donner une bonne représentation de la modélisation des écoulements et un nombre d'éléments raisonnable pour que l'inversion du système de taille  $N$  soit numériquement performante. La modélisation de l'écoulement dans la fracture produit  $N_i \cdot (N_i - 1) / 2$  liens, où  $N_i$  est le nombre d'intersections de la fracture. Cette méthode permet de résoudre le problème de la figure 37b, en revanche elle nécessite l'inversion d'un système de l'ordre de  $\langle N_i^2 \rangle$

équations par fracture et conduit à un réseau de  $N \cdot \langle N_i^2 \rangle / 2$  liens avec  $N$  le nombre de fractures. Cependant le réseau de liens issu de cette méthode a un nombre d'éléments supérieur à celui de la méthode simplifiée de Cacas d'un facteur de l'ordre de  $\langle N_i^2 \rangle / \langle N_i \rangle$ . Le gain en précision est contrebalancé par la résolution d'un système linéaire significativement plus grand.

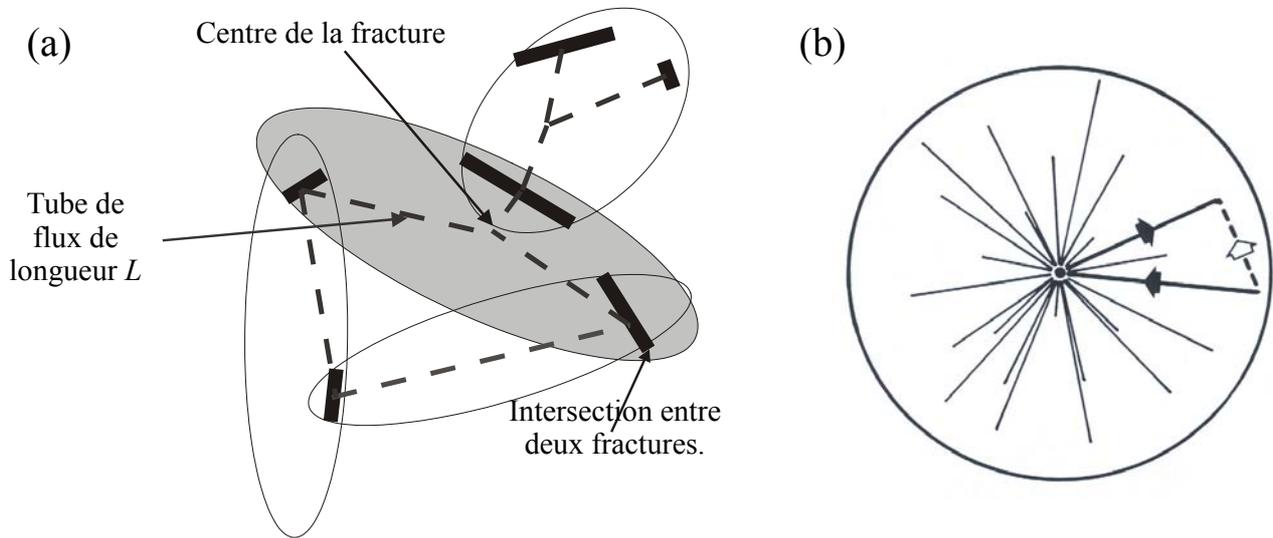


Figure 37: Esquisse de l'écoulement dans une fracture d'après Cacas (90). (a) L'écoulement dans la fracture est modélisé par des tubes de courant qui relient le centre de la fracture aux intersections entre fractures. (b) Inconvénient du modèle de tubes de courant: le flux entre deux intersections proches fait un détour par le centre de la fracture.

Toutes ces méthodes sont adaptées au cas d'une fracture idéale constituée de deux plans parallèles. Les observations montrent cependant que la fracture a une rugosité auto-affine [Power et al., 1987; Schmittbuhl et al., 1993a; Boffa et al., 1998]. Cette rugosité peut non seulement modifier la forme des chemins d'écoulement et leur perméabilité mais également rompre certaines connexions. La rugosité de la fracture a été prise en compte dans les modèles d'écoulement de Nordqvist et al. [Nordqvist et al., 1992]. La modélisation est effectuée en deux temps. Dans un premier temps, une bibliothèque de perméabilités de fracture est créée à partir de fractures hétérogènes. Le réseau de fractures est simultanément simplifié en un réseau de liens suivant une méthode similaire à celle de Cacas. Les perméabilités trouvées dans la première étape sont ensuite affectées aux liens, donnant ainsi le réseau final sur lequel est résolue l'équation de diffusivité. Une autre possibilité de prise en compte de l'hétérogénéité à l'échelle de la fracture est la discrétisation du réseau à l'échelle de la fracture. Cette méthode de loin la plus précise ne peut convenir que pour un nombre limité de fractures à cause du nombre de nœuds générés.

#### IV. INTERPRETATION D'ESSAIS DE PUIITS DANS LES RESEAUX DE FRACTURES MULTIECHELLES

Les données d'essais de puits sont actuellement un complément indispensable aux données géométriques. Tous les modèles de site y font appel soit directement pour fixer le modèle de perméabilité dans le cas de l'approche continue soit indirectement par l'estimation de la distribution d'ouvertures des modèles discrets. Les modèles théoriques de *Théris* [1935], *Barker* [1988] et *Acuna et Yortsos* [1995], décrits au paragraphe II-B, offrent des interprétations simples aux rabattements observés. Même si les modèles de *Barker* et d'*Acuna et Yortsos* ont été mis au point spécifiquement pour les milieux fracturés, leur pertinence reste à établir. Cette question sera abordée d'un point de vue théorique par la simulation d'essais de puits dans les modèles de réseaux de fractures bidimensionnels étudiés en régime permanent dans la partie II et d'un point de vue pratique par l'interprétation d'essais de puits effectués sur le site de Ploemeur. Au-delà de l'appréciation de la pertinence des modèles précédents se pose le problème de l'estimation qualitative et quantitative de l'information donnée par les essais de puits sur la géométrie du milieu. Plus globalement, il s'agit de savoir comment les caractéristiques majeures du milieu fracturé influencent l'écoulement en régime transitoire.

La simulation de l'écoulement en régime transitoire dans les réseaux synthétiques a nécessité, comme dans le cas de la simulation des écoulements en régime permanent, la recherche d'algorithmes à la fois précis et performants. Le projet d'article joint en annexe 5 compare une méthode de simulation directe et une méthode utilisant la transformée de Laplace. Ces méthodes une fois adaptées au problème traité permettent une simulation fiable et efficace des essais de puits. L'un des intérêts de la méthode directe réside dans sa capacité à simuler des phénomènes non linéaires. L'étude de ces phénomènes non linéaires restant à finaliser, elle ne sera pas présentée dans le projet d'article fourni en annexe 5. Le premier objectif de validation des méthodes numériques ayant été rempli, des essais de puits ont été simulés sur les milieux synthétiques précédemment étudiés et des premières règles générales sur l'influence des propriétés géométriques et hydrauliques locales sur les propriétés hydrauliques globales caractéristiques du régime transitoire ont été dégagées.

Dans son ensemble, cette partie relate un travail en cours de réalisation. C'est pourquoi certains résultats demandent à être confirmés et une partie des études initialement prévues ne peuvent pas encore être présentées.

## A. Comparaison d'algorithmes pour la recherche de solutions numériques à l'écoulement en régime transitoire

Voir le projet d'article présenté en Annexe 5

**“Appraisal of a backward differentiation method for simulating transient flow in multiscale fracture networks”**

par J.R. de Dreuzy et J. Erhel

## B. Caractérisation théorique d'essais de puits effectués dans des réseaux de fractures multiéchelles

La méthode de différentiation rétrograde une fois validée permet de simuler l'écoulement en régime transitoire dans les modèles de milieux fracturés étudiés dans la partie III en régime permanent. L'objectif au travers de l'étude transitoire est d'évaluer la pertinence des modèles simplifiés mentionnés lors de l'étude du régime permanent et éventuellement d'y apporter des précisions. L'étude des propriétés hydrauliques des réseaux en régime transitoire a été réalisée sur la configuration d'un essai de puits avec un puits de pompage au centre du réseau et des conditions de charge imposée sur ses bords (figure 24c). Suivant les propriétés recherchées, le débit imposé au puits est soit instantané (pulse), soit permanent. Le passage des conditions aux limites de type gradient au type pompage peut en lui-même occasionner des modifications de structure élémentaire, cependant, de par leur simplicité, les structures simplifiées établies pour un type de conditions aux limites restent probablement en partie pertinentes pour l'autre. Par exemple, l'existence d'une longueur de corrélation au-dessus de laquelle le milieu est homogénéisable n'a pas de raison d'être remise en cause. Cette hypothèse est également étayée par les similitudes de relations de changement d'échelle établies en milieux poreux pour des conditions aux limites de types différents [Desbarats, 1992b; Sánchez-Villa et al., 1999a].

Dans le cadre des modèles de *Barker* [1988] et d'*Acuna et Yortsos* [1995], les paramètres fondamentaux sont la dimension hydraulique  $n$  définie par l'équation (9) et l'exposant de diffusion anormale  $d_w$  relié à l'exposant  $\theta$  de l'équation (15) par  $d_w=2+\theta$ . Les valeurs de ces paramètres sont

fixées par le profil de charge en régime permanent  $h_{\infty}(r)$  et l'évolution de la moyenne quadratique du rayon de diffusion  $R^2(t)$  respectivement.  $R^2(t)$  est obtenu par intégration sur le réseau de  $R^2$ , le carré de la distance d'un point au puits :

$$\langle R^2(t) \rangle = \frac{\sum_{\substack{\text{fractures} \\ \text{du réseau}}} \int_{\text{fracture}} R^2(l).C(l).dl}{\sum_{\substack{\text{fractures} \\ \text{du réseau}}} \int_{\text{fracture}} C(l).dl}$$

où  $l$  est une mesure établie sur la fracture et  $C$  est la concentration au point  $l$ . Le calcul de la concentration  $C(l)$  entre deux nœuds a été réalisé suivant l'approximation que la concentration évolue linéairement entre les nœuds.  $h_{\infty}(r)$  et  $R^2(t)$  peuvent être analysés et déterminés via un modèle numérique en dehors de tout contexte théorique. Ces fonctions ont été retenues dans cette étude non seulement en raison de leur connexion aux modèles théoriques précédemment cités mais également parce qu'elles offrent une représentation synthétique des évolutions spatiale et temporelle de la charge en transitoire.

Le rayon de diffusion a en plus une signification particulière. Il s'agit de la distance moyenne au centre du réseau d'un marcheur aléatoire qui serait lâché à l'instant initial au centre du réseau et qui effectuerait un pas unitaire par unité de temps. Cette analogie s'inscrit dans le cadre plus général des relations entre écoulement et diffusion [de Gennes, 1976; Halvin and Ben-Avraham, 1987]. Dans la recherche des propriétés de l'écoulement en transitoire, l'effet des conditions aux limites commence à être non négligeable lorsque les particules les plus rapides atteignent les bords du système. Ainsi la probabilité de présence des particules, ou de façon équivalente leur probabilité de sortie, sera utilisée comme mesure de l'influence des conditions aux limites.

### 1. Profil de charge et rayon de diffusion pour quelques modèles de milieu simples

La recherche de  $h_{\infty}(r)$  et  $R^2(t)$  pour des modèles de réseaux élémentaires est destinée d'une part à fixer des modèles limites et d'autre part à valider les méthodes de simulation numérique. Cette vérification renforce les tests précédents concernant la validité du schéma numérique et permet d'évaluer l'importance d'éventuels effets de bord tels que la forme des conditions aux limites. Les conditions aux limites ont la forme du carré dans lequel est généré le réseau alors que, dans la théorie, les conditions aux limites ont une symétrie cylindrique. Les premiers essais ont été effectués sur des milieux mono- et bidimensionnels (figure 38). Pour ces deux milieux, le carré du rayon de diffusion évolue linéairement avec le temps  $t$  (figure 38e, courbes continue et pointillée). Les déviations pour les temps longs sont dues aux conditions aux limites dont l'effet est caractérisé

par la concentration de particules présentes dans le réseau (figure 38e, courbes pointillées et points). Tant que cette concentration n'évolue pas, aucune particule n'a atteint les bords du système et l'effet des conditions aux limites peut être négligé. Les profils de charge en permanent sont respectivement linéaire et logarithmique pour des milieux mono- et bimimensionnels conformément à l'équation (13) (figures 38 c et d, carrés). Les profils obtenus pour des temps finis montrent que la forme intermédiaire des profils de charge est la composition d'une forme plate pour les parties du réseau non encore atteintes par le front d'onde et d'une forme identique au profil permanent pour les parties déjà traversées par le front d'onde. L'information complémentaire au profil permanent est donc la vitesse à laquelle le front d'onde se propage mesurée ici par  $R^2(t)$ . Pour ces systèmes simples, le profil de charge permanent et le rayon de diffusion cernent bien la structure du milieu. Le choix de ces variables pour décrire l'écoulement en régime transitoire pour des réseaux de fractures intermédiaires (entre la fracture unique et le quadrillage) est corroboré par ces observations.

