

Chapitre 1

Introduction et présentation du sujet

La fin du XX^{ème} siècle a mis en évidence la nécessité d'un « développement durable » qui doit entre autre, résoudre deux problèmes majeurs pour l'avenir des générations futures :

- La limitation et l'épuisement des énergies fossiles et donc la nécessité de mettre en œuvre une politique de maîtrise de l'énergie et de développement des énergies renouvelables.
- La dégradation de notre environnement en particulier, le réchauffement climatique lié aux activités humaines, phénomène devenu aujourd'hui incontestable.

Du point de vue énergétique, le XXI^{ème} siècle sera obligatoirement un siècle de transition énergétique, voire de rupture. Il aura à résoudre la croissance inéluctable de la demande énergétique mondiale et du surcoût, ainsi que les effets des changements climatiques. Le scénario présenté par l'Agence Internationale de l'Energie prévoit un taux de croissance moyenne de 1,6 % par an pour les 25 prochaines années. Il doit être tenu compte de la croissance démographique, notamment dans les pays émergents. Il est clair que les énergies fossiles ne seront plus à même d'assurer la totalité de la demande dans des conditions économiques et environnementales satisfaisantes. Même si les progrès technologiques ont permis et permettront encore de repousser les limites des réserves, le plafonnement de la production puis un déclin de la production de pétrole et de gaz doivent aujourd'hui être pris en compte. La date du «pic pétrolier» reste incertaine, mais en tout état de cause elle peut être proche, selon le rapport annuel 2010 de l'Agence Internationale de l'Energie (AIE).

Le secteur énergétique des énergies traditionnelles est aussi responsable aujourd'hui d'environ 65 % des émissions des gaz à effet de serre d'origine anthropique (Lemale, 2009). Pour lutter contre les effets induits sur le climat, la communauté scientifique a annoncé que le fait de diviser les émissions de CO₂ par quatre d'ici 2050 est un objectif ambitieux, mais nécessaire pour que les 9 milliards d'individus qui vivront sur notre planète puissent bénéficier des progrès de notre société dans les meilleures conditions. Des engagements ont été pris au niveau mondial, européen et national. Le recours aux énergies renouvelables (l'hydraulique, l'énergie éolienne, l'énergie solaire, l'énergie produite par les vagues et les courants marins, la géothermie, c'est-à-dire l'énergie tirée de la chaleur de la terre qui est elle-même en partie issue de la radioactivité naturelle des roches et la biomasse) est incontournable et doit être encouragé par tous les moyens (Lemale, 2009).

Pour la France, les objectifs du Grenelle Environnement 2006-2020 sont de 20 millions de tep d'énergie renouvelable supplémentaire (23% du mix énergétique), avec par exemple 1 million de tep de chaleur supplémentaire pour la géothermie et 15 à 80 MWe électrique en plus pour les territoires

d'Outre-Mer. Une politique d'accompagnement spécifique a été mise en œuvre, avec un tarif de rachat préférentiel pour l'électricité d'origine géothermique et un programme de soutien à la recherche pour la réalisation de démonstrateurs (AMI/ADEME, 2012).

Pour la République de Djibouti, les énergies renouvelables (solaire et éolien et géothermique) sont des options fiables pour remplacer l'énergie fossile mais sont aussi primordiales pour le développement économique du pays. Après les dernières études de surface réalisées par la société islandaise Reykjavik Energie Invest (REI) en 2009, la géothermie du rift d'Assal estimée à plus de 50 MWe pourrait voir le jour avec la réalisation de quatre nouveaux forages dans la zone de Fialé située au Nord Est du rift, d'ici courant 2016.

Nous allons décrire brièvement dans les prochains paragraphes une de ces sources d'énergie renouvelable, en l'occurrence la géothermie, car le projet dans lequel s'inscrit le sujet de la thèse est directement lié à la mise en développement de l'une des formes que peut prendre cette énergie : la production d'énergie électrique.

Problématique de la thèse

Le sujet de cette thèse s'inscrit dans le cadre d'un projet de recherche européen GEISER lancé en 2010 (Geothermal engineering integrating mitigation of induced seismicity in reservoir, Grant Agreement n°241321-2). Ce projet fait suite à un ensemble de programmes menés en Europe depuis les années 1980, centrés sur la mise au point des techniques d'exploitation de la chaleur dans les zones de socle et ayant abouti au développement d'un site pilote à Soultz-sous-Forêts. L'objectif général visé par ces projets est la valorisation sous forme de production d'énergie électrique de la chaleur présente à quelques kilomètres de profondeur (3000 m à 5000 m), le long des zones de failles, ou des zones à perméabilité de fractures. Dans cette gamme de profondeurs nécessaire pour atteindre une température compatible avec la transformation de la chaleur en électricité, la perméabilité et les connectivités des principaux chemins d'écoulement sont faibles, d'où l'idée de la stimulation hydraulique des massifs qui consiste à injecter du fluide à haute pression dans les roches cristallines du réservoir pour induire des perturbations sur les équilibres mécaniques, relaxer des contraintes de cisaillement et améliorer ainsi la perméabilité. La stimulation hydraulique signifie donc des ruptures qui ont une signature identique à celle des micro-séismes, et qui peuvent avoir assez d'énergie pour être perceptibles par la population. Un projet important a dû par exemple être définitivement arrêté à Bâle en Suisse (Deep Heat Mining project), suite à un micro-séisme de magnitude 3.4 survenu de manière imprévue à la fin d'une opération de stimulation hydraulique menée en 2006.

Un des principaux axes de recherche dégagés dans le projet GEISER est l'approfondissement et la compréhension des causes de déclenchement des microséismes, utiles pour la création d'un réservoir de bonne perméabilité mais très défavorables lorsque ces mécanismes sont trop forts, puis de proposer des techniques pour prévoir et contrôler les effets de ces événements sismiques. Plusieurs études ont déjà été menées sur la sismicité induite et plusieurs hypothèses ont été dégagées (Bommer et al., 2006 ; Ghassemi et al., 2005) que nous verrons ultérieurement en détail. Dans le cadre de cette thèse nous allons nous concentrer sur un des mécanismes possibles identifiés qui est le refroidissement de la roche pendant l'exploitation du réservoir.

Notre but est d'évaluer comment le risque de micro-sismicité à long terme dépendra du comportement thermique de la boucle géothermale au cours de son exploitation qui pourra durer 20 ou 30 ans. Nous savons que la présence de fluides dans les réseaux poreux des roches et la circulation des fluides à plus grande échelle (failles) contrôlent le champ de température dans les premiers kilomètres de la croûte. Notre but est d'anticiper sur l'impact que pourrait avoir le refroidissement dû à une circulation de fluide imposée le long de fractures (convection forcée) dans le cadre d'une mise en exploitation géothermique d'un système de fractures ou d'une portion de faille avec réinjection froide. Le sujet consistera donc en une modélisation des échanges thermiques entre la roche et le fluide injecté afin de coupler l'évolution thermique du système au comportement hydromécanique, dans un contexte fracturé ; on prendra l'exemple du site de Rosemanowes (UK) (Parker, 1999) sur lequel des observations de température sont disponibles sur une longue durée, l'impact du refroidissement des roches allant en général dans le sens d'une diminution de la contrainte effective et d'un accroissement des ouvertures des fractures. Une application intéressante dans un graben en activité sera présentée (Rift d'Asal, Djibouti, en Annexe 1). En effet plusieurs projets sont en cours de développement sur l'Est africain (Mwangi, 2010 ; Jalludin, 2010).

Dans l'approche proposée, on considérera le milieu remplissant les fractures comme étant perméable, ces fractures pouvant s'assembler à plus grande échelle en réseau, pour constituer un modèle de portion de faille. La matrice rocheuse sera imperméable mais aura bien sûr un rôle de capacité thermique. Les outils numériques existant au laboratoire seront adaptés et améliorés pour cette application. En particulier on détaillera les travaux concernant les points qui suivent :

- Dans les équations qui décrivent l'écoulement, on considère la variation de densité due à la variation de température comme négligeable, mais la variation de viscosité du fluide provoquée par les différences de température sera prise en compte et le transport de chaleur sera convectif dans les fractures, conductif dans la matrice rocheuse. Une approche de calcul en double milieu sera présentée pour le calcul des échanges thermiques de longue durée.

- Le comportement mécanique suppose que le milieu formant la matrice est élastique et que les déformations sont des glissements le long des plans des fractures, lorsque un critère de rupture est atteint. Une première partie de ce travail consiste à évaluer ce critère pour représenter l'état naturel avant toute mise en circulation de fluides dans le réservoir. La perturbation thermique due à la circulation forcée d'un fluide est alors superposée et la question de la stabilité réévaluée pour différents temps.
- Le modèle de rupture sera adapté pour le cas des réseaux de fractures de façon à pouvoir introduire une chute de contrainte et calculer dans l'espace et au cours du temps un moment sismique lorsque le critère de rupture sera atteint sur une fracture particulière.
- Les données utilisées dans le cadre de ce programme sont essentiellement des données géologiques, hydrauliques et géophysiques, qui proviennent d'une recherche bibliographique sur le site de Rosemanowes.

Plan de la thèse

Dans le **premier chapitre**, nous décrivons ce qu'est la géothermie en général en faisant la différence entre la chaleur produite par un réservoir « naturel » et celle produite par un réservoir pour partie artificiel de type Enhanced Geothermal System (EGS, système anciennement dénommé Hot Dry Rock, HDR), dans le but de mettre en relief le pourquoi de la sismicité induite. Nous décrivons dans la deuxième partie de ce chapitre, les principales causes de la sismicité induite et quels en sont les impacts positifs ou négatifs. Nous décrivons en particulier par la suite le mécanisme des ruptures dues au refroidissement de la roche et on considérera que ce mécanisme peut agir de la même manière que la pression du fluide mais de manière différée. Nous introduirons aussi le comportement frictionnel « stick-slip » et le modèle de comportement dynamique « slate rate ». Pour clore ce chapitre nous faisons une rapide synthèse bibliographique sur la modélisation en milieu fracturé et l'importance de faire de couplage Thermo-Hydro-Mécanique-Chimique pour mieux comprendre la sismicité induite. Les principaux modèles réalisés jusqu'à ce jour seront présentés mais aussi les codes des calculs utilisés et ceux disponibles dans le domaine commercial.

Dans le **deuxième chapitre**, nous décrivons l'outil de calcul « FRACAS » développé au laboratoire dans le cadre de plusieurs autres thèses, en faisant une évaluation de son état actuel et de ses capacités de modélisation des échanges thermiques. Avant toute modification nous avons procédé à des tests de validation pour identifier les faiblesses de la version actuelle dans la résolution du couplage entre la conduction et l'advection dans un réseau de fracture soumis à de longues périodes de circulation de

fluide, en comparant avec un modèle de la littérature : « Couplage thermo-hydraulique à long terme à une fracture (Pruess et al., 1999) ». On a testé aussi la sensibilité de cette version initiale mise à disposition vis-à-vis des différents paramètres considérés.

Dans un second volet, nous avons procédé à l'amélioration du code par introduction d'un double milieu, conducteur à grande échelle pour mieux prendre en compte l'échange des chaleurs à long terme et en introduisant les aspects mécaniques (prises en compte simplifiées de la thermo-élasticité) dans le code thermique. Des exemples montrant les nouvelles capacités de cette version du code sont fournis. Pour mieux étudier la relation entre la sismicité induite, la contrainte thermique et la pression, nous avons mis à jour le modèle de rupture initial (Bruehl, 2007) en introduisant un nouvel algorithme « stick-slip », pour décrire un comportement frictionnel pendant le glissement. Pour valider les nouvelles modifications que nous avons introduites relativement au calcul thermomécanique nous prenons un deuxième exemple tiré de la littérature : « Couplage thermo-hydro-mécanique à long terme le long d'une seule fracture (Zhou et al., 2009) ».

Dans le **troisième Chapitre**, nous mettons en place un modèle de terrain avec couplage thermo-hydro-mécanique d'un modèle déterministe 3D à plusieurs fractures planes de grande extension dont la géométrie (longueur et orientation) et les propriétés physiques ont été tirées des observations et travaux antérieurs effectués sur le site Rosemanowes. Dans cette partie nous simulons les observations d'une période de plusieurs années d'exploitation et pu fournir une explication plausible du refroidissement rapide du réservoir et surtout établir une estimation du niveau de contrainte thermique dû au refroidissement. Notons que d'un point de vue de l'exploitation géothermique, la baisse de température de production moyenne ne devait pas dépasser le 1 % par an pour des raisons économiques (Kolditz and Clauser, 1995) et que cet objectif n'a pu être obtenu, en raison des interactions hydro-thermo-mécaniques.

Pour mieux se rapprocher de la réalité et mieux représenter la relation entre la température et la sismicité induite, nous avons mis en place un modèle 3D aléatoire et non plus déterministe. Ce dernier modèle nous a donc permis de vérifier que des cisaillements et des microséismes de magnitude variée pouvaient se concentrer dans certaines zones et se déclencher au cours du temps, même tardivement. Nous effectuons par la suite une série de tests de sensibilité du modèle. Cette partie permet de conclure sur des stratégies possibles d'exploitation de système multi-forage permettant le contrôle du réservoir.

En **Annexe**, nous rassemblons les données en vue de réaliser des tests numériques prospectifs sur un graben encore actif, à partir de données issues d'un site dans le rift d'Asal (Djibouti). Dans ce dernier chapitre l'objectif principal est d'imaginer comment utiliser le réservoir de Galé-le Goma, situé au sud

de l'axe du rift. Ce réservoir a été abandonné à cause du taux de salinité élevé présent dans le fluide et de sa faible perméabilité. Il est envisagé de faire une stimulation hydraulique de ce réservoir, en espérant pouvoir établir une connexion entre le fluide, transitant entre le Ghoubbet et le Lac Assal, et le réservoir profond. Notre base de données pourra servir à simuler le fonctionnement hydro-mécanique de ce dispositif, en se posant la question du comportement sismique du côté de la réinjection froide.

Le contexte général

1.1 - La géothermie

On pourrait dire de la géothermie qu'il s'agit de la technique qui consiste à puiser dans le sol ou dans les roches les calories qui y sont contenues. Cette chaleur provient principalement du refroidissement du manteau, puis dans la croûte, de la désintégration des éléments radioactifs (uranium, potassium ...) contenus dans les roches et se propage soit par conduction dans la roche, soit par convection via des fluides ou des matériaux visqueux (Westphal et al., 2003).

1.2 – Définitions

1.2.1 - Place de la géothermie dans le monde

La géothermie est une source d'énergie renouvelable qui s'adresse à deux grandes filières énergiques, la production d'électricité et la production de chaleur. En ce qui concerne la filière thermique, il faut faire la distinction entre les installations utilisant directement la chaleur de fluide et celle qui nécessite l'assistance d'une pompe à chaleur.

La production d'électricité à partir de 2005 est significative dans 21 pays. La puissance installée relevée est de 8900 MW pour une production annuelle de 57 000 GWh. Cette puissance atteint dès 2010 les 10700 MW (IGA, BRGM). La géothermie satisfait aujourd'hui 0,4 % des besoins en énergie électrique mondiaux (Figure 1.1, Figure 1.2). Les principaux pays producteurs se situent sur la périphérie du Pacifique : 6 pour le continent Américain, 5 en Asie, 6 pour l'Europe et 2 en Afrique (Figure 1.2). En ce qui concerne les usages thermiques directs, 71 pays ont été recensés pour une puissance installée de 28 000 MW th et une production annuelle de 72 000 GWh (Figure 1.2). Ce chiffre passe en 2010, 50,6 GW soit une production de 120 000 GWh. Les technologies et applications

sont très diversifiées, elles peuvent être dans le chauffage de bâtiments, balnéothérapies et piscine, cultures sous serres...).

La géothermie a donné naissance à deux filières qui se distinguent par des technologies et des applications différentes : la production de chaleur pour la basse et très basse température et la production de l'électricité pour la haute et moyenne température.

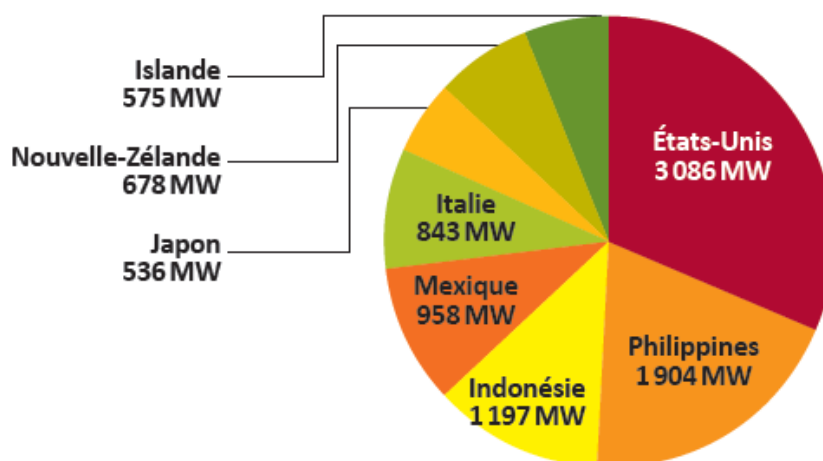


Figure 1.1 : Capacité de production électrique installée des 8 principaux pays en 2010 (source : www.geothermal-energy.org)

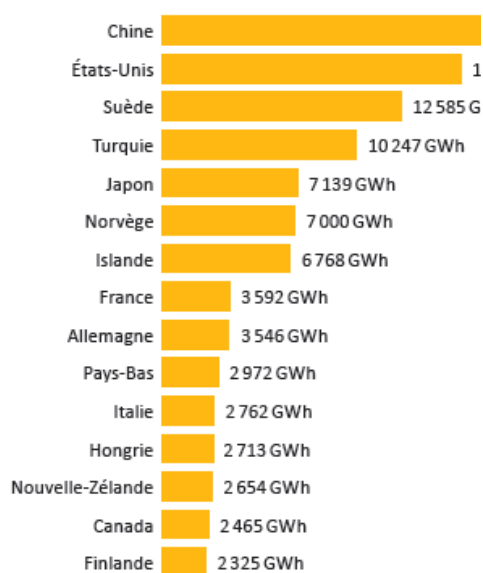


Figure 1.2 : Production de chaleur géothermique des 15 principaux pays en 2009 (source IGA)

1.2.2 - La géothermie à haute énergie

Les ressources géothermales à plus de 150°C sont valorisables sous forme d'électricité, grâce à l'emploi de machines thermodynamiques à cycles binaires dont les rendements sont intéressants dans cette gamme de température. La première installation de ce type a été réalisée en Toscane à Larderello en 1904, puis l'essor de cette technologie a débuté dans les années 60 (USA, Indonésie, Italie, Islande, etc.). Les ressources exploitées sont à une profondeur comprise entre 100 m et 3000 m à proximité des zones de volcanisme actif. En France à Bouillante en Guadeloupe, deux unités géothermiques exploitent une ressource à 250°C et produisent environ 15 MW (Lopez et al., 2010).