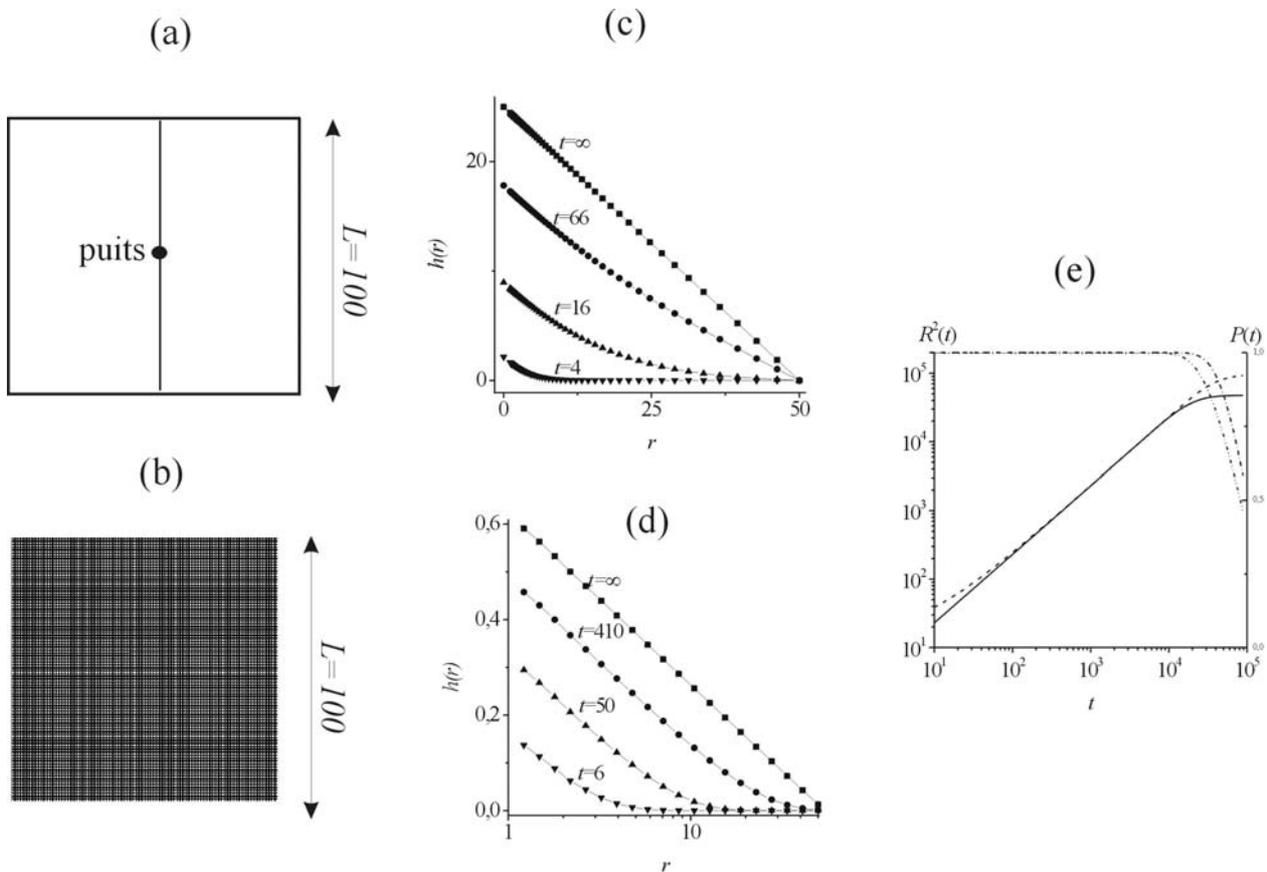


Figure 38 : (c) Validation de la recherche du profil de charge pour le quadrillage (a) et (d) pour la fracture unique (b). (e) Validation de l'évolution du rayon de diffusion pour les mêmes modèles (courbe continue pour la fracture et courbe pointillée pour le quadrillage). Les courbes en pointillés et points de la figure (e) représentent la probabilité de présence des particules dans le réseau et sont mesurées sur les échelles de droite.

Le quadrillage testé et représenté figure 38 a une maille très fine si bien qu'il est impossible de distinguer la réponse monodimensionnelle du réseau à l'échelle de la maille. Un quadrillage de maille plus grossière a été considéré de façon à cerner la transition d'un milieu monodimensionnel à un milieu tridimensionnel. Les évolutions du rayon de diffusion étant identiques pour les réseaux mono- et bidimensionnels, le rayon de diffusion reste le même lorsque le front de diffusion passe de l'échelle de la maille à l'échelle du réseau. En revanche le profil de charge en permanent est influencé par la dimensionnalité du milieu (figure 39).

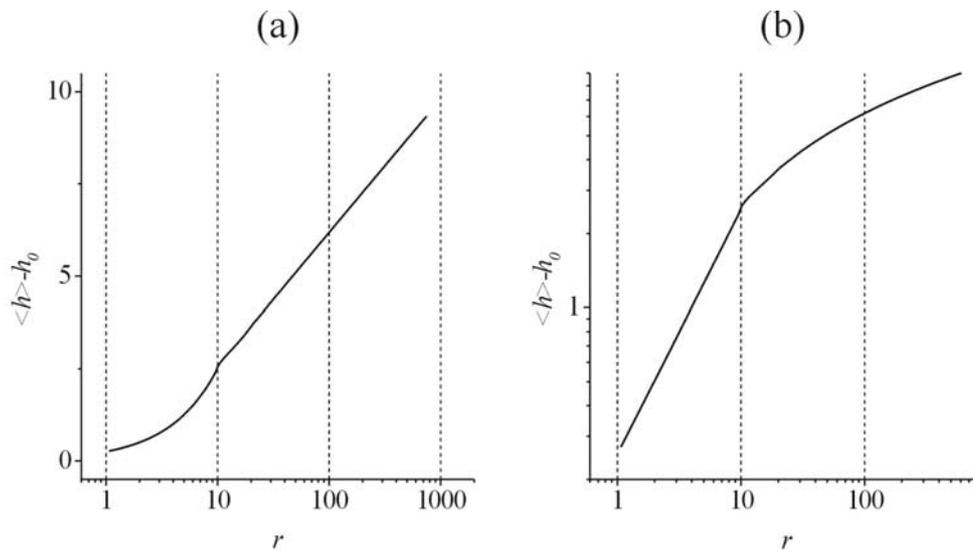


Figure 39 : Profils de charge en permanent en diagramme log-linéaire (a) et log-log (b) pour un quadrillage de taille globale 1000 et de maille de taille 10.

Un dernier test a été effectué sur les réseaux de fractures de longueurs infinitésimales rentrant dans le champ d'application de la théorie de la percolation classique. L'évolution du rayon de diffusion suit une loi de puissance d'exposant  $2/d_w$  avec  $d_w \sim 2.87$  [Stauffer and Aharony, 1992]. Les simulations numériques conduisent à un exposant  $d_w$  de 3 proche de 2.87. Les 5% de différence peuvent provenir du fait que les réseaux précédents ont été générés pour une valeur du paramètre de percolation fixée à 5.8 et non rigoureusement au seuil de percolation.

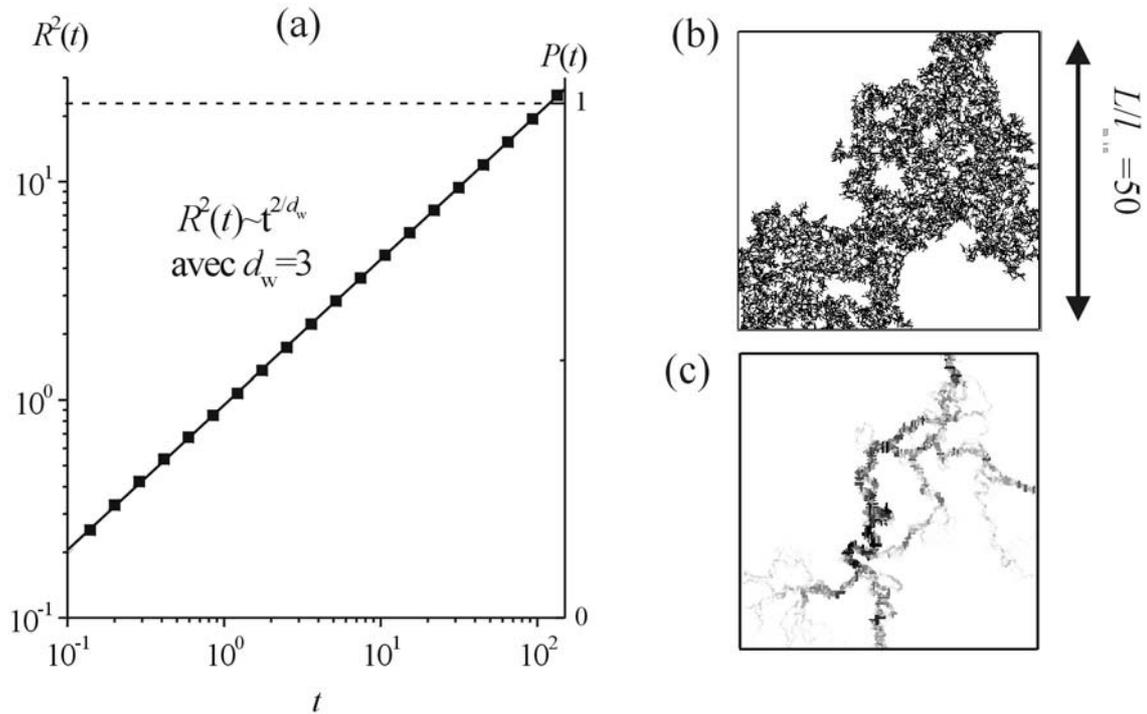


Figure 40 : (a) Évolution temporelle du rayon de diffusion pour des réseaux de fractures de longueur infinitésimale voisins du seuil de percolation. Le trait pointillé en haut du graphe correspond à la propriété de présence des particules dans le système. Comme elle reste constante, l'influence des conditions aux limites peut être négligée. Un amas infini typique de ceux sur lesquels ont été calculés les rayons de diffusion ainsi que les flux pour des conditions aux limites de type pompage sont représentés figures (c) et (d).

## 2. Profils de charge et rayon de diffusion pour des réseaux fracturés multiéchelles sans distribution d'ouvertures

Comme dans le cas de l'étude menée en régime permanent (partie II), les interprétations des profil de charge et rayon de diffusion ne sont significatifs que de modèles moyens. Les profils de charge de réseaux quelconques obtenus suivant le même ensemble de paramètres peuvent différer significativement même au-dessus du seuil de percolation (figure 41a, courbes gris et gris clair) tandis que la moyenne d'ensemble montre une tendance lissée simple.

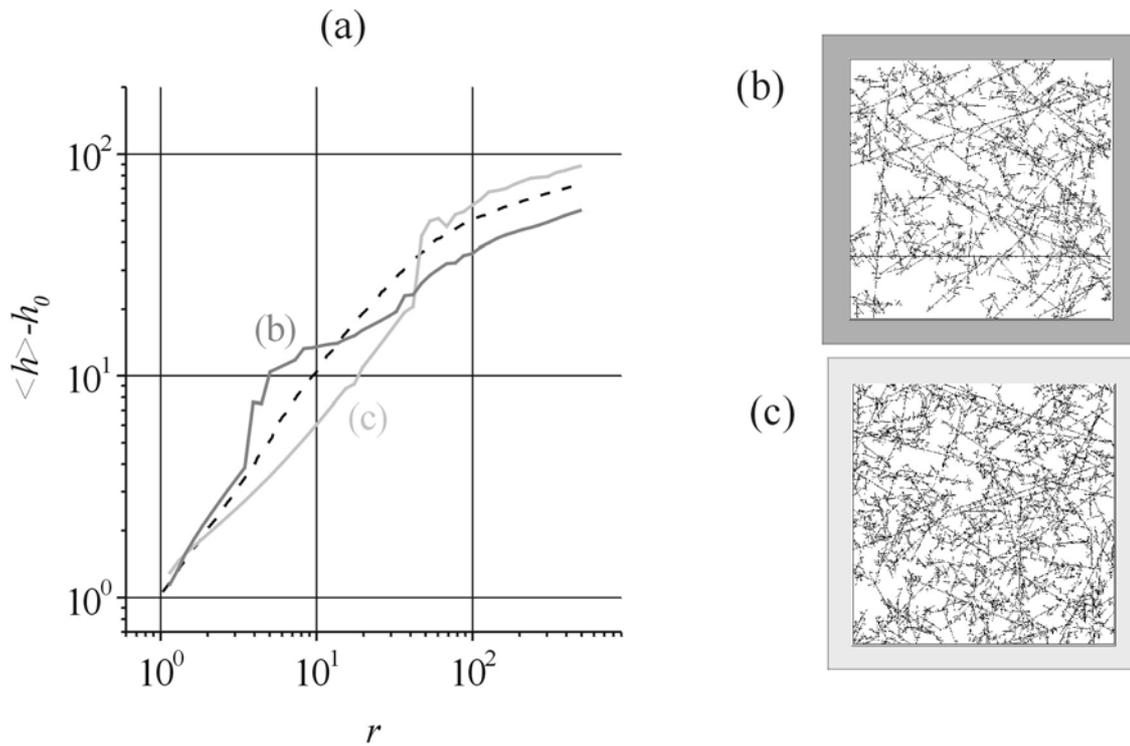


Figure 41 : Variabilité du profil de charge en permanent. (a) : profil de charge pour les deux réseaux représentés en (b) et (c), générés pour  $a=2.5$ ,  $L/l_{\min}=1000$  et  $p=15$ . La courbe pointillée donne la moyenne d'ensemble.

Le profil de charge en permanent peut être interprété suivant deux modèles différents. Dans un premier de temps, les dimensions hydrauliques apparentes ( $n_{\text{per}}$ ) obtenues à partir du profil de charge en permanent sont interprétées suivant le modèle de *Barker* [1988]. Dans un deuxième temps, avec la détermination supplémentaire de l'exposant de diffusion anormal  $d_w$ , la dimension réelle d'écoulement  $n$  pourra être approchée à partir de  $d_w$  et  $n_{\text{per}}$  en utilisant la relation (16) et  $d_w=2+\theta$  de telle sorte que :

$$n = n_{\text{per}} + (d_w - 2) \quad (22)$$

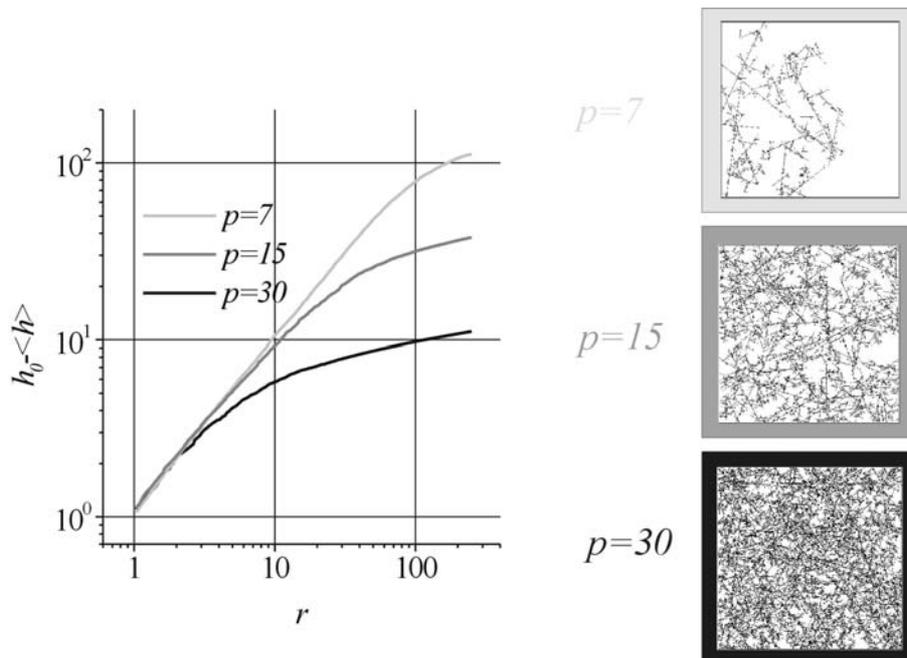


Figure 42 : Profil de charge en permanent pour des réseaux de taille  $L/l_{\min}=600$  d'exposant caractéristique  $a=2.5$  et trois valeurs du paramètre de percolation.

Quelle que soit la valeur de l'exposant  $a$ , la charge augmente avec la distance au puits suivant une loi puissance ou une loi exponentielle (figures 42 et 43). La loi d'augmentation change de part et d'autre d'une longueur de transition  $L_c$ . Au-dessus de  $L_c$ , l'augmentation suit une loi exponentielle et  $n_{\text{per}}$  est toujours égal à 2, tandis qu'en dessous de  $L_c$ , l'augmentation suit une loi puissance d'exposant  $(2-n_{\text{per}})$  et  $n_{\text{per}}$  croît de 1 à 1.1 lorsque  $a$  croît de 1 à  $\infty$  (figure 44). Avec uniquement des données de profil de charge en permanent, le modèle d'écoulement simplifié est celui donné par la grille régulière dont la maille a une échelle caractéristique  $L_c$ . La maille est formée d'un milieu d'écoulement essentiellement monodimensionnel ( $n_{\text{per}}$  proche de 1). La remarque de *Barker* [1988] illustrée figure 15 sur la transition entre milieux mono- et bidimensionnels est cohérente avec ces observations de profil de charge en régime permanent.

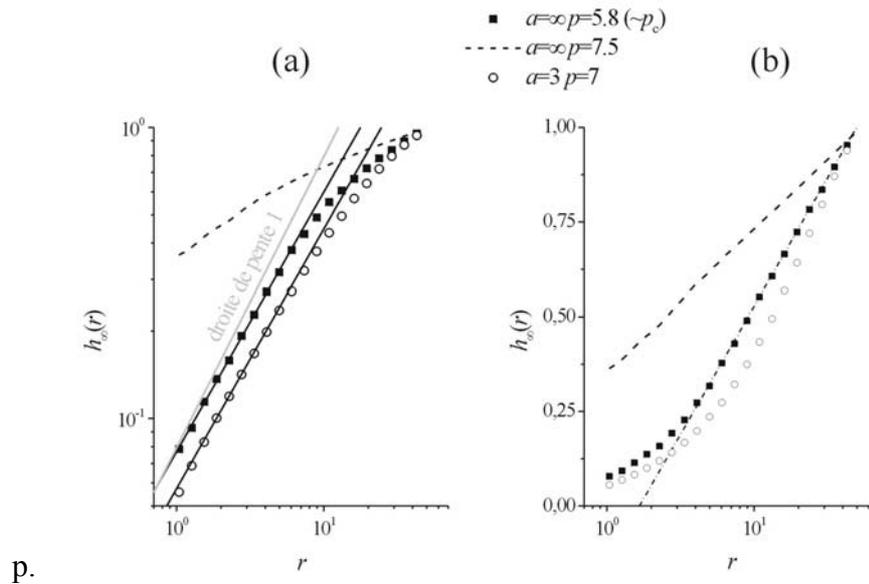


Figure 43 : Profil de charge en permanent en diagramme bilogarithmique (a) et logarithmique-linéaire (b) pour des réseaux de fractures de longueur infinitésimale devant la taille du réseau ( $a=\infty$ ,  $L/l_{min}=75$ ) et des réseaux ayant une distribution de longueurs puissance d'exposant caractéristique  $a=3$  ( $L/l_{min}=100$ ).

Les résultats obtenus pour le rayon de diffusion montrent l'existence de deux régimes de part et d'autre d'un temps critique  $t_c$  (figures 45a et b, disques ouverts). Pour des temps  $t$  inférieurs à  $t_c$ ,  $R^2(t)$  suit une loi puissance en  $t$  d'exposant  $2/d_w$ , où  $d_w$  est l'exposant de diffusion anormale précédemment défini (figures 45a et b). L'exposant  $d_w$  croît de 2 à 3 lorsque  $a$  évolue de 1 à  $\infty$  (figure 45c), indiquant que la diffusion est d'autant plus ralentie que la structure de l'amas infini est ramifiée et contient des bras morts. Pour les temps  $t$  supérieurs à  $t_c$ ,  $R^2(t)$  devient linéairement dépendant du temps quel que soit l'exposant  $a$  indiquant le passage à un milieu homogène.

Une étude systématique des relations entre la longueur liée à ce temps caractéristique  $t_c$ , la longueur de transition mise en évidence par l'étude du profil de charge en permanent  $L_c$  et la longueur de corrélation est prévue. Il se peut que ces trois longueurs coïncident. Cependant il apparaît clairement que, pour une valeur fixée de la distribution des longueurs, la longueur de corrélation, la longueur de transition  $L_c$  et le temps critique  $t_c$  décroissent quand la densité augmente (figure 42 pour la décroissance de  $L_c$  et figures 45a et b pour la décroissance de  $t_c$ ). Ainsi trois domaines peuvent être définis en fonction de leur position par rapport aux échelles caractéristiques précédentes, ce sont les domaines en dessous des longueurs caractéristiques, entre les longueurs caractéristiques et au-dessus. Comme le domaine de transition entre longueurs caractéristiques est probablement d'extension limitée, il n'en sera pas question dans cette première étude. Le domaine au-dessus des longueurs caractéristiques est caractérisé par  $d_w=2$  et  $n=2$ , il s'agit donc du milieu bidimensionnel homogène. L'étude des réseaux en régime permanent (Annexe 1) a dégagé la même

conclusion de convergence vers un milieu homogène bidimensionnel au-dessus de la longueur de corrélation. Il apparaît donc que la longueur de corrélation est identique à la plus grande des longueurs de transition.

Sous les longueurs caractéristiques, le milieu a une dimension hydraulique apparente  $n_{\text{per}}$  voisine de 1 (figure 44) mais un exposant de diffusion anormale  $d_w$  supérieur à 2 et variant significativement avec  $a$  (figure 45c). La dimension hydraulique  $n$  calculée grâce à la relation (22) croît de 1 à 2.1 lorsque  $a$  croît de 1 à l'infini (figure 45d). Le fait que la dimension d'écoulement soit de 2.1 pour  $a=\infty$  provient de la forte valeur de  $d_w$  déjà signalée. En utilisant pour  $d_w$  la valeur de 0.85 fournie par Stauffer [1992], on obtient  $n(\infty)=1.95$  proche de la dimension fractale théorique de l'amas infini au seuil de percolation ( $D=1.9$ ). La dimension d'écoulement  $n$  caractérise des structures probablement en partie liées aux structures d'écoulement simplifiées mises en évidence lors de l'étude du régime permanent (Annexe 1) et qualifiées de superposition de fractures infinies ( $a < 2$ ) et de "multichemin multisegment" (multipath multisegment) ( $2 < a < 3$ ). Les relations ne peuvent être que partielles étant donné que les bras morts interviennent uniquement dans la modélisation transitoire. La croissance de  $n$  avec  $a$  s'accélère lorsque  $a$  devient supérieur à 3, corroborant une fois de plus le rôle de  $a=3$  comme valeur charnière du modèle.

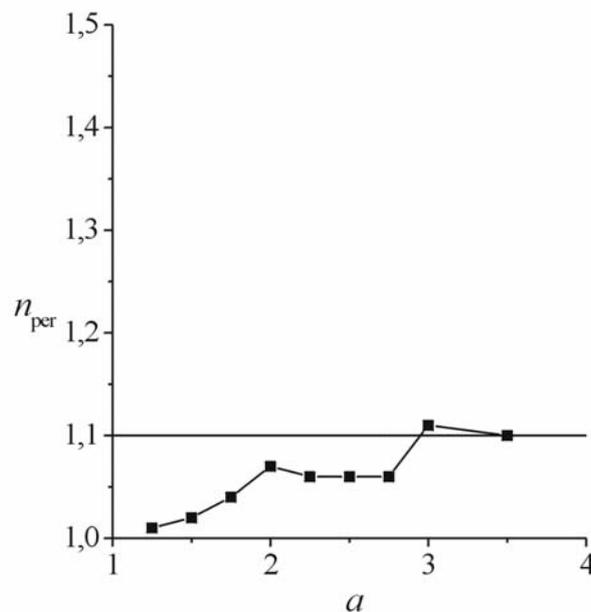


Figure 44 : Dimension hydraulique apparente  $n_{\text{per}}$  en fonction de  $a$  pour des réseaux sans distribution d'ouvertures.

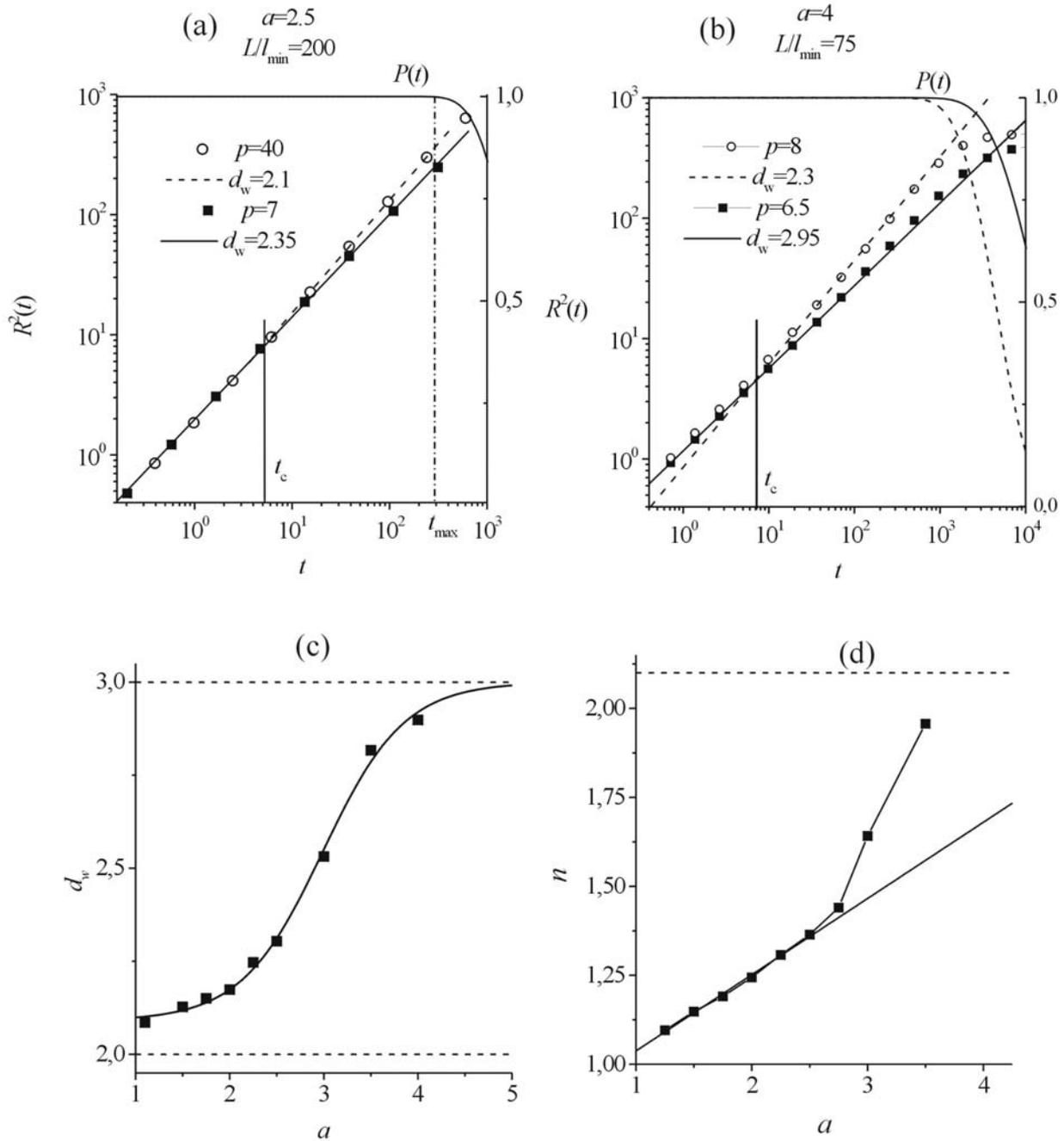


Figure 45 : Évolution temporelle du rayon de diffusion  $R^2(t)$  (mesurée sur l'échelle de droite) et de la probabilité de présence des particules dans le système  $P(t)$  (mesurée sur l'échelle de gauche) pour deux types de réseaux générés avec (a)  $a=2.5$  et (b)  $a=4$ . Pour ces réseaux, toutes les fractures ont la même ouverture. (c) Exposant de la diffusion anormale  $d_w$  et (d) dimension d'écoulement  $n$  en dessous et au seuil de percolation en fonction de  $a$ .

### **3. Influence de la distribution d'ouvertures sur le profil de charge en permanent et le rayon de diffusion**

Le modèle adopté pour l'étude du régime transitoire reste celui de l'écoulement dans une fracture idéale forme de deux plans parallèle séparés par une distance égale à l'ouverture de la fracture. Dans ce modèle, la perméabilité varie comme le carré de l'ouverture tandis que le coefficient d'emmagasinement est constant, ce qui revient à négliger l'influence de la matrice. L'intégration de l'équation de diffusion transversalement à la fracture conduit à une perméabilité intégrée fonction du cube de l'ouverture et un coefficient d'emmagasinement intégré linéairement dépendant de l'ouverture.