1.2.3 - La géothermie à basse énergie

La géothermie basse énergie (température comprise entre 30 et 100°C) permet de couvrir une large gamme d'usages : chauffage urbain, chauffage de serres, utilisation de chaleur dans les processus industriels, thermalisme. Cette énergie peut nécessiter une pompe à chaleur. En usage direct de la chaleur, c'est le Bassin Parisien (aquifère du Dogger) qui présente la plus grande densité au monde d'opérations de géothermie basse énergie en fonctionnement. Cette région contient à ce jour 34 centrales géothermiques en fonctionnement, couplées à des réseaux de chaleur assurant ainsi le chauffage de près de 150 000 équivalents-logement (Roblin, 2005).

1.2.4 - La géothermie à très basse énergie

La géothermie très basse énergie exploite le proche sous-sol (aquifère ou non) qui présente une température inférieure à 30°C. Elle nécessite la mise en œuvre de pompes à chaleur pour assurer le chauffage et /ou la climatisation. Cette filière est attractive car il suffit d'une température du sous-sol comprise toute l'année entre 10°C et 15°C selon les régions pour devenir économique et elle est encore favorisée en France par la présence de nombreuses nappes souterraines.

1.2.5 - Place de la géothermie en France

La géothermie occupe actuellement en France la 3ème place des énergies renouvelables, en termes d'énergie produite, derrière la biomasse et l'hydraulique. Les activités géothermiques, en France, se déclinent en quatre secteurs, selon le découpage déjà introduit :

- Les usages thermiques dans les bâtiments, par l'utilisation des pompes à chaleur géothermiques,
- La valorisation, en métropole, des ressources de basse énergie pour la production de chaleur, essentiellement par le biais de réseaux de chaleur urbains,

- La production d'électricité, dans les départements d'outre-mer,
- La géothermie des roches profondes et fracturées, encore à l'interface du domaine de la recherche et du pilote industriel, avec le projet européen d'expérimentation scientifique de Soultz-Sous-Forêts (Genter et al., 2005).

1.2.6 - Les ressources géothermales françaises

La France dispose de plusieurs types de ressources géothermales. Les ressources de basse énergie, valorisées pour des usages thermiques, sont principalement situées dans les deux grands bassins sédimentaires existants : le Bassin Parisien dont Paris est le centre géographique et le bassin Aquitain situé dans le Sud-Ouest (Figure 1.3). Ces ressources se rencontrent à des profondeurs comprises entre 600 et 2000 m (Lemale, 2009).

D'autres régions françaises présentent un potentiel de ressources basse énergie intéressant, mais les structures géologiques sont plus complexes et les gisements beaucoup plus localisés (Hainaut, Bresse, Limagne...). La France dispose également de ressources « haute énergie », potentiellement exploitables pour la production électricité, mais essentiellement dans ses départements d'outre-mer (îles volcaniques des Antilles, Guadeloupe ...). Enfin, l'ensemble du territoire français est bien pourvu en nappes aquifères superficielles qui peuvent être exploitées avec des pompes à chaleur. Actuellement les chauffages des bâtiments représentent 87% des applications de la géothermie pour les ressources profondes, températures supérieures à 30°C (Lemale, 2009). Ces activités se sont globalement bien poursuivies ces dernières années suite à la promulgation, en 2004, d'une loi d'orientation sur l'Energie. Cette loi fixait le cadre de la politique énergétique française et accordait aux énergies renouvelables une place élargie avec des mécanismes nouveaux de garantie.

Plus récemment la loi de Grenelle I, II (2009-2010) a été votée, avec des directives plus objectives. En particulier, il s'agit d'augmenter la production des énergies renouvelables (ENR) de 20 millions de tep/an supplémentaires à la consommation actuelle qui est de 6.2 % à l'horizon 2020. L'atteinte de cet objectif nécessite la mobilisation de l'ensemble des filières des ENR. Pour la géothermie dont le potentiel de développement est considérable, l'objectif est une multiplication par 6 en 12 ans. Il s'agit donc de changer d'échelle et envisager l'utilisation de la géothermie dans les nombreux secteurs où elle a démontré sa pertinence technique économique et environnementale (habitat individuel et collectif, secteur tertiaire, industrie, agriculture...).

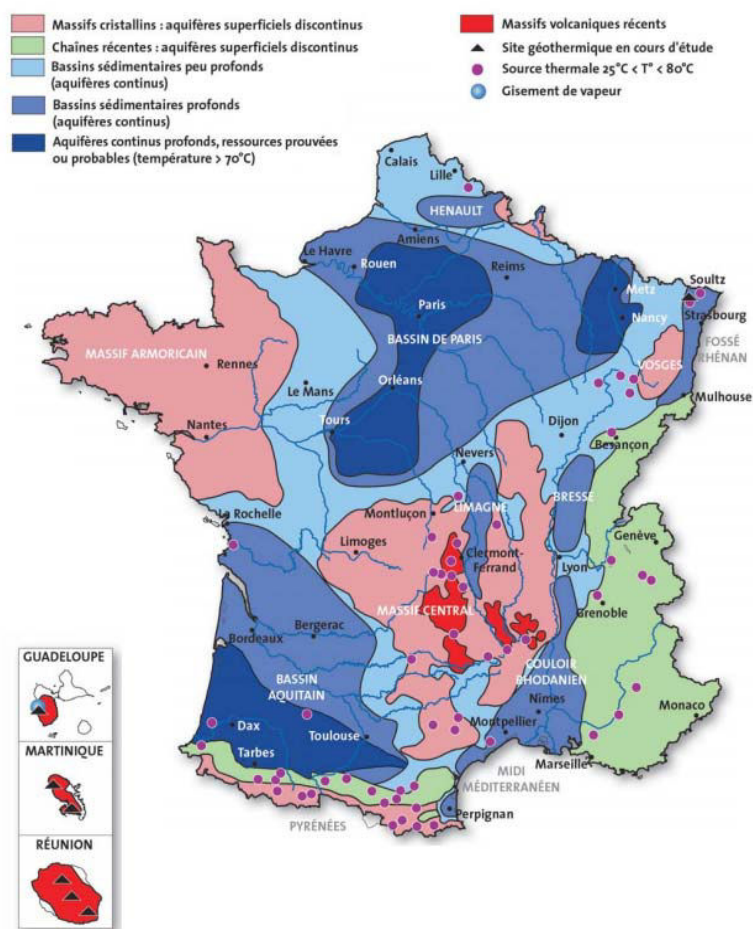


Figure 1.3 : Les ressources géothermiques en France et leurs cadres (www.ademe.fr/Mediathèque/publications ADEME).

1.2.7 - La géothermie HFR (Hot Fractured Rock) et la production d'électricité

L'extraction de la chaleur de la terre pour la production d'électricité peut se faire d'une manière naturelle quand on a un réservoir géothermique naturellement productif. Mais elle peut être aussi exploitée dans une zone a priori non aquifère en faisant une injection d'un fluide caloporteur dans un ou plusieurs puits d'injection à une profondeur suffisante (Figure 1.4) et en extrayant dans un autre puits de production ce fluide réchauffé lors de son passage le long de l'échangeur de chaleur souterrain (fabrication d'un réservoir géothermique artificiel). C'est le concept actuellement dénommé « Enhanced Geothermal System (EGS) », ou initialement appelé « Hot Dry Rock (HDR) ».

Pour la création d'un tel réservoir le principe consiste à injecter lors des premières phases de développement un fluide avec une pression et un débit assez élevés pour pressuriser les fractures préexistantes au point de libérer une partie des contraintes de cisaillement supportées ou de créer parfois des nouvelles fractures en traction, dans le but d'améliorer la performance hydraulique du

réservoir pour obtenir une meilleure productivité. Ce concept a été développé au début des années 1970 par les chercheurs de Los Alamos Laboratory (LANL) et le premier programme de HDR a été lancé en 1974 aux Etats-Unis (Fenton Hill, Californie), produisant 3,9 MWt (Mégawatt thermiques) jusqu'en 1983 (Duchane, 1995).

Le système EGS comporte plusieurs caractéristiques propres, dont en particulier :

- La nécessité de disposer d'un minimum de deux puits afin d'établir une boucle pompage/injection dans le but de récupérer la chaleur contenue dans la roche (Figure 1.4).
- L'utilisation d'un réseau de fractures comme échangeur thermique, assurant ainsi la circulation du fluide caloporteur injecté, qu'il s'agisse des fractures artificielles ou bien des fractures naturelles réactivées.
- Une assez grande profondeur (entre 3000 m et 5000 m environ) afin de pouvoir obtenir, compte tenu des gradients géothermiques moyens de l'ordre de $0,03^{\circ}\text{C}/\text{m}$, suffisamment de chaleur pour assurer la viabilité économique du système.