En régime permanent, les structures d'écoulement pertinentes dépendent à la fois des distributions de longueurs et d'ouvertures (Annexes 2 et 3). De même, en régime transitoire, la dimension hydraulique et l'exposant de diffusion anormale sont fonction simultanément de ces deux distributions. La dimension d'écoulement apparente  $n_{\text{per}}$  révélée par le profil de charge en permanent augmente lorsque la distribution d'ouvertures devient plus large (figure 46b). Cette augmentation s'explique par une diminution de la perte de charge (figure 46a). En effet, dans les modèles pour lesquels la probabilité d'occurrence de fractures de longueur de l'ordre de la taille du système n'est pas négligeable ( $a < 3$ ), les liens les plus perméables offrent des voies préférentielles d'écoulement (Annexe 2). Comme ces liens très perméables induisent de faibles pertes de charge, la dimension d'écoulement apparente  $n_{\text{per}}$  augmente.

Les simulations numériques conduites en régime transitoire montrent que l'exposant de diffusion anormale  $d_w$  augmente lorsque la distribution de perméabilité locale s'élargit ( $\sigma(\ln(K))$  augmente) (figure 47). L'augmentation de  $d_w$  traduit une diffusion plus lente. La diffusion est probablement ralentie par l'occurrence de liens moins perméables et indispensables à l'écoulement (équivalent des liens rouges de la théorie de la percolation).

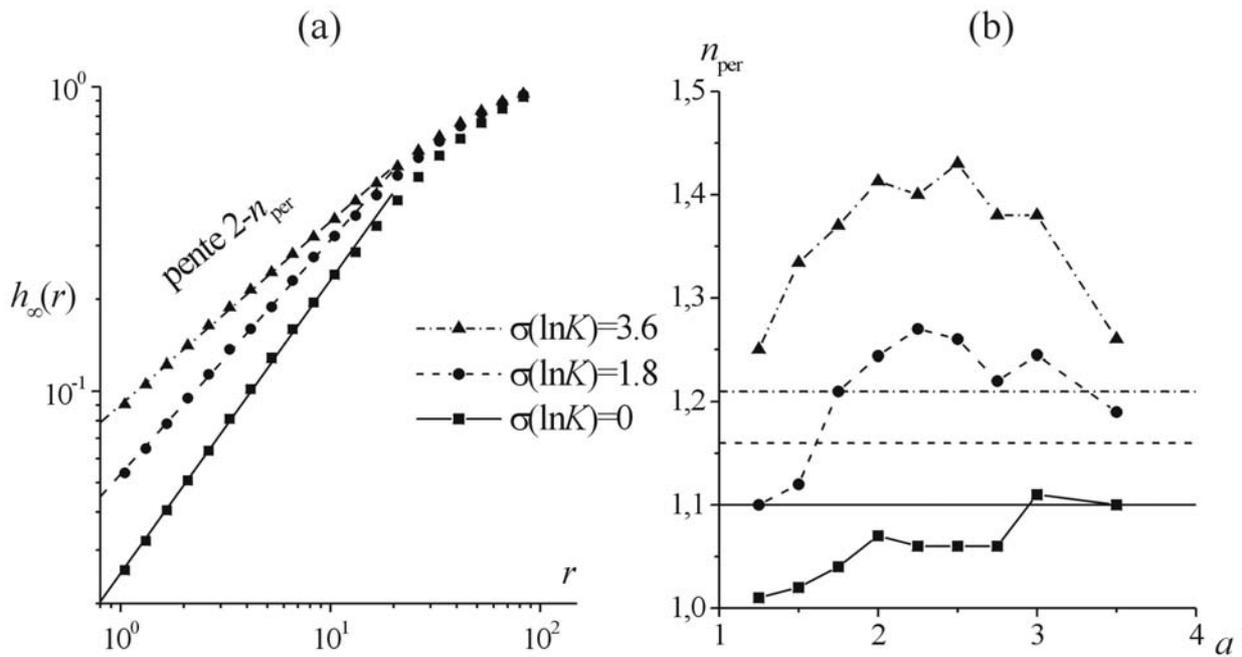


Figure 46 : (a) Profil de charge en permanent en fonction de la distance au puits. (b) Dimension d'écoulement apparent  $n_{per}$  en fonction de l'exposant caractéristique de la distribution des longueurs pour des réseaux au voisinage du seuil de percolation sans distribution d'ouvertures de fractures (carrés pleins) et pour des réseaux avec distribution d'ouvertures lognormale caractérisées par  $\sigma(\ln K)=0.25$  (disques pleins) et  $\sigma(\ln K)=0.5$  (triangles pleins). Les lignes horizontales sont les valeurs des dimensions d'écoulement obtenues pour  $a=\infty$  et les différentes valeurs de  $\sigma(\ln K)$ .

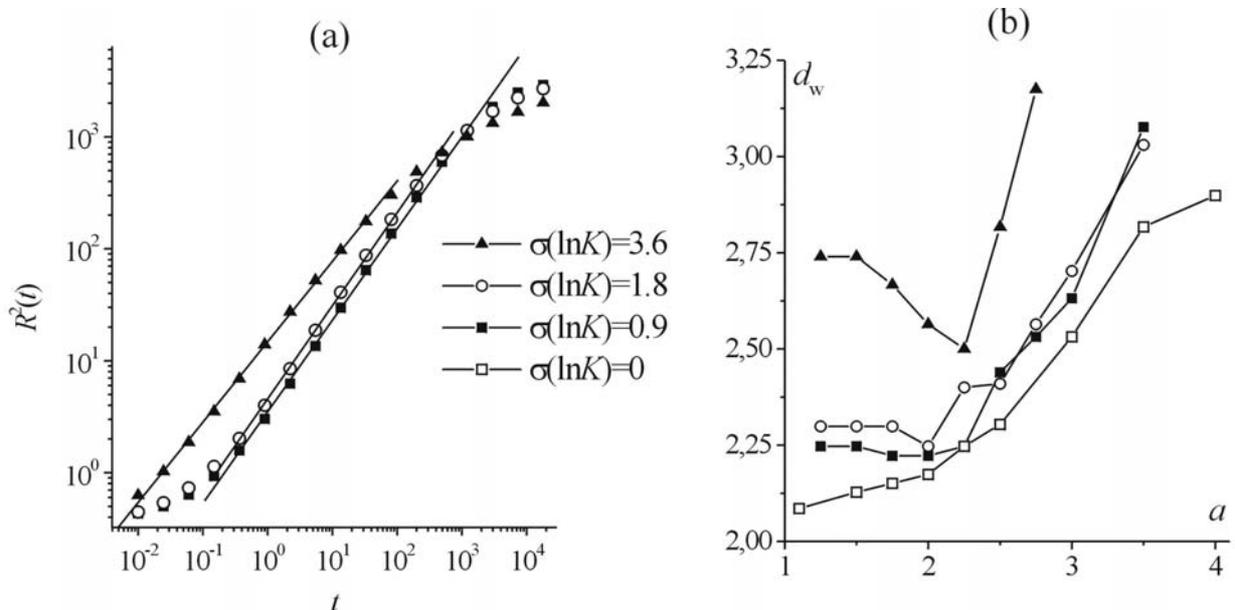


Figure 47 : (a) Évolution temporelle du carré du rayon de diffusion  $R^2(t)$  pour des réseaux au voisinage du seuil de percolation ayant une distribution locale de perméabilité lognormale. (b) Exposants de diffusion anormale  $d_w$  correspondants.

La relation (17) donne la dimension d'écoulement réelle  $n$  en fonction de la dimension d'écoulement apparente  $n_{per}$  et de l'exposant de diffusion anormale  $d_w$  ( $n=n_{per}+d_w-2$ ) (figure 48).

Suivant les sens de variation de  $n_{\text{per}}$  et  $d_w$ ,  $n$ , tout comme  $d_w$ , augmente avec l'exposant de la distribution des longueurs  $a$  et avec l'écart type  $b$  de la distribution lognormale d'ouvertures ( $b=\sigma(\ln K)$ ).

Le comportement de  $n_{\text{per}}$  et  $d_w$  au-dessus du seuil de percolation de part et d'autre de la longueur critique séparant deux chemins indépendants  $L^*$  n'a pas encore été analysé (Annexe 2). De même, des relations plus précises entre les paramètres hydrauliques globaux  $n$  et  $d_w$  et les caractéristiques géométriques et hydrauliques locales ( $a, b, p$ ) n'ont pas encore pu être établies. Leur étude fait partie des perspectives à court terme de cette thèse.

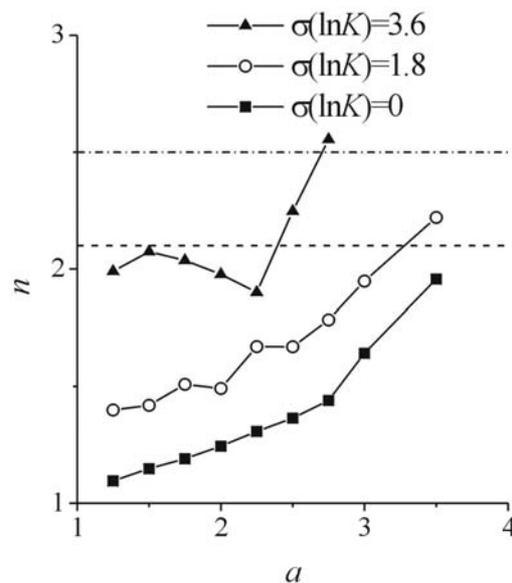


Figure 48 : Dimension d'écoulement réelle  $n$  en fonction de  $a$  pour des réseaux avec distribution d'ouvertures lognormale. Les lignes tiretées et tiretées pointillées sont les valeurs de  $n$  pour  $a = \infty$  et respectivement  $\sigma(\ln K) = 0$  et  $\sigma(\ln K) = 1.8$ .

## C. Interprétation d'essais de puits obtenus sur un milieu fracturé naturel : Ploemeur

### 1. Description du site

Le site de Ploemeur situé dans le Morbihan (France) se distingue en Bretagne par la forte productivité de son aquifère ( $3000 \text{ m}^3/\text{j}$ ), qui alimente la ville de Ploemeur. L'étude de cet aquifère est l'objet de la thèse de Frédéric Touchard [Touchard, 1999]. À partir d'une approche pluridisciplinaire fondée sur des données géologiques, géophysiques et hydrauliques, cette thèse a permis d'établir que les arrivées d'eau sont localisées au niveau de pegmatites fracturées, lesquelles

sont situées dans une zone de contact sub-horizontale entre granite et micaschiste (figure 49). Le site de Kermadoye a été équipé d'une vingtaine de piézomètres (figure 50). Les puits pompés dans lesquels ont été effectués les essais de puits sont situés approximativement au centre de la zone équipée de telle sorte que la distance des piézomètres aux puits pompés couvre une gamme d'échelle allant de 5 à 600 mètres, ce qui fait l'intérêt du site du point de vue de la modélisation hydraulique.

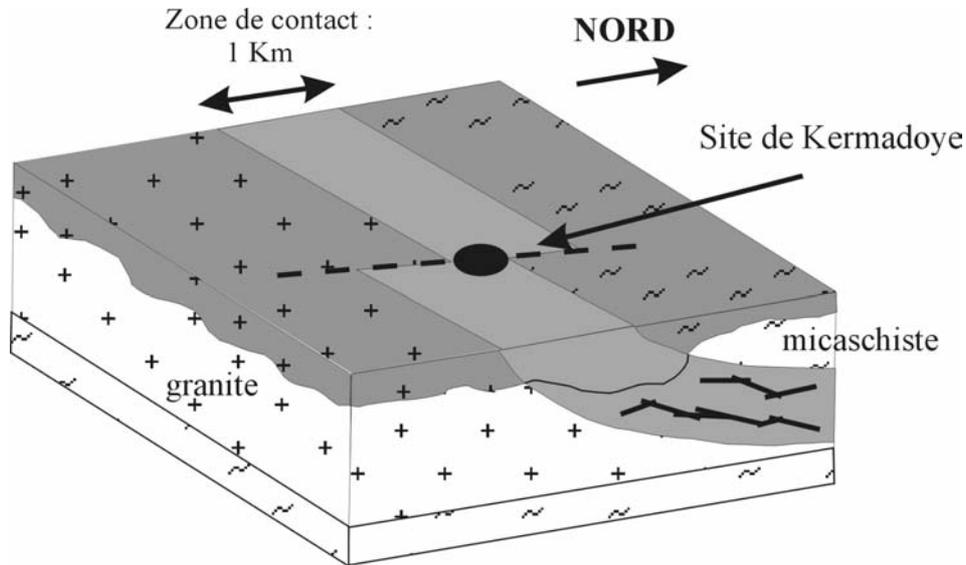


Figure 49 : Situation géologique du site de Ploemeur. D'après Touchard [1999].

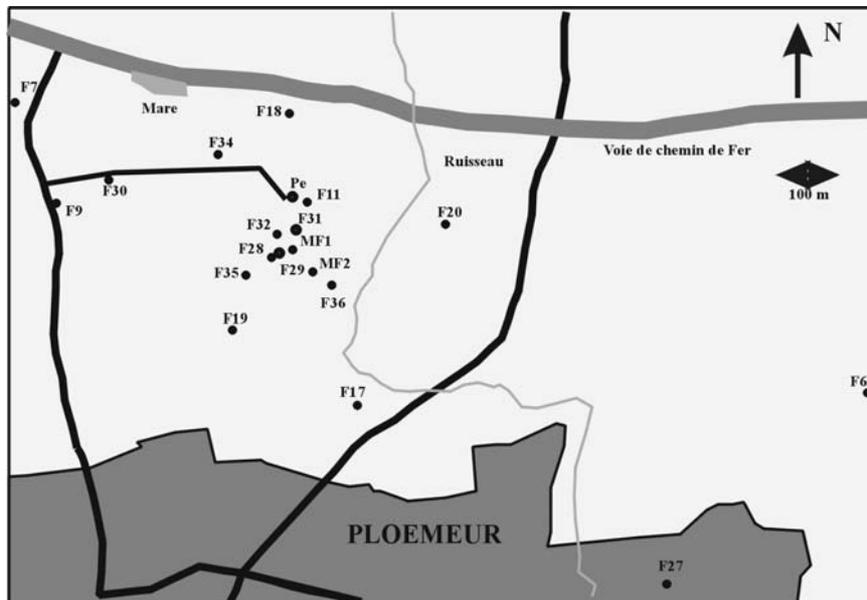


Figure 50 : Localisation des piézomètres (points noirs) sur le site de Kermadoye. D'après Touchard [1999].

## 2. Interprétation des essais de puits.

Plusieurs essais de puits ont été réalisés dans les piézomètres F29 et F31 occupant une position centrale dans le dispositif (figure 50). Les essais de puits ont été menés à débit constant de l'ordre de  $30 \text{ m}^3/\text{h}$  en maintenant les autres conditions constantes. Une description détaillée du protocole des essais de puits est donnée dans la thèse de F. Touchard [Touchard, 1999]. Lors des essais de puits, les rabattements ont été suivis dans tous les piézomètres du site (exemple de rabattement pour F19 figure 51, trait plein). Ces rabattements ont été interprétés suivant les modèles de Théis et Barker (figure 51). Le modèle de Théis ne permet pas de rendre compte des données à la fois aux temps longs et aux temps courts. Dans l'exemple typique de la figure 51, la courbe de Théis suit le rabattement aux temps longs, mais en diffère significativement aux temps courts. En revanche le modèle de Barker permet de simuler le rabattement sur toute la gamme de temps disponible. Ignorer le rabattement aux temps courts en retenant le modèle de Théis revient à négliger une information sur les premiers temps d'arrivée et donc sur la diffusion de la charge dans le milieu. C'est pourquoi le modèle de Barker a été retenu.

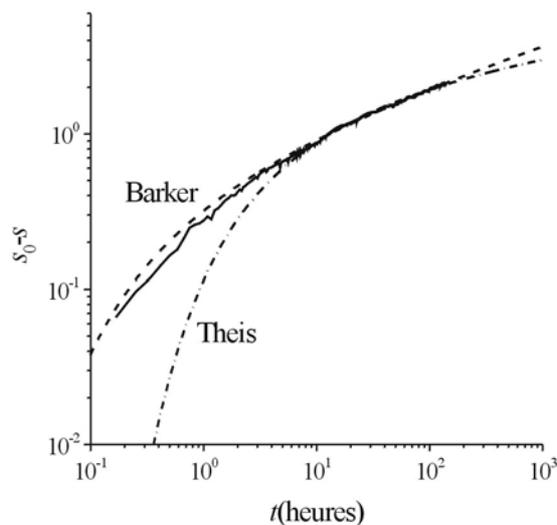


Figure 51 : Opposé du rabattement ( $-s$ ) en fonction du temps de pompage  $t$  mesuré en heures (trait plein) sur le piézomètre F19. Meilleure approximation donnée par les modèles de Théis (tirets pointillés) et de Barker (tirets).

L'interprétation d'essais de puits à partir de données de rabattement selon le modèle de Barker conduit à l'estimation de la dimension d'écoulement apparente  $n_{\text{rab}}$ , de la perméabilité généralisée  $K.b^{3-n}$  (abrégée dans la suite en  $K$ ) et du temps d'arrivée du front d'onde  $t_c$ . Les estimations de ces paramètres ne montrent pas de différences significatives pour des essais de puits différents, ainsi elles seront reportées globalement sans que soit tenu compte de l'essai auquel elles appartiennent. Les estimations de la dimension d'écoulement apparente  $n_{\text{rab}}$  et de la perméabilité généralisée  $K$  ne

montrent pas non plus de tendance avec l'échelle (figures 52a et c). La dimension d'écoulement  $n_{rab}$  varie autour de la valeur moyenne 1.6 avec un écart type de 0.2 (figure 52b). Cette valeur significativement inférieure à 2 indique un milieu d'écoulement de géométrie comprise entre linéaire et radiale. L'absence de tendance d'échelle de la perméabilité généralisée est cohérente avec le modèle de Barker. Dans le cas contraire, le modèle de Barker aurait été remis en question. La variabilité naturelle du milieu reste cependant importante et apparaît à travers les deux ordres de grandeur couverts par l'histogramme de  $K$  (figure 53b).

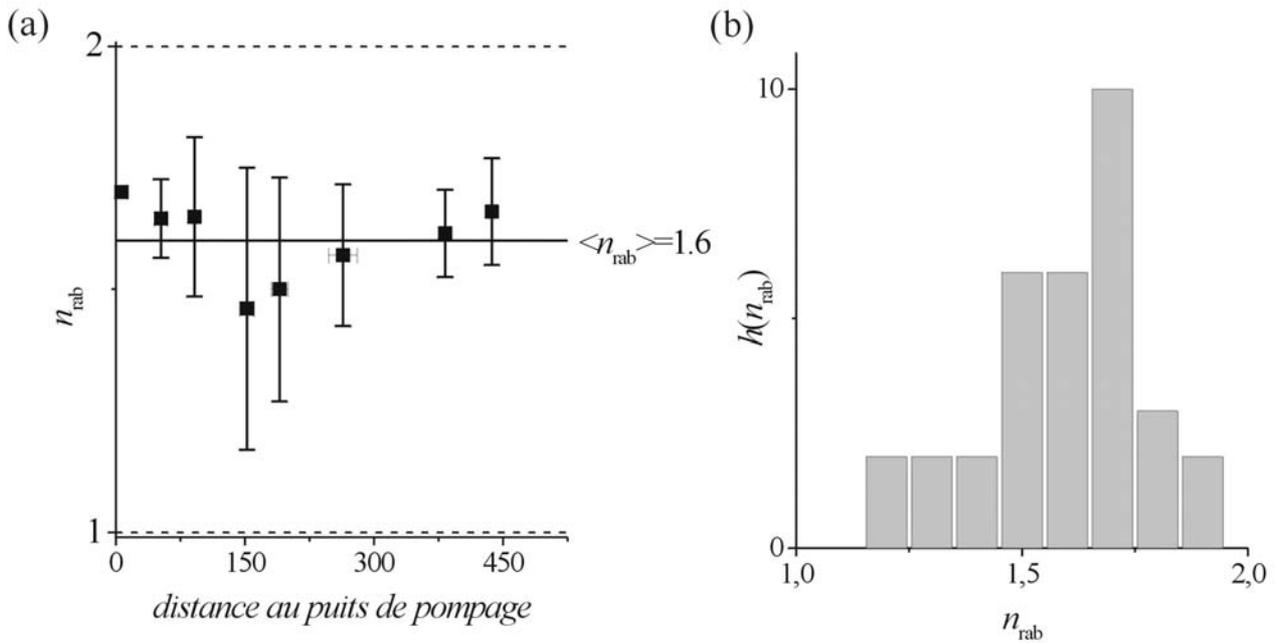


Figure 52 : (a) Dimension d'écoulement apparente  $n_{rab}$  en fonction de la distance au puits de pompage. (b) Histogramme de la dimension d'écoulement  $n_{rab}$ .

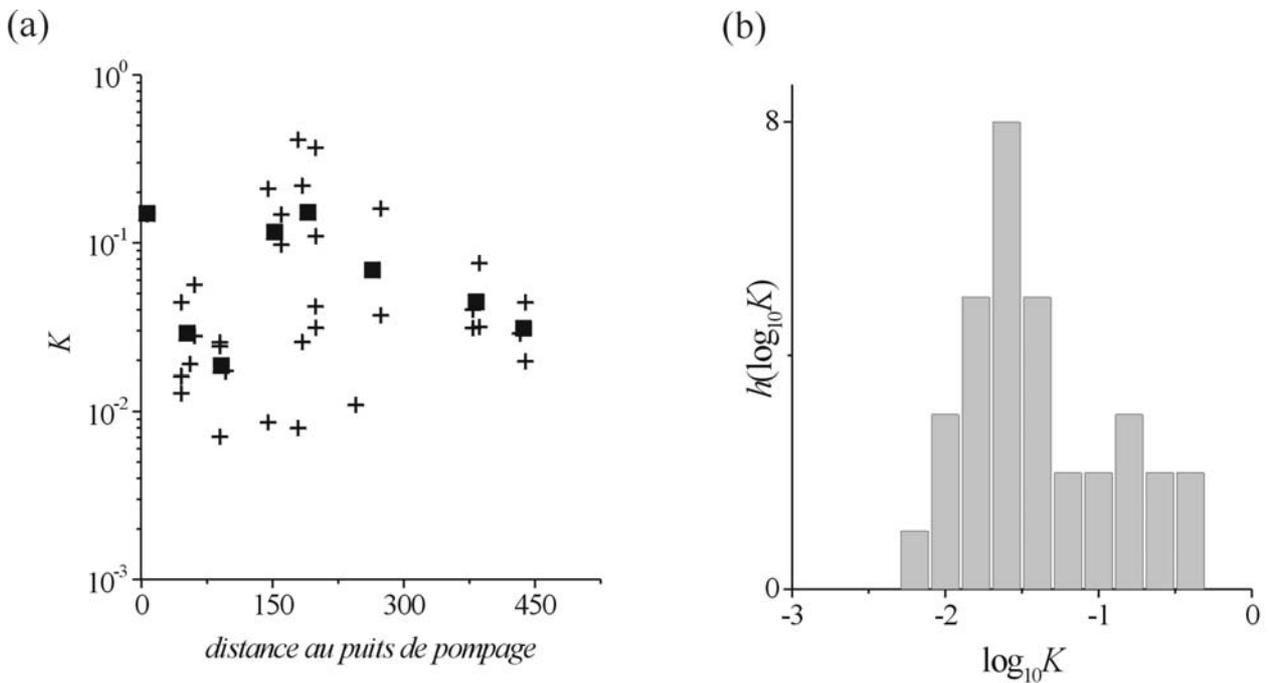


Figure 53 : (a) Perméabilité généralisée de Barker  $K$  en fonction de la distance au puits pompé. Les croix sont les estimations de  $K$  et les carrés pleins représentent les valeurs moyennes. (b) Histogramme de  $K$ .

L'estimation du temps d'arrivée du front d'onde  $t_c$  augmente avec la distance  $R$  entre piézomètre et puits pompé (figure 54). L'augmentation de  $t_c$  avec  $R^2$  montrée par les distances  $R$  supérieures à 100 mètres mène à un exposant de diffusion  $d_w$  de 2, donc à une diffusion normale. Pour des échelles supérieures à 100 mètres, la variation d'échelle du temps d'arrivée  $t_c$  corrobore le modèle de Barker. En revanche, pour des échelles inférieures à 100 mètres, la valeur de l'exposant de diffusion  $d_w$  est significativement supérieure à 2, indiquant une diffusion anormale (figure 54). Les valeurs de  $d_w$  établies à 2 et 4 donnent des tendances moyennes tandis que la variabilité autour de ces tendances reste importante. Le modèle pertinent n'est plus celui de Barker mais celui d'*Acuna et Yortsos* [1995], prenant compte de la diffusion anormale. La dimension réelle de l'écoulement  $n$  peut être déduite de la dimension apparente  $n_{\text{rab}}$  et de l'exposant de diffusion anormale  $d_w$  d'après l'expression (17) ( $n = n_{\text{rab}} \cdot d_w / 2$ ), conduisant à  $n \approx 3$ . Ainsi le modèle hydraulique pertinent évolue avec l'échelle. Pour des échelles inférieures à la centaine de mètres, le milieu est hétérogène ( $d_w \approx 4$ ) de dimension hydraulique  $n \approx 3$  tandis que pour des échelles supérieures le milieu devient homogène ( $d_w \approx 2$ ) de dimension hydraulique  $n \approx 1.6$  (les termes homogène et hétérogène référant ici aux aspects normaux et anormaux de la diffusion).

L'obtention de deux valeurs différentes pour la dimension hydraulique réelle en fonction de l'échelle n'entre pas en contradiction avec le fait que les essais de puits ont été interprétés avec une dimension hydraulique apparente constante. L'hypothèse d'une dimension hydraulique apparente

constante provient de la qualité de la simulation du rabattement par une fonction gamma déterminée par un unique set de paramètres (figure 51) tandis que l'évolution de la dimension hydraulique réelle découle de la variation de l'exposant de diffusion anormale  $d_w$ .

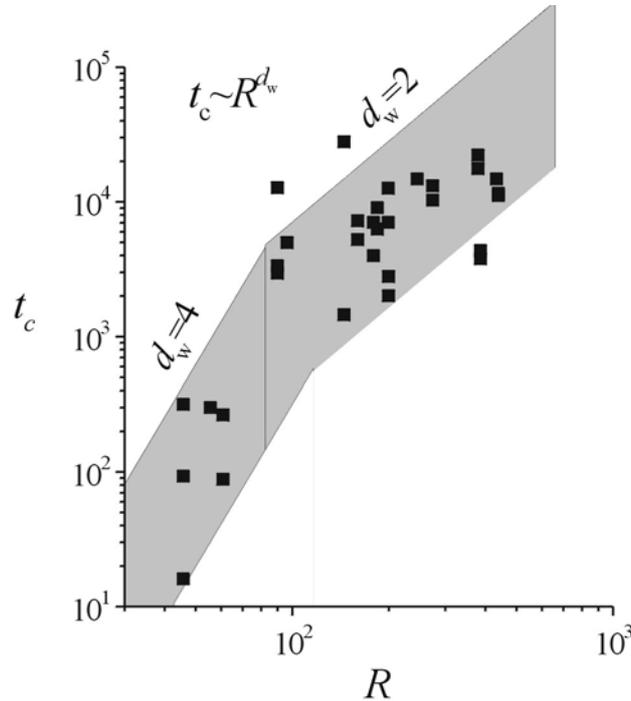


Figure 54 :  $t_c$  en fonction de la distance  $R$  entre puits de pompage et piézomètre d'observation. Les deux bandes grises montrent les tendances  $t_c \sim R^{d_w}$  avec  $d_w=4$  et  $d_w=2$ .