Les températures visées sont de l'ordre de 180 à 200°C. Aux profondeurs correspondantes, les roches du réservoir sont la plupart du temps relativement peu perméables : par exemple la perméabilité équivalente du massif avant stimulation est estimée à 2.10^{-16} m^2 sur le site du pilote expérimental de Soultz (Delepine et al., 2004).

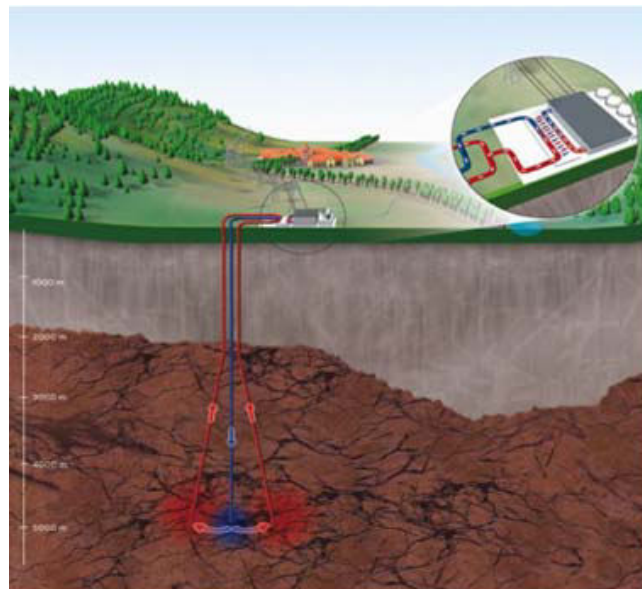


Figure 1.4 : Schéma de principe d'un système EGS.

L'obligation de forer plusieurs puits ainsi que la nécessité d'injecter de l'eau dans le système font que le coût de telles exploitations est pour l'instant relativement important. Mais si la faisabilité d'une telle

méthode est démontrée, de très nombreuses régions de la planète deviendraient des réservoirs énergétiques potentiellement exploitables. Plusieurs projets sont en cours de développement de par le monde (ils seront brièvement exposés dans le paragraphe 1.10 de ce chapitre). Le BRGM a effectué à ce sujet un classement des sites potentiels HDR/HFR en Europe dans le cadre du programme européen ENGINE (Genter et al., 2005).

1.2.8 - Petit lexique de la géothermie HFR

Afin de clarifier quelques notions, ce paragraphe propose une rapide définition des termes spécifiques à cette géothermie (Baujard, 2005) :

- le terme réservoir hydraulique naturel est utilisé dans ce texte pour définir le volume rocheux où le fluide se déplace selon des lois d'écoulement en général non linéaires qui sont fonction du niveau de la contrainte normale supportée et des caractéristiques topologiques des fissures aquifères.
- Le terme réservoir géothermique est une variante du terme précédent qui ne se distingue de ce dernier que par la notion de température en vue d'exploitation future de la chaleur du fluide qu'il contient.
- Le terme réservoir géothermique stimulé désigne la partie du réservoir hydraulique naturel dont on a développé la perméabilité initiale dans le voisinage des puits par stimulation hydraulique.
- La notion de réservoir suppose la présence préalable d'un fluide de formation au sein du massif. Ces réservoirs sont soit ouverts (en cas d'apport extérieur naturel de fluide), soit fermés. Les volumes considérés sont souvent très grands, de l'ordre de plusieurs centaines de milliers de mètres cubes accessibles au fluide.

L'échangeur peut être défini comme le volume de roche qui contient les fractures dans lesquelles circulent les fluides réinjectés (plus ou moins mélangés avec le fluide de formation) dans son trajet vers le puits de production. Il est organisé à partir du réseau des fissures perméables, stimulées ou non, qui assurent les connexions hydrauliques entre les puits d'injection et les puits de production. Le volume de l'échangeur est donc plus restreint que celui du réservoir. Du fait de la circulation forcée en son sein, les propriétés de l'échangeur sont susceptibles d'évoluer dans le temps et dans l'espace, en soulevant des problèmes spécifiques, à un niveau hydraulique, mécanique ou bien encore au niveau des phénomènes de transport.

La stimulation hydraulique est la technique utilisée pour améliorer la performance de l'échangeur de chaleur : cette technique consiste à partir d'un premier forage à pressuriser le réservoir naturel et les chemins d'écoulement préexistants par des injections à haut débit, afin d'induire des perturbations

mécaniques irréversibles, accompagnées d'un accroissement de la perméabilité du réseau des discontinuités, par un mécanisme de glissement des surfaces en regard, supposé dilatant (Baujard, 2005). La stimulation hydraulique entraîne des phénomènes des ruptures et des glissements le long de fractures préexistantes, ce qui se traduit sur certains sites par des microséismes de faible magnitude en général -1 à 2 ou même parfois compris entre 3 et 4 sur l'échelle de Richter. De telles magnitudes, jugées trop fortes par le public, peuvent aboutir à l'arrêt d'un projet (Bâle en Suisse en 2006 (Sikaneta et Evans, 2012) ou de Denver, Colarado aux Etat-Unis (Raleigh et al., 1972).

L'injection de l'eau dans le réservoir peut aussi améliorer la qualité de fluide produit du point de vue chimique, en réduisant les concentrations de gaz non condensables telles que le dioxyde de carbone (CO₂) et les gaz corrosifs tels que l'acide chlorhydrique (HCl). Dans un réservoir EGS où la température dépasse 200°C et la pression est importante, le CO₂ se trouve dans un état supercritique, ce qui facilite donc sa solubilité (Pistone et al., 2011). L'injection d'eau n'est cependant pas automatiquement bénéfique. L'eau injectée pendant une opération de stimulation peut migrer le long des fractures majeures et créer plus tard des chemins trop directs, atteignant rapidement les puits de production, ce qui pourra dégrader la production en abaissant trop rapidement la température du fluide.

1.2.9 - Historique et statut de la géothermie HFR à travers le monde

Plusieurs sites dans le monde ont fait l'objet de travaux de recherches et sur la géothermie en zone fracturée pour la production d'électricité depuis le début des années 1970. Les projets les plus cités sont listés ci-après :

- Au Japon deux sites ont été testés : l'un est situé à Hijiori, où plusieurs tests de circulation ont été menés entre les années 2000 et 2002 (Matsunaga et al., 2001). Le réservoir géothermique est situé à 2300 m de profondeur et 3 puits permettent d'établir une circulation. Le projet d'Ogachi, quant à lui, est constitué d'un réservoir à 1300 m de profondeur. Trois puits ont été forés et la température en fond de puits atteint les 250°C.
- En Australie, après la réalisation d'un premier puits en 2003 (Wyborn et al., 2005), le projet HDR de Cooper Basin a vu le forage d'un second puits se terminer début 2005. Les forages ont une profondeur totale de 4400 m, et la température au fond puits avoisine ici également les 250°C. Ce réservoir est en outre marqué par une très forte surpression hydraulique au fond des puits, de l'ordre de plusieurs dizaines de MPa ainsi que par une intense activité micro-sismique lors des étapes de développement.

- Aux Etats-Unis, après l'abandon du projet de Fenton Hill en 1996, plusieurs projets sont menés de front ; il s'agit en général de sites nécessitant la réinjection d'une partie des fluides produits. Deux programmes principaux peuvent s'inscrire dans un contexte de développement de la technologie HFR : le site des Geysers (Oppenheimer, 1986), situé en Californie et le réservoir de Desert Peak, dans le Nevada (Raleigh et al., 1972).

- En Europe, les différents projets nationaux initiés dans les années 1980 (Le Mayet de Montagne en France, Rosemanowes au Royaume Uni, Falkenberg en Allemagne) ont laissé la place depuis 1987 à un programme européen de recherche, dont le site est situé en Alsace, à Soultz-Sous-Forêts. Aujourd'hui, trois puits atteignant 5000 m de profondeur y ont été forés. La température en fond de puits est très voisine de 200°C. En juin 2008 la centrale de Soultz produit ses premiers kilowattheures, équipée d'une machine « Organic Rankin Cycle » (ORC), de puissance 1,5 mégawatt électrique (MWe). Aujourd'hui, le site géothermique de Soultz-Sous-Forêts reste un site dédié à l'étude et à l'observation, scientifique et technique. En 2005, plusieurs événements micro-sismiques atteignant et dépassant une magnitude 2 ont été détectés et localisés. Ces activités micro-sismiques ont été attribuées à différents facteurs, plus probablement au rôle de la pression de fluide dans l'interaction eau-roche (Cuenot et al., 2011). Notons qu'un second projet que l'on peut qualifier de commercial a vu le jour en 2007 à Landau dans la province Rheinland-Pfalz (Allemagne) proche de la frontière française, dans un contexte géologique similaire à celui de Soultz-sous-Forêts, (Schindler et al., 2010). Bien que ce site soit exploité de manière continue depuis plusieurs années avec une puissance de l'ordre de 3 à 5 MWe, peu de données sont accessibles. On mentionnera l'enregistrement d'un événement sismique de magnitude 2.7, incident jugé inquiétant par les populations et rapporté par la presse (Bönnemann et al., 2010 et Kulish, 2009). En novembre 2009, l'exploitant n'a pu reprendre l'activité qu'en diminuant le régime de production d'énergie avec une pression d'injection de 4.5 MPa (Evans et al., 2012).

- Enfin parallèlement en 2006, le projet Deep Heat Mining prévu dans la ville de Bâle (Suisse) a dû être stoppé. L'objectif principal était aussi d'injecter un fluide dans un forage de 5000 m de profondeur pour le développer et créer ensuite une boucle, avec un second puits, d'une puissance de quelques MWe. La température au fond du puits était de 190°C. Plusieurs séries de micro-secousses sismiques ont été mesurées durant et après la stimulation. Des microséismes de magnitude supérieure à 3 ont été observés et localisés, même après l'arrêt de l'injection. La magnitude maximum mesurée était de l'ordre de 3.4 (Häring et al., 2008). Sur la base des résultats d'une expertise (<http://www.rts.ch>) montrant le risque de produire des séismes de plus grande magnitude encore, les opérateurs ont dû renoncer à leur projet.

1.3 - Modélisation des milieux fracturés

Le travail qui est proposé dans cette thèse, s'inscrit dans la suite des études réalisées dans les thèses de Jeong (2000) et de Baujard (2005) et le thème de recherche abordé peut être considéré comme une évolution des problématiques déjà traitées : « Comportement hydraulique d'une fracture sous contrainte normale et rôle des failles dans les écoulements à grande échelle » pour WC Jeong, et « impact des effets densitaires traités selon une approche bi-phasique, sur les opérations d'injection et de stimulation hydraulique » pour C. Baujard. Les outils numériques de modélisation des milieux que nous allons utiliser, seront donc similaires aux leurs, mais en évolution sur certains points spécifiques non abordés dans ces précédents travaux, en particulier pour quantifier les processus d'échanges thermiques. De ce fait, nous allons reprendre de leurs travaux une synthèse sur les méthodes de modélisation des milieux fracturés, en précisant les progrès récents effectués.

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

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

En conséquence, deux familles de modèles sont possibles (Figure 1.5) suivant que l'on considère que **le milieu est continu** (homogénéité des propriétés physiques) ou que **le milieu est discontinu** (hétérogénéité des propriétés physiques).

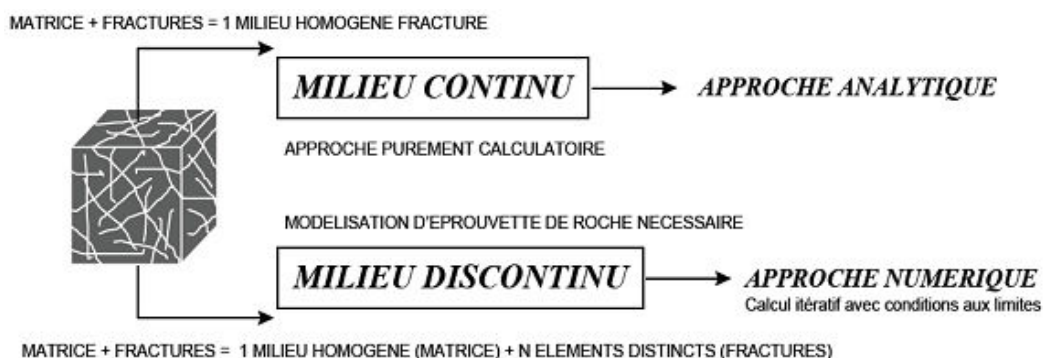


Figure 1.5 : Présentation schématique des deux approches généralement utilisées pour modéliser les milieux à perméabilité de fractures (Sausse, 1998)

1.3.1 – Milieu poreux équivalent

1.3.1.1 – Le VER du milieu équivalent

Cette approche se base sur l'hypothèse d'existence d'un « Volume Élémentaire Représentatif »: VER (Marle, 1967). Une hypothèse introduite par Bear (1972) dans le but de caractériser le milieu poreux. Ce VER possède des propriétés homogènes et continues en termes de vitesses d'écoulement des fluides et de champs de pression. Le matériau continu est alors caractérisé par des propriétés hydrauliques équivalentes à celles d'un milieu fracturé référence. L'écoulement est ensuite obtenu par exemple numériquement par résolution de l'équation de diffusivité, ou analytiquement quand la configuration le permet (Figure 1.6).

L'anisotropie du milieu peut être traduite par le tenseur de perméabilité de fractures qui pourra être estimé en fonction des paramètres géométriques caractérisant la fracturation, en particulier leur orientation. Toute la difficulté de cette approche provient du choix d'échantillonnage d'un bloc matriciel fracturé, suffisamment homogène, pour que les lois de l'hydraulique classique puissent s'appliquer. En pratique, cette technique ne s'avère applicable de manière satisfaisante que dans peu des cas réels. Pour se rapprocher de la réalité et expliquer certaines observations expérimentales (notamment en génie pétrolier), la notion de milieu à double porosité est ensuite apparue (Warren & Root, 1963).

1.3.1.2 - Détermination des propriétés équivalentes

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

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

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

1.3.2 - Double porosité

Warren et Root (1963) définissent la notion de double porosité, pour permettre d'intégrer la porosité matricielle de la roche aux calculs d'écoulements fluides en milieu fracturé (Figure 1.6). Le massif rocheux fracturé est modélisé par des blocs matriciels généralement peu perméables, recoupés par une fracturation régulière. Cette porosité matricielle, qui pourra en effet être fréquemment négligée dans le cas des roches de socle saines, sera par contre non négligeable dans les roches sédimentaires altérées. Sardini et al. (1997) décrivent cependant le cas de certaines zones de failles avec des profils d'altération du granite de Soultz-Sous-Forêts (Bas-Rhin, France), présentant des porosités de 6 à 20 %. Les modèles utilisés tentent de restituer la spécificité des deux types de porosité en suivant deux principes :

- Les écoulements sont favorisés par les fractures qui seront considérées comme un milieu très perméable. Elles constituent des drains où les fluides circulent et se renouvellent.
- La porosité de matrice est faible mais a une capacité d'emmagasinement importante. Il existe des échanges (diffusion, relais des micro-discontinuités) entre la matrice et le fluide présent entre les plans de fractures (Sausse, 1998).

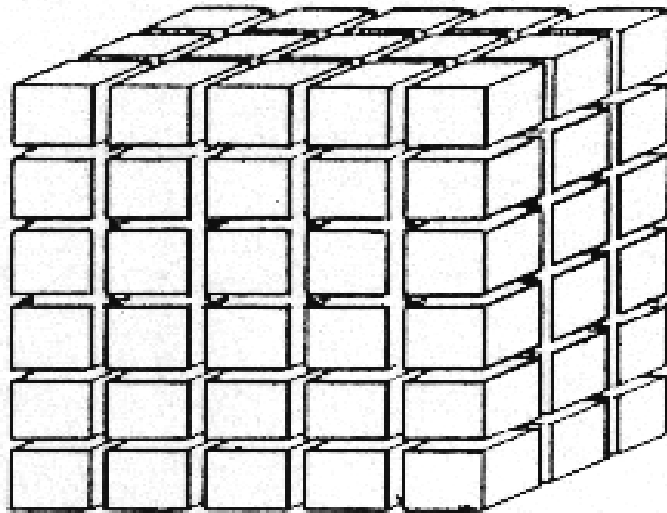


Figure 1.6 : Modèle à double porosité de Warren et Root (1963). Les blocs représentent la matrice rocheuse

Il s'en suit que le milieu doit être discrétisé à une échelle telle que des grandeurs homogénéisées équivalentes puissent être trouvées pour les paramètres (perméabilité par exemple) de chaque milieu à cette échelle, et que les variables calculées (pressions) sont des grandeurs homogénéisées à l'échelle des blocs. Les écoulements dans les deux milieux sont alors résolus chacun selon leur propre équation

de diffusivité qui contiennent chacune un terme d'échange représentant un flux, entrant pour le premier milieu, sortant pour l'autre, à l'échelle de chaque bloc. La discussion porte alors essentiellement sur la description de ce coefficient d'échange proportionnel à la différence de pression entre les deux milieux, qui peut être constante (Barenblatt et al., 1960), dépendante du temps ou dépendante du temps et de l'arrangement spatial du réseau de fractures (Noetinger et Estebenet, 2000).

1.3.3 - Approche « milieu discontinu »

Selon cette approche, les massifs fracturés se composent de blocs séparés par des discontinuités, identifiables, qui seront traitées de manière explicite. Ces discontinuités se rencontrent cependant à des échelles variées. Par exemple, la loi de distribution statistique des tailles des fractures est souvent de type puissance avec un exposant compris entre 1 et 3 (Bour et Davy, 1997). L'intensité de la fracturation est également variable dans l'espace. Ces seuls facteurs géométriques permettent d'introduire la notion de connectivité de réseau. Pour les réseaux connectés, on peut définir des propriétés hydrodynamiques, qui dépendent donc des facteurs des géométries, position dans l'espace ou encore direction. La perméabilité peut dépendre dans ce cas de la taille du volume échantillonné, quel que soit ce volume (Bour et Davy, 1997). Les modèles discontinus doivent reproduire au mieux ces complexités. La connaissance des caractéristiques d'une fracture ou d'un réseau de fractures sur le terrain est cependant toujours limitée, car par exemple la mesure de l'extension d'une fracture est parfois impossible dans une fenêtre d'observation donnée. De ce fait les paramètres des lois de distribution doivent être calés le plus souvent sur des jeux de données incomplets. Les approches numériques proposées pour tenir compte de ces difficultés géométriques sont basées sur des modèles stochastiques et des approches probabilistes de description du réseau de fractures, décrites ci-après. A une certaine échelle, il est toujours possible de décrire explicitement une structure par un jeu d'éléments distincts, qu'ils transposent la réalité ou qu'ils la représentent fidèlement. C'est sur cette base que sont développés bon nombre d'outils de calcul géomécaniques commerciaux tels que ceux développés par la société Itasca (3DEC, 2008).