### 3. Confrontation du modèle obtenu sur Ploemeur aux modèles de réseaux de fractures multiéchelles

De même que pour les modèles de fractures multiéchelles, le modèle obtenu sur le site de Ploemeur comprend deux parties de part et d'autre d'une échelle de transition. Pour des échelles inférieures à l'échelle de transition, le modèle caractérisé par  $n=3$  et  $d_w=4$  n'a pas d'équivalent exact dans la gamme des modèles de fractures multiéchelles pour lesquels, sous l'échelle de transition, l'exposant de diffusion anormale est systématiquement supérieur à 2 (figure 47b). Pour des échelles supérieures à l'échelle de transition, le modèle caractérisé par  $n=1.5$  et  $d_w=2$  n'a pas d'équivalent dans la gamme des modèles sans distribution d'ouvertures, pour lesquels le modèle limite est toujours le milieu bidimensionnel homogène. En revanche il est possible que certains modèles de réseaux multiéchelles avec distribution d'ouvertures aient des caractéristiques hydrauliques similaires, au-dessus du seuil de percolation et en dessous de l'échelle critique de chenalisation  $L^*$ .

Cette confrontation entre données et modèles de réseaux est fondamentale pour sélectionner les modèles *a priori* pertinents. Elle peut être poursuivie dans deux directions. D'un côté, la

détermination de l'exposant  $d_w$  à partir de données de terrain ne permet pas d'atteindre une précision satisfaisante, ce qui limite la capacité à sélectionner les modèles les plus pertinents. La détermination de l'exposant  $d_w$  à partir de données de terrain est donc la première direction de recherche. D'un autre côté, les études numériques ont mis en évidence une forte influence des paramètres géométriques de distribution de longueurs et d'ouvertures sur les caractéristiques de l'écoulement en régime transitoire. La deuxième direction de recherche, à plus court terme, concerne la caractérisation plus précise et l'interprétation des relations entre exposants hydrauliques et paramètres géométriques du réseau.

## CONCLUSION

L'observation de milieux fracturés naturels a révélé des caractéristiques géométriques et hydrauliques fondamentalement différentes de celles des milieux poreux. Du point de vue géométrique, la distribution des longueurs de fractures est large d'une part et n'est en général pas limitée à l'échelle d'observation d'autre part. C'est pourquoi elle est en général modélisée par une loi puissance telle que  $n(l) \sim l^{-a}$ , où  $n(l)$  est la probabilité d'occurrence de la fracture de longueur  $l$  et  $a$  un exposant caractéristique compris entre 1 et 3.5. L'existence de fractures à toutes les échelles ne permet pas de recourir sans justification à une approche de type milieu continu équivalent fondée sur l'existence d'une échelle caractéristique. Du point de vue hydraulique, deux types d'observations ont été réalisées à l'échelle locale de la fracture et à l'échelle globale du milieu fracturé. Les distributions de perméabilité de fractures prises individuellement, qu'elles aient été mesurées directement par des essais hydrauliques ou indirectement au travers de mesures géométriques, sont également caractérisées par une large variabilité pouvant être modélisée par des distributions lognormale et puissance. L'étude des écoulements à l'échelle de la fracture ne permet pas de trancher quant à la nature exacte de la distribution de perméabilité locale la plus pertinente. Du point de vue hydraulique global, la répartition des écoulements est très hétérogène. Les flux sont essentiellement concentrés dans les fractures et une proportion très faible de fractures chenalisent la majorité des écoulements. Enfin la perméabilité équivalente du milieu augmente avec l'échelle de mesure.

Partant de ces observations, l'objectif de cette thèse était de chercher un modèle de milieu fracturé compatible à la fois avec les propriétés géométriques, les propriétés hydrauliques locales et les propriétés hydrauliques globales. Cette démarche s'inscrit dans une approche pluridisciplinaire dont la démarche est d'intégrer des informations obtenues par différentes méthodes d'investigation (géologique, géophysique, hydraulique et géochimique) et à différentes échelles. Dans cette thèse, la démarche de modélisation a consisté à utiliser les propriétés géométriques et hydrauliques locales comme hypothèses de modélisation et à confronter les propriétés hydrauliques globales obtenues par le modèle aux observations effectuées sur des milieux naturels.

Dans un premier temps, l'effet des propriétés géométriques et hydrauliques locales a été analysé dans le cadre d'un modèle de réseaux de fractures discret bidimensionnel en régime permanent. L'étude a été décomposée en deux parties. La première partie a consisté à cerner l'influence de la seule distribution des longueurs sur la perméabilité et les structures d'écoulement du milieu (i.e. les propriétés hydrauliques globales). Pour les réseaux caractérisés par une distribution de longueurs

d'exposant caractéristique  $a$  inférieur à 3, il existe une échelle de corrélation  $\xi$  au-dessus de laquelle le réseau fracturé peut être homogénéisé. La valeur de cette échelle de corrélation dépend à la fois de la densité massique de fractures du réseau  $d$  et de l'exposant  $a$ . En dessous de l'échelle de corrélation, le milieu est équivalent soit à une superposition de fractures infinies ( $a < 2$ ), soit à une structure simplifiée appelée multichemin-multisegment ( $2 < a < 3$ ) (figure de l'Annexe 1). Les réseaux caractérisés par un exposant  $a$  supérieur à 3 rentrent dans le domaine d'application de la théorie de la percolation. Enfin quelle que soit la distribution de longueurs, les effets d'échelle sur la perméabilité sont négligeables au-dessus de l'échelle de corrélation tandis qu'en dessous, la perméabilité décroît avec l'échelle. Comme les effets d'échelle obtenus par ce modèle simple ne correspondent pas à l'augmentation observée sur les milieux naturels, des modèles plus complexes intégrant une distribution locale de perméabilité de fracture ont été développés.

L'introduction de la distribution de perméabilité locale lognormale, corrélée ou non à la longueur, ou puissance, entraîne systématiquement une augmentation de la chenalisation et une croissance significative de la perméabilité avec l'échelle (Tableau 8). Les structures d'écoulement pertinentes évoluent de la chenalisation extrême dans une fracture unique à la répartition homogène des flux dans le réseau en fonction de l'échelle, de la densité de fractures et des distributions de longueurs et d'ouvertures (Annexe 3 figure 11). Les modèles les plus proches des observations naturelles disponibles sont caractérisés par une distribution de perméabilité lognormale non corrélée à la longueur et une distribution de longueurs puissance d'exposant  $a$  compris entre 1 et 3. Sans informations supplémentaires, il est admissible que certains milieux fracturés soient essentiellement bidimensionnels sans qu'il y ait de contradictions avec des observations d'effets d'échelle sur la perméabilité. Ces dernières conclusions sont à nuancer par la faible quantité de données d'effets d'échelle. Cependant, d'un point de vue méthodologique, les propriétés hydrauliques globales de chenalisation et d'effets d'échelle sur la perméabilité globale peuvent apporter une information sur les propriétés géométriques et hydrauliques locales des réseaux de fractures. Enfin comme les effets d'échelle résultent de l'influence cumulée des distributions d'ouvertures et de longueurs, un modèle de milieu fracturé bidimensionnel doit inclure simultanément les deux distributions.

La modélisation a été étendue à des modèles tridimensionnels de réseaux de fractures dans lesquels les fractures sont représentées par des ellipses. L'étude de la connectivité (probabilité de connexion) de ces réseaux a permis de justifier l'expression théorique du seuil de percolation. Les règles de connectivité restent cependant analogues à celles mises au point sur des réseaux bidimensionnels et tridimensionnels. L'étude des propriétés hydrauliques de ces réseaux tridimensionnels fait partie des perspectives de cette thèse.

L'étude des relations entre propriétés géométriques et hydrauliques locales et hydrauliques globales a été poursuivie en régime transitoire dans le contexte des essais de puits. Suivant le même esprit que pour l'étude en régime permanent, l'objectif a été de relier les observations procurées par les courbes de rabattement aux caractéristiques locales des milieux fracturés. Des observations d'essais de puits relevées sur le site de Ploemeur ont été confrontées à des simulations d'essais de puits effectués sur les modèles de réseaux synthétiques dont il a été question dans l'étude du régime permanent. Cette comparaison a été réalisée au travers des modèles théoriques de *Barker* [1988] et d'*Acuna et Yortsos* [1995] suivant lesquels l'écoulement prend place dans un milieu de dimension fractionnaire  $n$ . Le milieu est homogène du point de vue de la diffusion dans le modèle de Barker, c'est-à-dire que la diffusion est normale (évolution temporelle linéaire du rayon quadratique de diffusion  $R^2(t) \sim t$ ), et hétérogène dans le modèle d'*Acuna et Yortsos* [1995] (diffusion anormalement lente  $R^2(t) \sim t^{d_w}$  avec  $d_w > 2$ ). L'interprétation des données d'essais de puits de Ploemeur conduit à un modèle à deux échelles séparés par une longueur caractéristique  $L_c$ . Pour des échelles inférieures à  $L_c$ , le milieu a une dimension d'écoulement  $n \approx 3$  et un exposant de diffusion  $d_w \approx 4$  tandis qu'au-dessus de la longueur de coupure  $L_c$ , le milieu a une dimension d'écoulement  $n \approx 1.5$  et un exposant de diffusion  $d_w \approx 2$ . La simulation d'essais de puits sur des modèles de milieux fracturés synthétiques montre plusieurs régimes. Tous ces régimes n'ont pas encore été analysés en détails, cependant il apparaît que les exposants caractéristiques  $n$  et  $d_w$  dépendent fortement des distributions de longueurs et de perméabilités locales pour des milieux fracturés en dessous de la longueur de corrélation. Même si les données naturelles et les modèles conduisent à des modèles à deux échelles, il n'a pas encore été possible de trouver des milieux synthétiques conduisant aux mêmes dimensions  $n$  et  $d_w$ . La poursuite de la recherche des modèles les plus pertinents nécessite une caractérisation plus précise des relations entre propriétés géométriques et hydrauliques locales et les exposants  $n$  et  $d_w$  d'une part et une estimation plus juste de la valeur de l'exposant de diffusion anormale  $d_w$  sur des sites naturels d'autre part.



## RÉFÉRENCES

- Acuna, J.A., I. Ershaghi, and Y.C. Yortsos, Practical applications of fractal pressure transient analysis of naturally fractured reservoirs, *paper SPE 24075 presented at the 1992 SPE Annual Fall Meeting, Soc. of Pet. Eng., Washington, D.C.*, 1992.
- Acuna, J.A., and Y.C. Yortsos, Application of fractal geometry to the study of networks of fractures and their pressure transient, *Water Resour. Res.*, 31 (3), 527-540, 1995.
- Adler, P.M., and B. Berkowitz, Effective medium analysis of random networks, in preparation, , 1998.
- Adler, P.M., and J.-F. Thovert, *Fractures and Fracture Networks*, 429 pp., Kluwer Academic Publishers, 1999.
- Ambastha, A.K., and M.Y. Zhang, Iterative and numerical solutions for pressure-transient analysis of stress-sensitive reservoirs and aquifers, *Computers and Geosciences*, 22 (6), 601-606, 1996.
- Andersson, J., and B. Dverstop, Conditional Simulations of Fluid Flow in Three-Dimensional Networks of Discrete Fractures, *Water Resour. Res.*, 23 (10), 1876-1886, 1987.
- Andersson, J., A.M. Shapiro, and J. Bear, A Stochastic Model of a Fractured Rock Conditioned by Measured Information, *Water Resour. Res.*, 20 (1), 79-88, 1984.
- Andersson, J., and R. Thunvik, Predicting Mass Transport in Discrete Fracture Networks With the Aid of Geometrical Filed Data, *Water Resour. Res.*, 22 (13), 1941-1950, 1986.
- Balay, S., W.D. Gropp, L.C. McInnes, and B.F. Smith, Efficient Management of Parallelism in Object Oriented Numerical Software Libraries, in *Modern Software Tools in Scientific Computing*, pp. 163-202, Birkhauser Press, 1997.
- Balberg, I., B. Berkowitz, and G.E. Drascher, Application of a percolation model to flow in fractured hard rocks, *J. Geophys. Res.*, 96 (B6), 10,015-10,021, 1991.
- Barenblatt, G.I., I.P. Zheltov, and I.N. Kochina, Basic concept in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks, *J. Appl. Math.*, 24, 1286-1303, 1960.
- Barker, J.A., A Generalized Radial Flow Model For Hydraulic Test in Fractured Rock, *Water Resour. Res.*, 24 (10), 1796-1804, 1988.
- Barker, J.A., and R. Herbert, Pumping Tests in Patchy Aquifers, *Ground Water*, 20 (2), 150-155, 1982.
- Barton, C.A., and M. Zoback, Self-similar distribution and properties of macroscopic fractures at depth in crystalline rock in the Cajon Pass Scientific Drill Hole, *J. Geophys. Res.*, 97, 5181-5200, 1992.
- Barton, C.C., and P.A. Hsieh, Physical and Hydrologic flow properties of fractures, Field trip Guide., AGU, Washington D.C, 1989.
- Barton, C.C., and E. Larsen, Fractal geometry of two-dimensional fracture networks at Yucca Mountain, southwestern Nevada, in *Proc. Int. Symp. on Fundamentals of Rock joints*, pp. 77-84, Bjorkliden, Sweden, 1985.
- Belfield, W.C., Incorporating spatial distribution into stochastic modelling of fractures: multifractals and Lévy-stable statistics, *J. Struct. Geol.*, 20 (4), 473-486, 1998.
- Belfield, W.C., and J. Sovich, Fracture Statistics from Horizontal Wellbores, *Journal of Canadian Petroleum Technology*, 34, 47-50, 1994.