1.3.3.1 - Modèle à fractures discrètes (Discrete fracture Network, DFN)

Ces modèles sont basés sur l'hypothèse suivante : le comportement de l'écoulement des fluides peut être prédit à partir de la connaissance de la géométrie des fractures et de la perméabilité des fractures individuelles. Celles-ci sont étroitement liées aux concepts de simulation stochastique du fait de la difficulté d'écrire parfaitement ces paramètres géométriques et hydrauliques (Chilès et de Marsily, 1993).

La géométrie d'un réseau de fractures est caractérisée par les descriptions statistiques des paramètres de ces fractures tels que l'orientation, la position, la taille et la perméabilité. Si l'histoire géologique a abouti à la superposition de plusieurs familles de fractures, chacun de ces sous-ensembles de fractures du massif rocheux doit être séparément décrit. A partir d'un modèle statistique, il est possible de construire numériquement de multiples alternatives (réalisations) équiprobables d'un réseau de fractures et de résoudre par exemple un problème d'écoulement des fluides à travers chaque réseau et ainsi apprécier un comportement d'ensemble, une valeur moyenne, la dispersion des réponses simulées autour de cette valeur moyenne (Cacas, 1989). L'utilisation de cette procédure stochastique repose sur l'hypothèse que les propriétés statistiques, géométriques et hydrauliques du réseau de fractures sont statistiquement homogènes. Cette hypothèse permet d'assimiler la variabilité spatiale de chacune des variables observées à la variabilité obtenue selon le principe de Monte Carlo, en multipliant les réalisations de ces mêmes variables.

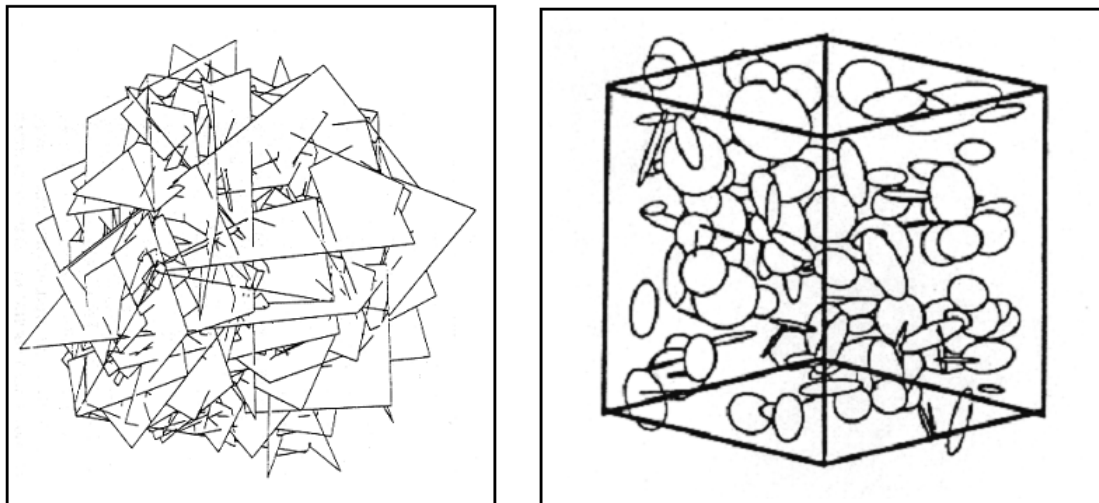


Figure 1.7 : Modèle à réseau de fractures discrètes. A gauche un réseau de fractures polygonales (Stratford et al., 1990) et à droite un réseau de fractures circulaires (Ezzedine, 1994).

Afin d'appliquer les modèles DFN à une situation « in situ », il est essentiel d'être capable de simuler en trois dimensions. Dans ces modèles, les fractures sont représentées en forme de disques (Long et al., 1985 ; Dverstrop et Anderson, 1989 ; Cacas et al., 1990) ou de polygones (Dershowitz, 1984 ; Herbert et al., 1991), plutôt qu'en forme de segments de droite en deux dimensions (Robinson, 1984). Le degré de connexion d'une fracture avec ses voisines va déterminer la connectivité du réseau, les cheminements des fluides et les aspects du transport. En modélisant l'écoulement dans chaque fracture et en assurant la conservation de masse aux intersections des fractures, le système d'équations est résolu pour déterminer les distributions de charges hydrauliques et de débit local à tous les nœuds du réseau de fractures. Des suites de logiciels commerciaux fondés sur ces bases existent maintenant pour

le domaine pétrolier et le domaine minier (par exemple FracMan®, développé par Golder Associates). La connaissance de la distribution des pressions le long de portions planes au sein du bloc est le point de départ pour des calculs mécaniques qui vont mettre en regard ces pressions avec des contraintes, c'est-à-dire donner la possibilité d'introduire un mécanisme de rupture dans l'espace le long d'un réseau. De même, accéder à des vitesses d'écoulement, le long des discontinuités permettra les calculs de transferts thermiques.

On voit donc qu'une représentation explicite de la géométrie des zones fracturées et de leurs propriétés physiques autorise la possibilité de calculer dans l'espace et dans le temps, le long de chaque élément formant la structure fracturée, des paramètres clés pour le calcul de certains critères de stabilité. Ces possibilités seront des avantages lorsqu'il s'agira de discuter des phénomènes de sismicité induite, qui correspondent à des processus dont les signatures sont très localisées, comme on le verra dans une prochaine section. Cependant les progrès les plus récents portent sur la résolution du problème de l'écoulement, par la prise en compte de plus en plus précise du rôle de la matrice, comme présenté ci-après.

1.3.3.2 - Modèles à double porosité discrets

Cette classe de modèles est une alternative à l'approche du milieu à double porosité, lorsque les propriétés équivalentes ne peuvent être établies, en raison par exemple de la trop grande variabilité spatiale de la variable « taille des fractures ». Le milieu poreux est alors divisé en blocs et l'on conserve l'approche du réseau discret pour la description des fractures, au delà d'une certaine taille. Deux options ont été successivement investiguées, la seconde nécessitant un effort dans le traitement numérique plus important :

Modèle d'agrégation (Dershowitz et Miller, 1995) : dans ce cas, les blocs sont simplement considérés pour leur rôle capacitif. A chaque fracture du réseau DFN est associé un volume qui lui est propre et le flux drainé entre ce bloc et la fracture est résolu en une dimension. Le choix de la taille des blocs est déterminé par un seul paramètre de forme, calculé à partir des distances de cette fracture à ces voisines. Il n'y a pas de calculs de transfert de masse d'un bloc vers un autre (Figure 1.8a).

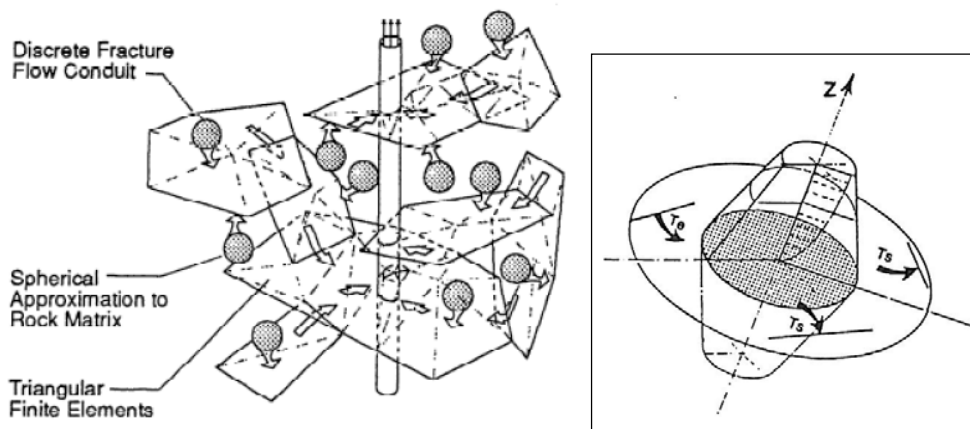


Figure 1.8 : (a) Méthode d'agrégation (Dershowitz et Miller, 1995).
 (b) Approximation du bloc adjacent à un disque dans FRACAS, par un tronc de cône (Bruehl, 1990)

Modèle à double porosité discret (Roubinet, 2010) : Cette approche traite d'un milieu à double porosité et double perméabilité, la perméabilité de fracture restant traitée par une méthode discrète de type DFN. La différence avec l'approche d'agrégation est que les blocs du milieu poreux échangent du fluide entre eux. Une propriété de perméabilité équivalente leur est attribuée, qui tient compte de la présence des fractures de petite extension qui ne sont pas prises en compte explicitement dans le calcul DFN. Une échelle intermédiaire, celle de l'unité dans la Figure 1.9, est introduite pour le calcul des termes d'échanges. La méthode, 2D, permet donc de traiter le cas des réservoirs où l'existence d'un volume élémentaire représentatif (VER) n'est pas démontrée, ce qui est fréquent lorsque les longueurs de fractures sont de type « la puissance ».

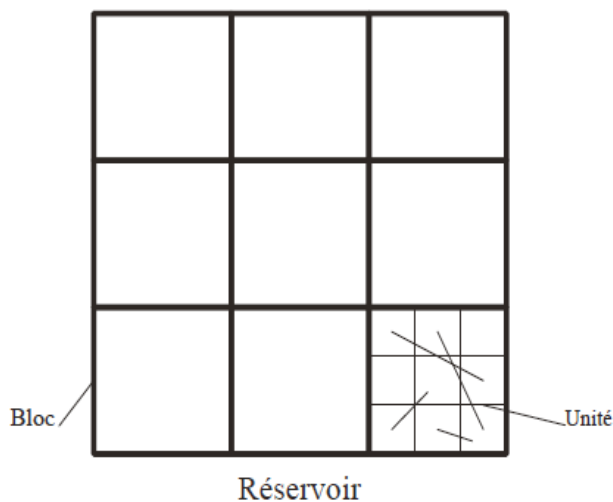


Figure 1.9 : Le modèle de réservoir est divisé en blocs, eux-mêmes divisés en unité. Le calcul de l'échange fracture-matrice se fait par approche Milieu Poreux Equivalent à l'échelle de l'unité (Roubinet, 2010).

1.4 - Sismicité induite

1.4.1 - Définition

Le terme sismicité induite fait référence à toute activité sismique générée par des processus physiques (chargement des contraintes et déclenchement de rupture) non exclusivement tectoniques. Ainsi, on peut distinguer deux catégories de séismes induits. Tout d'abord, les séismes pleinement induits car liés à un chargement et à un déclenchement non tectonique. Ce qui veut dire que la probabilité d'occurrence de ces séismes serait nulle sans l'intervention d'un phénomène non tectonique. On distingue ensuite les séismes liés à un chargement tectonique et déclenchés par un phénomène non tectonique. En d'autres termes, un processus non tectonique peut accélérer le délai d'occurrence d'événements qui, quoi qu'il arrive, auraient eu lieu (Godano, 2009). Les processus non tectoniques à l'origine de la sismicité induite peuvent être naturels (volcans, marées) ou anthropiques (explosions, activités minière, injection de fluides).

1.4.2 - Sismicité induite d'origine anthropique

La sismicité induite déclenchée par l'activité humaine peut se classer en trois catégories. Quel que soit le type, l'application reste très importante en termes d'outils d'aide à l'exploitation mais aussi en termes de quantification de risque. Ces trois classes sont respectivement la sismicité induite par injection de liquides, la sismicité induite par extraction de fluides et la sismicité induite par extraction de matière solide. En ce qui nous concerne, nous allons nous intéresser en détail à la première de ces trois grandes familles.

1.4.3 - Sismicité induite par injection de liquides

La première observation d'activité sismique induite par injection d'eau remonte aux années 1960 dans le Colorado où des séismes de magnitudes $M \leq 5.1$ ont été enregistrés après injection en profondeur d'importants volumes d'eaux usées (Healy et al., 1968). Aujourd'hui, les injections de liquides sont utilisées dans différents contextes industriels et s'accompagnent dans la plupart des cas d'une activité sismique. Dans les réservoirs de pétrole, l'injection de liquides vise à balayer les hydrocarbures vers les puits d'extraction, compenser la baisse de pression liée à l'extraction ou fracturer le réservoir pour augmenter la perméabilité. Enfin les injections de fluide sont à la base du développement de la géothermie EGS. De très nombreuses études se sont déjà penchées sur la relation entre l'injection de liquides et la sismicité observée (Fehler, 1989 ; Cornet et al., 1997 ; Talebi et al., 1998 ; Phillips et al., 1998 ; Mossop and Segall, 1999 ; Fischer et al., 2008, Majer et al., 2008 ; Morelli, 2009).

Ces études ont montré la relation entre la distribution spatiale et temporelle des microséismes et l'injection de fluide à basse température dans le réservoir. Le site Geysier, qui est un des sites géothermiques le plus ancien et le plus grand, est un bon exemple pour cette corrélation. Majer et al. (2008) montrent comment la décision de réinjecter du fluide dans les réservoirs, pour maintenir la production de vapeur à partir des années 1975, s'est accompagnée quelques années plus tard d'une augmentation de la fréquence des événements de magnitude élevée supérieure à 1,5 (Figure 1.10).

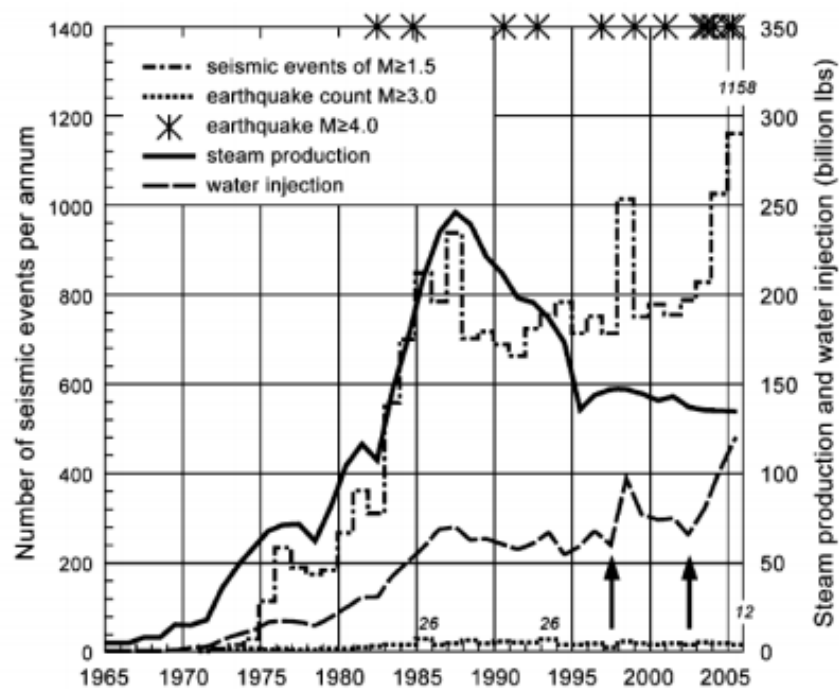


Figure 1.10 : Historique de la sismicité de 1965 à 2006 au Geysier. Les deux flèches indiquent les augmentations de l'injection de fluide en 1997 et 2002 (Majer et al, 2008).

S'il y a eu unanimité sur le fait que la moitié des microséismes était due à l'injection de fluide du fait de l'augmentation de sismicité dans les zones injectées, la compréhension des mécanismes à la source de ces événements reste partagée. Par exemple sur le cas des Geysers en Californie, Oppenheimer, (1986) a noté une forte corrélation spatiale et temporelle entre la sismicité dans le Geysier et la production de la vapeur. Majer et McEvilly (1979) ont proposé que la contrainte volumétrique associée à la production de la vapeur puisse être la cause des microséismes. Denlinger et Bufe (1982) ont proposé que la contrainte de cisaillement induite par la dépressurisation puisse être la cause. Allis (1982) a suggéré que la production entraîne une transition entre la déformation aiséismique et la déformation due au processus de rupture dit « stick-slip ». Un peu plus récemment Stark (1992) a trouvé une bonne corrélation entre la position de l'épicentre des événements et le puits d'injection avec une profondeur de 4000 ft (~ 1219 m).

D'une manière plus générale, l'eau injectée à haute pression dans les roches à une profondeur de quelques kilomètres (3 à 5 km) peut déclencher des microséismes :

- (1) **En augmentant la pression des pores.** Ce processus peut être considéré comme l'affaiblissement de la force de frottement qui s'oppose au glissement le long d'une fracture par suite de la réduction de la pression effective à laquelle est soumise la roche qui agit transversalement sur la fracture.
- (2) **En refroidissant la roche.** L'interaction entre le fluide et la roche chaude conduit à la rétraction des roches en réduisant la contrainte effective, donc en diminuant la composante normale qui maintient fermée les fractures. Le résultat est aussi une diminution de la résistance au cisaillement de la fracture.
- (3) **En faisant une modification chimique de la surface de rupture.** L'injection de fluide n'ayant pas les mêmes propriétés chimiques peut entraîner une altération géochimique des surfaces de fracture, ce qui conduit à une modification (diminution) du coefficient de frottement.

En combinant les interactions (1) et (2), on peut en déduire que les effets de la mise en circulation d'un fluide froid peuvent se cumuler et induire une augmentation significative de la sismicité induite. L'effet serait similaire si on combinait les mécanismes (2) et (3) selon McClure (2012). La différence qui n'est pas encore quantifiée entre ces différents mécanismes vient de leur évolution dans l'espace et dans le temps qui est différente, puisque les processus physiques impliqués ont des constantes de temps distinctes. Si on prend le cas (1) on peut dire, d'après les expériences menées sur les sites EGS, que son impact peut être observable à l'échelle de la minute ou de quelques jours par rapport aux procédés thermique et chimique, qui seront observables à l'échelle du mois ou de l'année. On retiendra donc l'importance des interactions des processus de couplages physiques et géochimiques qui peuvent émaner de l'injection de fluide. Ces processus peuvent nous donner des informations beaucoup plus amples par exemple, sur la porosité, perméabilité d'une fracture et plus particulièrement sur les phénomènes de glissement, qui peuvent affecter un réservoir géothermique. La compréhension de ces processus, les relations qui les régissent entre eux, leurs effets sont la clé pour une exploitation de cette énergie qui soit économique et efficace et avec des risques maîtrisés au cours du temps.