- Bianchi, L., and D. Snow, Permeability of crystalline rock interpreted from measured orientations and apertures of fractures, *Ann. Arid. Zone*, 8, 231-245, 1968.
- Binning, P., and M.A. Celia, Practical Implementation of the Fractional Flow Approach to Multiphase Flow Simulation, *Advances in Water Resources*, to appear, 1999.
- Boffa, J.M., C. Allain, and J.P. Hulin, Experimental analysis of fracture rugosity in granular and compact rock, *Eur. Phys. J., AP 2*, 281-289, 1998.
- Bonnet, E., O. Bour, N. Odling, I. Main, B. Berkowitz, P. Davy, and P. Cowie, Scaling of Fracture Systems in Geological Media, *Reviews of Geophysics* (submitted), 1999.
- Bonnet, E., and N. Odling, Scale dependence of groundwater flow and contaminant transport in fractured rock, pp. 32-33, European contract SCALFRAC, 1998.
- Bour, O., Transfert de fluides dans les milieux fracturés, *Thèse de l'Université de Rennes, Mémoires de Géosciences-Rennes*, 1997.
- Bour, O., and P. Davy, Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution, *Water Resour. Res.*, 33 (7), 1567-1583, 1997.
- Bour, O., and P. Davy, On the connectivity of three dimensional fault networks, *Water Resour. Res.*, 34 (10), 2611-2622, 1998.
- Brown, S., Fluid Flow Through Rock Joints: The Effect of Surface Roughness, *J. Geophys. Res.*, 92 (B2), 1337-1347, 1987.
- Brown, S., A. Caprihan, and R. Hardy, Experimental observation of fluid flow channels in a single fracture, *J. Geophys. Res.*, 103 (B3), 5125-5132, 1998.
- Brown, S.R., and R.L. Bruhn, Fluid permeability of deformable fracture networks, *J. Geophys. Res.*, 103 (B2), 2489-2500, 1998.
- Brown, S.R., H.W. Stockman, and S.J. Reeves, Applicability of the Reynolds equation for modeling fluid flow between rough surfaces, *Geophysical Research Letters*, 22 (18), 2537-2540, 1995.
- Butler, J.J., Pumping tests in nonuniform aquifers- The radially symmetric case, *Journal of Hydrology*, 101, 15-30, 1988.
- Butler, J.J., A Stochastic Analysis of Pumping Tests in Laterally Nonuniform Media, *Water Resour. Res.*, 27 (9), 2401-2414, 1991.
- Butler, J.J., and C.D. McElwee, Variable-Rate Pumping Tests for Radially Symmetric Nonuniform Aquifers, *Water Resour. Res.*, 26 (2), 291-306, 1990.
- Cacas, M.-C., Développement d'un modèle tridimensionnel stochastique discret pour la simulation de l'écoulement et des transferts de masse et de chaleur en milieu fracturé, Ecole des Mines de Paris, 1989.
- Cacas, M.C., E. Ledoux, G.d. Marsily, A. Barbeau, P. Calmels, B. Gaillard, and R. Magritta, Modeling fracture flow with a stochastic discrete fracture network: calibration and validation. 2. The transport model, *Water Resour. Res.*, 26 (3), 491-500, 1990a.
- Cacas, M.C., E. Ledoux, G.d. Marsily, B. Tillie, A. Barbeau, E. Durand, B. Feuga, and P. Peaudecerf, Modeling fracture flow with a stochastic discrete fracture network: calibration and validation. 1. The flow model, *Water Resour. Res.*, 26 (3), 479-489, 1990b.
- Carlsson, A., and T. Olsson, Large scale in-situ tests on stress and water flow relationships in fractured rock, Research development and demonstration, Vattenfall, Swedish State Power Board, 1986.

- Chang, J., and Y.C. Yortsos, Pressure-Transient Analysis of Fractal Reservoirs, *SPE Form Eval.*, 5, 631, 1990.
- Charlaix, E., E. Guyon, and S. Roux, Permeability of a Random Array of Fractures of Widely Varying Apertures, *Transport in Porous Media*, 2, 31-43, 1987.
- Chilès, J.-P., and G.d. Marsily, Stochastic Models of Fracture Systems and Their Use in Flow and Transport Modeling, in *Flow and Contaminant Transport in Fractured Rock*, edited by J. Bear, C.-F. Tsang, and G.d. Marsily, pp. 169-236, Academic Press Inc., 1993.
- Clauser, C., Permeability of crystalline rock, *Eos Trans. AGU*, 73 (21), 237-238, 1992.
- Clemo, T., and L. Smith, A hierarchical model for solute transport in fractured media, *Water Resour. Res.*, 33 (8), 1763-1783, 1997.
- Cormen, T., C. Leiserson, and R. Rivest, *Introduction à l'algorithmique*, Dunod, Paris, 1994.
- Dagan, G., *Flow and Transport in Porous Formations*, 465 pp., Springer Verlag, 1989.
- Darcy, H., Détermination des Lois D'Écoulement De L'eau à Travers Le Sable, Appendix, Note D, in *Fontaines Publiques de la Ville de Dijon*, edited by P. edited by V. Dalmont, pp. 590-594, 1856.
- Davy, P., On the frequency-length distribution of the San Andreas fault system, *J. Geophys. Res.*, 98 (12), 12,141-12,151, 1993.
- de Gennes, P.G., La percolation : un concept unificateur, *La Recherche*, 72 (7), 919-927, 1976.
- Dershowitz, W.S., and H.H. Herda, Interpretation of fracture spacing and intensity, in *Rock Mechanics*, edited by T. Wawersik, pp. 757-766, Balkema, Rotterdam, 1992.
- Desbarats, A.J., Spatial Averaging of Hydraulic Conductivity in Three-Dimensional Heterogeneous Porous Media, *Mathematical Geology*, 24 (3), 249-267, 1992a.
- Desbarats, A.J., Spatial Averaging of Transmissivity in Heterogeneous Fields With Flow Toward a Well, *Water Resour. Res.*, 28 (3), 757-767, 1992b.
- Desbarats, A.J., Geostatistical Analysis of Interwell Transmissivity in Heterogeneous Aquifers, *Water Resour. Res.*, 29 (4), 1239-1246, 1993.
- Dijk, P., B. Berkowitz, and P. Bendel, Investigation of flow in water-saturated rock fractures using nuclear magnetic resonance imaging (NMRI), *Water Resour. Res.*, 35 (2), 347-360, 1999.
- Doughty, C., J.C.S. Long, K. Hestir, and S.M. Benson, Hydrologic characterization of heterogeneous geologic media with an inverse method based on iterated function systems, *Water Resour. Res.*, 30 (6), 1721-1745, 1994.
- Dverstop, B., and J. Andersson, Application of the Discrete Fracture Network Concept With Field Data: Possibilities of Model Calibration and Validation, *Water Resour. Res.*, 25 (3), 540-550, 1989.
- Dverstop, B., J. Andersson, and W. Nordqvist, Discrete Fracture Network Interpretation of Field Tracer Migration in Sparsely Fracture Rock, *Water Resour. Res.*, 28 (9), 2327-2343, 1992.
- Feng, S., B.I. Halperin, and P.N. Sen, Transport properties of continuum systems near the percolation threshold, *Phys. Rev. B*, 35 (1), 197-214, 1987.
- Fjäder, K., A. Gudmundsson, and T. Forslund, Dikes, minor faults and mineral veins associated with a transform fault in North Iceland, *J. Struct. Geol.*, 16, 109-119, 1994.
- Garven, G., Continental-scale groundwater flow and geological processes, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 23, 89-117, 1995.
- Ge, S., A governing equation for fluid flow in rough fractures, *Water Resour. Res.*, 33 (1), 53-61, 1997.

- Gelhar, L.W., *Stochastic Subsurface Hydrology*, Engelwood Cliffs, New Jersey, 1993.
- Genter, A., C. Castaing, C. Dezayes, H. Tenzer, H. Traineau, and T. Villemin, Comparative analysis of direct (core) and indirect (borehole imaging tools) collection of fracture data in the Hot Dry Rock Soultz reservoir (France), *J. Geophys. Res.*, 102 (B7), 15,419-15,431, 1997.
- Gillespie, P.A., J.J. Walsh, J. Waterson, and M. Eeles, Vertical persistence and scaling of fractures at Cappanawalla, the Burren, In Interim guide to fracture interpretation and flow modeling in fractured reservoirs, pp. 55-80, European contract JOULE II, report EUR 17116 EN, 1997.
- Gringarten, A.C., J. Henry J. Ramey, and R. Raghavan, Unsteady-State Pressure Distributions Created by a Well in a Well With a Single Infinite-Conductivity Vertical Fracture, *SPE*, 347-360, 1974.
- Guimerà, J., L. Vives, and J. Carrera, A discussion of scale effects on hydraulic conductivity at a granitic site (El Berrocal, Spain), *Geophysical Research Letters*, 22 (11), 1449-1552, 1995.
- Halvin, S., and D. Ben-Avraham, Diffusion in disordered media, *Advances in Physics*, 36 (6), 695-798, 1987.
- Hamm, S.-Y., and P. Bidaux, Ecoulements transitoires en géométrie fractale avec drainance: théorie et application, *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 318 (série II)*, 227-233, 1994.
- Hamm, S.-Y., and P. Bidaux, Dual-porosity fractal models for transient flow analysis in fissured rocks, *Water Resour. Res.*, 32 (9), 2733-2745, 1996.
- Hanor, J.S., Effective Hydraulic Conductivity of Fractured Clay Beds at a Hazardous Waste Landfill, Louisiana Gulf Coast, *Water Resour. Res.*, 29 (11), 3691-3698, 1993.
- Hatton, C.G., I.G. Main, and P.G. Meredith, Non-universal scaling of fracture length and opening displacement, *Nature*, 367, 160-162, 1994.
- Hermann, H.J., D.C. Hong, and H.E. Stanley, Backbone and elastic backbone of percolation clusters obtained by the new method of 'burning', *J. Phys. A*, 17, L261-L266, 1984.
- Hestir, K., and J.C.S. Long, Analytical Expression for the Permeability of Random Two-Dimensional Poisson Fracture Networks Based on Regular Lattice Percolation and Equivalent Media Theories, *J. Geophys. Res.*, 95 (B13), 565-581, 1990.
- Higham, N.J., Fortran Codes for Estimating the One-Norm of a Real or Complex Matrix, with Applications to Condition Estimation, *ACM Trans. Math. Soft.*, 14, 381-396, 1988.
- Hoshen, J., Percolation and cluster structure parameters : The enhanced Hoshen-Kopelman algorithm, *Phys. Rev. E*, 56 (2), 1455-1460, 1997.
- Hoshen, J., and R. Kopelman, Percolation and cluster distribution, I, Cluster multiple labeling technique and critical concentration algorithm, *Phys. Rev. B*, 14 (8), 3438-3445, 1976.
- Hsieh, P.A., A.M. Shapiro, C.C. Barton, F.P. Haeni, C.D. Johnson, C.W. Martin, F.L. Paillet, T.C. Winter, and D.L. Wright, Methods of characterizing fluid movement and chemical transport in fractured rock, in *Field Trip Guide Book for Northeastern United States*, edited by J.T. Chaney, and J.C. Hepburn, eds. Boulder, Colo.: Geological Society of America, 1993.
- Huseby, O., J.-F. Thovert, and P.M. Adler, Geometry and topology of fracture systems, *J. Phys. A*, 30, 1415-1444, 1997.
- Huyakorn, P.S., and G.F. Pinder, *Computational methods in subsurface flow*, 743 pp., Academic Press, Inc., 1983.
- Indelman, P., and B. Abramovich, A higher-order approximation to effective conductivity in media of anisotropic random structure, *Water Resour. Res.*, 30 (6), 1857-1864, 1994.

- Indelman, P., and G. Dagan, Upscaling of Permeability of Anisotropic Heterogeneous Formations 1. The General Framework, *Water Resour. Res.*, 29 (4), 917-923, 1993.
- Johnston, J.D., Fractal geometries of filled fracture systems - scaling of mechanism, in *tectonic studies group special meeting, October 19-20*, pp. 64-66, Edinburgh, 1994.
- Jourde, H., P. Bidaux, and S. Pistre, Modélisation des écoulements en réseaux de fractures orthogonales: influence de la localisation du puits de pompage sur les rabattements, *Bull. Soc. Géol. France*, 169 (5), 635-644, 1998.
- Kersting, A.B., D.W. Efur, D.L. Finnegan, D.J. Rokop, D.K. Smith, and J.L. Thompson, Migration of plutonium in groundwater at the Nevada Test Site, *Nature*, 397, 56-59, 1999.
- Kiraly, L., Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques, in *Hydrogeology of karstic terrains*, edited by A. Burger, and L. Dubertret, International association of hydrogeologists, Paris, 1975.
- Kirkpatrick, S., Classical Transport in Disordered: Scaling and Effective-Medium Theories, *Phys. Rev. Lett.*, 27 (25), 1722-1725, 1971.
- Kirkpatrick, S., Percolation and Conduction, *Reviews of Modern Physics*, 45 (4), 574-588, 1973.
- Kogut, P.M., and J.P. Straley, Distribution-induced non-universality of the percolation conductivity exponent, *J. Physics C: Solid State Phys.*, 12, 2151-2159, 1979.
- Kohl, T., K.F. Evans, R.J. Hopkirk, R. Jung, and L. Rybach, Observations and simulation of non-Darcian flow transients in fractured rocks, *Water Resour. Res.*, 33 (3), 1997.
- Laperrousaz, P., V.V.d. Bos, and S.d. Guerny, Dépollution de l'eau, faut-il dépenser plus?, *L'évènement du jeudi*, 2580, 18-20, 1997.
- Larabi, A., and F.D. Smedt, Solving three-dimensional hexahedral finite element groundwater models by preconditioned conjugate gradient methods, *Water Resour. Res.*, 30 (2), 509-521, 1994.
- Larroutou, B., and P.-L. Lions, *Méthodes mathématiques pour les sciences de l'ingénieur: optimisation et analyse numérique*, Plycopié de l'Ecole Polytechnique, 1994.
- Laslett, G.M., Censoring and Edge Effects in Areal and Line Transect Sampling of Rock Joint Traces, *Mathematical Geology*, 14 (2), 125-140, 1982.
- Long, J.C.S., and D. Billaux, From Field Data to Fracture Network Modeling: An Example Incorporating Spatial Structure, *Water Resour. Res.*, 23 (7), 1201-1216, 1987.
- Long, J.C.S., J.S. Remer, C.R. Wilson, and P.A. Witherspoon, Porous Media Equivalents for Networks of Discontinuous Fractures, *Water Resour. Res.*, 18 (3), 645-658, 1982.
- Long, J.C.S., and P.A. Witherspoon, The Relationship of the Degree of Interconnection to Permeability in Fracture Networks, *J. Geophys. Res.*, 90 (B4), 3087-3098, 1985.
- Malthe-Sørensen, A., T. Walmann, J. Feder, T. Jøssang, P. Meakin, and H.H. Hardy, Simulation of extensional clay fractures, *Phys. Rev. E*, 58 (5), 5448-5564, 1998.
- Margolin, G., B. Berkowitz, and H. Scher, Structure, flow, and generalized conductivity scaling in fracture networks, *Water Resour. Res.*, 34 (9), 2103-2121, 1998.
- Marsily, G.d., Flow and transport in fractured rocks: connectivity and scale effect, in *Proc. hydrogeology of rocks of low permeability*, edited by I.A. Hydrol., pp. 267-277, Tucson, 1985.
- Marsily, G.d., Le stockage profond exige encore des études complexes. Faut-il raisonner sur 1000, 10000, 100000 ans ou davantage?, *La Recherche*, 301, 70-74, 1997.
- Matheron, *Eléments Pour une Théorie des milieux Poreux*, Masson, Paris, 1967.

- Mauldon, A.D., K. Karazaki, S.J. Martel, J.C.S. Long, M. Landsfeld, A. Mensch, and S. Vomvoris, An Inverse Technique for Developing Models for Fluid Flow in Fracture Systems Using Simulated Annealing, *Water Resour. Res.*, 29 (11), 3775-3789, 1993.
- McCaffrey, K.J.W., J.D. Johnston, and M.A. Loriga, Variation of fractal dimension in vein systems, in *tectonic studies group special meeting, October 19-20*, pp. 103-105, Edinburgh, 1994.
- Meier, P.M., J. Carrera, and X. Sánchez-Villa, An evaluation of Jacob's method for the interpretation of pumping tests in heterogeneous formations, *Water Resour. Res.*, 34 (5), 1011-1025, 1998.
- Moreno, L., and C.-F. Tsang, Flow channeling in strongly heterogeneous porous media: A numerical study, *Water Resour. Res.*, 30 (5), 1421-1430, 1994.
- Mourzenko, V.V., J.-F. Thovert, and P.M. Adler, Geometry of simulated fractures, *Phys. Rev. E*, 53, 5606-5627, 1999a.
- Mourzenko, V.V., J.-F. Thovert, and P.M. Adler, Percolation and conductivity of self-affine fractures, *Phys. Rev. E*, 59 (4), 4265-4284, 1999b.
- Narasimhan, T.N., Hydraulic characterization of aquifers, reservoir rocks and soils: A history of ideas, *Water Resour. Res.*, 34 (1), 33-46, 1998.
- National Research Council, *Rock Fractures and Fluid Flow*, National Academy Press, Washington, D.C., 1996.
- Neretnieks, I., Diffusion in the Rock Matrix: An Important Factor in Radionuclide Retardation?, *J. Geophys. Res.*, 85 (B8), 4379-4397, 1980.
- Neretnieks, I., Solute Transport in Fractured Rock -Applications to radionuclide waste repositories, in *Flow and Contaminant Transport in Fractured Rock*, edited by J. Bear, C.-F. Tsang, and G.d. Marsily, pp. 39-127, Academic Press, 1993.
- Neuman, S.P., Universal Scaling of Hydraulic Conductivities and Dispersivities in Geologic Media, *Water Resour. Res.*, 26 (8), 1749-1758, 1990.
- Neuman, S.P., Generalized Scaling of Permeabilities, *Geophysical Research Letters*, 21 (5), 349-352, 1994.
- Neuman, S.P., and S. Orr, Prediction of Steady State Flow in Nonuniform Geologic Media by Conditional Moments: Exact Nonlocal Formalism, Effective Conductivities and Weak Approximation, *Water Resour. Res.*, 29 (2), 341-364, 1993.
- Newman, C.N., and L.S. Schulman, Number and density of percolating clusters, *J. Phys. A*, 14, 1735-1743, 1981.
- Nicol, A., J.J. Walsh, J. Watterson, and P.A. Gillepsie, Fault size distributions - are they really power-law?, *J. Struct. Geol.*, 18 (2/3), 191-197, 1996.
- Nordqvist, A.W., Y.W. Tsang, C.F. Tsang, B. Dverstop, and J. Andersson, A Variable Aperture Fracture Network Model for Flow and Transport in Fractured Rocks, *Water Resour. Res.*, 28 (6), 1703-1713, 1992.
- Oda, M., Pemeability tensor for discontinuous rock masses, *Géotechnique*, 35 (4), 483-495, 1985.
- Odling, N.E., Scaling and connectivity of joint systems in sandstones from western Norway, *J. Struct. Geol.*, 19 (10), 1257-1271, 1997.
- Odling, N.E., and J.E. Roden, Contaminant transport in fractured rocks with significant matrix permeability, using natural fracture geometries, *Journal of Contamminant Hydrology*, 27, 263-283, 1997.

- Okubo, P.G., and K. Aki, Fractal geometry in the San Andreas fault system, *J. Geophys. Res.*, *92*, 345-355, 1987.
- Olsson, O., *Site characterization and validation*, Final Report, Stripa Project 92-22, Conterra AB, Uppsala, Sweden, 1992.
- Orbach, R., Dynamics of Fractal Networks, *Science*, *231*, 814-819, 1986.
- Oron, A.P., and B. Berkowitz, Flow in rock fractures: The local cubic law assumption reexamined, *Water Resour. Res.*, *34* (11), 2811-2825, 1998.
- O'Shaughnessy, B., and I. Procaccia, Diffusion on fractals, *Phys. Rev. A*, *32* (5), 3073-3083, 1985.
- Piggot, A.R., Fractal relations for the diameter and trace length of disc-shaped fractures, *J. Geophys. Res.*, *102* (B8), 18,121-18,125, 1997.
- Plouraboué, F., P. Kurowski, J.-P. Hulin, and S. Roux, Aperture of rough cracks, *Phys. Rev. E*, *51* (3), 1675-1685, 1995.
- Plouraboué, F., K.W. Winkler, L. Petitjean, J.-P. Hulin, and S. Roux, Experimental study of fracture surface roughness on rock with crack velocity, *Phys. Rev. E*, *53* (1), 277-283, 1996.
- Power, W.L., T.E. Tullis, S.R. Brown, G.N. Boitnott, and C.H. Scholz, Roughness of natural fault surfaces, *Geophysical Research Letters*, *14* (1), 29-32, 1987.
- Prakash, S., S. Havlin, M. Schwartz, and H.E. Stanley, Structural and dynamical properties of long-ranged correlated percolation, *Phys. Rev. A*, *46* (4), R1724-1727, 1992.
- Preparata, F.P., and M.I. Shamos, *Computational Geometry: An Introduction*, Springer-Verlag, New York, NY, 1985.
- Pyrak-Nolte, L.J., N.G. Cook, and D.D. Nolte, Fluid percolation through single fractures, *Geophysical Research Letters*, *15* (11), 1247-1250, 1988.
- Pyrak-Nolte, L.J., C.D. Montemagno, and D.D. Nolte, Volumetric imaging of aperture distributions in connected fracture networks, *Geophysical Research Letters*, *24* (18), 2343-2346, 1997.
- Renard, P., and G.d. Marsily, Calculating equivalent permeability: a review, *Advances in Water Resources*, *20* (5-6), 253-278, 1997.
- Renshaw, C.E., On the relationship between mechanical and hydraulic apertures in rough-walled fractures, *J. Geophys. Res.*, *100* (B12), 629-636, 1995.
- Renshaw, C.E., Estimation of fracture zone geometry from steady-state hydraulic head data using iterative sequential cokriging, *Geophysical Research Letters*, *23* (19), 2685-2688, 1996.
- Renshaw, C.E., and J.C. Park, Effect of mechanical interactions on the scaling of fracture length and aperture, *Nature*, *386*, 482-484, 1997.
- Reynolds, P.J., H.E. Stanley, and W. Klein, Large-cell Monte Carlo renormalization group for percolation, *Phys. Rev. B*, *21* (3), 1223-1245, 1980.
- Robinson, P.C., Connectivity of fracture systems-A percolation theory approach, *J. Phys. A*, *16* (3), 605-614, 1983.
- Robinson, P.C., Numerical calculations of critical densities for lines and planes, *J. Phys. A*, *17*, 2823-2830, 1984.
- Saad, Y., *Iterative Methods for Sparse Linear Systems*, PWS Publishing Company, 1996.
- Sahimi, M., *Flow and Transport in Porous Media and Fractured Rock*, Weinheim, 1995.
- Sahimi, M., and S. Mukhopdihay, Scaling properties of a percolation model with long-ranged correlations, *Phys. Rev. E*, *54* (4), 3870-3880, 1996.

- Sánchez-Villa, X., C.L. Axness, and J. Carrera, Upscaling transmissivity under radially convergent flow in heterogeneous media, *Water Resour. Res.*, 35 (3), 613-621, 1999a.
- Sánchez-Villa, X., J.P. Girardi, and J. Carrera, A synthesis of approaches to upscaling of hydraulic conductivities, *Water Resour. Res.*, 31 (4), 867-882, 1995.
- Sánchez-Villa, X., P.M. Meier, and J. Carrera, Pumping tests in heterogeneous aquifers: An analytical study of what can be obtained from their interpretation using Jacob's method, *Water Resour. Res.*, 35 (4), 943-952, 1999b.
- Schmittbuhl, J., S. Gentier, and S. Roux, Field Measurements of the Roughness of Fault Surfaces, *Geophysical Research Letters*, 20 (8), 639-641, 1993a.
- Schmittbuhl, J., J.P. Vilotte, and S. Roux, Percolation through self-affine surfaces, *Journal of physics A*, 26, 6115-6133, 1993b.
- Schulze-Makuch, D., and D.S. Cherkauer, Method Developed for Extrapolating Scale Behavior, *Eos Trans. AGU*, 78 (1), 3, 1997.
- Sen, P.N., J.N. Roberts, and B.I. Halperin, Nonuniversal critical exponents for transport in percolating systems with a distribution of bond strengths, *Phys. Rev. B*, 32 (5), 3306-3308, 1985.
- Shapiro, A.M., and J. Andersson, Steady State Fluid Response in Fractured Rock: A Boundary Element Solution For a Coupled, Discrete Fracture Continuum Model, *Water Resour. Res.*, 19 (4), 959-969, 1983.
- Shapiro, A.M., and J. Andersson, Simulation of steady state flow in three-dimensional networks using the boundary element method, *Adv. Water Resour.*, 8, 106-110, 1985.
- Shapiro, A.M., and P.A. Hsieh, Overview of research at the Mirror Lake site: use of hydrologic, geophysical and geochemical methods to characterize flow and transport in fractured rocks, in *U. S. Geological Survey Toxic Substances Hydrology Program-Proceedings of the technical meeting*, Colorado Springs, Colorado, 1994.
- Snow, D.T., Anisotropic permeability of fractured media, *Water Resour. Res.* (5), 1273-1289, 1969.
- Stauffer, D., and A. Aharony, *Introduction to percolation theory, second edition*, Taylor and Francis, Bristol, 1992.
- Stone, D., Sub-surface Fracture Maps Predicted from Borehole Data: an Example from the Eye-Dashwa Pluton, Atikokan, Canada, *Int. J. Rock Mech. Sci. & Geomech. Abstr.*, 21 (4), 183-194, 1984.
- Theis, C.V., The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage, *Eos Trans AGU*, 16, 519-524, 1935.
- Tiedeman, C.R., P.A. Shieh, and S.B. Christian, Characterization of a high-transmissivity zone by well-test analysis: Steady state case, *Water Resour. Res.*, 31 (1), 27-37, 1995.
- Touchard, F., Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé. Site de Ploëmeur (Morbihan)., Mémoire de Géosciences Rennes thesis, 1999.
- Tsang, Y.W., The Effect of Tortuosity on Fluid Flow Through a Single Fracture, *Water Resour. Res.*, 20 (9), 1209-1215, 1984.
- Tsang, Y.W., C.F. Tsang, F.V. Hale, and B. Dverstop, Tracer transport in a stochastic continuum model of fractured media, *Water Resour. Res.*, 32 (10), 3077-3092, 1996.
- Tsang, Y.W., and P.A. Witherspoon, The Dependence of Fracture Mechanical and Fluid Flow Properties on Fracture Roughness and Sample Size, *J. Geophys. Res.*, 88 (B3), 2359-2366, 1983.

- Vermilye, J.M., and C.H. Scholz, Relation between vein length and aperture, *J. Struct. Geol.*, 17 (3), 423-434, 1995.
- Waite, M.E., S. Ge, H. Spetzler, and D.B. Bahr, The effect of surface geometry on fracture permeability: A case study using sinusoidal fracture, *Geophysical Research Letters*, 25 (6), 813-816, 1998.
- Warren, J.E., P.J. Root, and M. Aime, The Behavior of Naturally Fractured Reservoirs, *Society of Petroleum Engineers Journal*, September, 245-255, 1963.
- Weinrib, A., Long-ranged correlated percolation, *Phys. Rev. B*, 29 (1), 387-395, 1984.
- Weinrib, A., and B.I. Halperin, Critical phenomena insystems with long-range-correlated quenched disorder, *Phys. Rev. B*, 27 (1), 413-427, 1983.
- Wen, X.-H., and J.J. Gómez-Hernández, Upscaling hydraulic conductivities in heterogeneous media: An overview, *Journal of Hydrology*, 18., ix-xxxii, 1996.
- Wheatcraft, S.W., and F. Winterberg, Steady State Flow Passing Through a Cylinder of Permeability Different From the Surrounding Medium, *Water Resour. Res.*, 21 (12), 1923-1929, 1985.
- Witherspoon, P.A., J.S.Y. Wang, K. Iwai, and J.E. Gale, Validity of Cubic Law for fluid flow in a deformable rock fracture, *Water Resour. Res.*, 16 (6), 1016-1024, 1980.
- Wong, T.F., J.T. Fredrich, and G.D. Gwanmesia, Crack aperture statistics and pore space fractal geometry of Westerly granite and Rutland quartzite : implications for an elastic contact model of rock compressibility, *J. Geophys. Res.*, 94, 10267-10278, 1989.