1.4.4 - Couplage Thermo-Hydro-Mécano-Chimique (THMC)

Le couplage entre les processus physiques de transfert thermique (T), d'écoulement de fluide (H), de contrainte/déformation (M) et de réaction géochimique (C) dans un massif fracturé, ou dans les sols,

est devenu un sujet très important dans le milieu de la mécanique des roches et des sols (Tsang, 1991) ; en particulier depuis les années 1980, principalement en raison de l'exigence de modélisation pour l'évaluation de la conception, la construction et la performance des dépôts des déchets radioactifs souterrains. D'autres domaines de l'ingénierie, en premier lieu ceux où l'interaction entre fluide-roche dans des réservoirs déformables joue un rôle important, comme l'extraction des hydrocarbures, ont beaucoup fait évoluer les connaissances (Longuemare et al., 2002).

Le couplage THM a été développé pour les milieux continus, en essayant de corrélérer deux mécanismes importants : la thermo-élasticité de solides (T-M) (interaction entre la contrainte de déformation et la température) et le couplage des modèles et la théorie de la poro-élasticité (interaction entre la déformation et les champs de perméabilité des milieux poreux). Ils sont basés sur la loi d'élasticité de Hooke et la loi de l'écoulement en milieux poreux et la loi de conduction de la chaleur de Fourier. Les effets des couplages sont formulés comme trois éléments interdépendants par des équations aux dérivées partielles exprimant la conservation de la masse, de l'énergie et de la dynamique.

Le processus de couplage THM est souvent considéré dans l'étude de la mécanique des roches et des sols sur le terrain mais l'étude de phénomènes différés pour lesquels les propriétés sont évolutives par exemple à cause de la réactivité des minéraux vis-à-vis des fluides, nécessite d'inclure les processus géochimiques et biochimiques. Les modèles couplés THMC (Thermo-hydro-mécano-chimique) nécessitent d'étudier les interactions bidirectionnelles entre les composantes T, H, M et C (Figure 1.11).

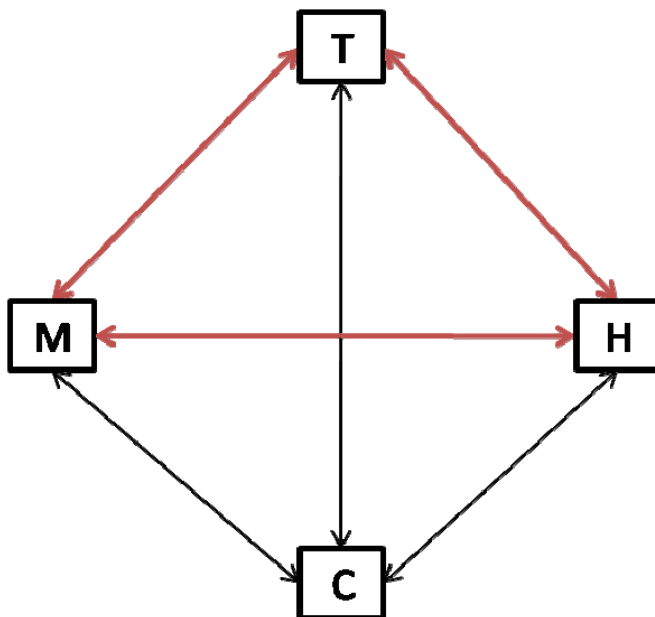


Figure 1.11 : Différents couplages thermo-hydro-méca-chimiques

Pour les milieux rocheux fracturés, les principaux couplages, considérés actuellement dans la plupart des études bibliographiques et les différents outils de calcul, sont d'après Jing et Feng (2003) :

- le couplage thermo-hydraulique (variation de la viscosité du fluide, changement de phase du fluide ; évaporation et condensation...)
- le couplage hydro-thermique (différence de la température causée par la variation de la vitesse de fluide (convection de la chaleur...))
- le couplage hydromécanique (Variation de la contrainte effective : variation de la pression, des épaisseurs des fractures....)
- le couplage méca-hydraulique (Variation de la porosité de la matrice, perméabilité des fractures, transmissivité et connectivité des fractures).
- le couplage thermomécanique (Variation de la contrainte thermique et expansion du massif rocheux ; ouverture, fermeture, endommagement et déformation irréversible des fractures).

Dans ces couplages, on distingue ceux déjà étudiés et assez connus dans la littérature (T-H, H-M, H-T...), en milieu poreux comme en milieu fracturé (McTigue, 1986 ; Kohl et al., 1995 ; Rejeb et Bruel, 2001 ; Bruel, 2002 ; McDermott et Kolditz, 2006). Certains sont moins connus (C-T, M-T, C-H) et d'autres assez peu connus (M-C, C-M), (Cook, 1992 ; Guimaraes et al., 2007). Dans le cadre de cette thèse, nous allons plus nous intéresser au couplage thermo-hydro-mécanique (THM), en rouge sur la Figure 1.11.

1.4.5 - Effets d'une perturbation thermique

Comme nous l'avons signalé un peu plus haut, l'injection d'un fluide plus froid que le milieu encaissant, en plus d'une augmentation de la pression interstitielle et de phénomènes de dissolution/précipitation chimiques, va induire le refroidissement et corrélativement une déformation de la roche. Ce changement de la forme de la roche correspond dans notre cas à une rétraction. Cette déformation, si le bloc refroidi n'est pas libre, fait en général apparaître des contraintes de traction qui, en réduisant la contrainte effective, peuvent favoriser à leur tour la rupture. La pression d'injection dans les réservoirs géothermiques doit être la plus faible possible, pour éviter que les conditions de propagation des fractures dans le réservoir par des interactions hydromécaniques ne soient satisfaites. Mais si donc cette pression est insuffisante a priori pour ouvrir ou cisailer une fracture, on ne sait pas comment elle va se combiner avec les contraintes thermiques au cours du temps (Stark, 1992 ; Mossop, 2001 ; Bruel, 2002).

L'étude des contraintes thermiques, ainsi que son application à la géothermie en roches fracturées, est déjà bien avancée. Nowacki (1973) a fourni un exposé détaillé, théorique et appliqué sur la thermo-élasticité et présente une large gamme de solutions pour les contraintes dues à des sources de chaleur avec de nombreuses références remontant au début des années 1900. Murphy (1978) étudiait déjà, dans le cadre du projet de Fenton Hill (New Mexico), la création de fractures en traction suite au choc thermique pour l'amélioration de la perméabilité en grand d'un réservoir à partir d'une fracture. Un travail similaire est proposé par Huang et al. (2013), qui analysent la création et la propagation de réseaux de fractures parallèles, secondaires en trois dimensions, qui contribuent à l'amélioration de la perméabilité d'un réservoir.

Plus généralement, la thermo-élasticité a été utilisée pour étudier le phénomène de rupture thermique inter et intra-granulaire dans certaines roches ignées (Fredrich et Wong, 1986). Une rupture contrôlée par la température, l'anisotropie et la disparité dans le grain, le coefficient de dilatation thermique, la porosité initiale et la taille des grains. Segall et Fitzgerald (1998) ont étudié ensemble les contraintes poro-et thermo-élastiques induites et leurs impacts sur le réservoir, avec la conclusion que les contraintes thermo-élastiques sont très importantes pour l'amélioration de la perméabilité d'un réservoir géothermiques. D'après une étude menée par Shibuya et al. (1985) une différence de température de 180°C résultant de l'injection de fluide pendant quelques mois peut causer une ouverture de fracture de plus de 5 cm. D'après Hayashi et al. (1999) et Hayashi et Maruyana (1999), la prise en compte de l'effet thermo-élasticité des roches dans les simulations des modèles a montré une baisse des pertes de fluide. Cette baisse a été attribuée au fait que les épaisseurs des fractures aux extrémités ont diminué. La prise en compte de la thermo-élasticité est donc très importante pour l'étude des micro-séismes qui peuvent être interprétés à partir de la pressurisation et du refroidissement d'anciennes fractures mais aussi pour l'optimisation des débits des fluides injectés, pour se mettre si possible dans des conditions d'exploitation où ces micro-séismes ne pourraient se déclencher.

En géothermie de type EGS, il est généralement admis que les effets poro-élastiques et thermo-élastiques sont les causes principales des ruptures et glissements des fractures et des variations de la perméabilité des réservoirs. Mossop (2001), Bruel (2002) et Ghassemi et al. (2005, 2007) ont par exemple étudié par modélisation numérique les contraintes thermiques associées à l'injection dans divers systèmes et ont suggéré que, de par leur ampleur, elles pourraient contribuer à la sismicité du réservoir.

L'importance de l'aspect 3D de la contrainte thermique, associée au refroidissement par advection, a été établie (Mossop, 2001). Un modèle avec un couplage thermo-hydro-mécanique a été développé par

Kohl et al. (1995), utilisant une méthode de résolution *aux éléments finis*. Dans cette étude, le champ de température et la contrainte thermique ont été modélisés en utilisant une approche 1D. En outre, les résultats des simulations en 3D de l'injection d'eau froide dans les fractures chaudes proposés par Ghassemi et al. (2007) prédisent le développement d'une forte traction dans le voisinage de la surface refroidie, ce qui indique un potentiel de développement secondaire de fractures thermiques, comme rediscuté par Huang et al. (2013).

La variation de contrainte thermique $\Delta\sigma_{th}$, d'un cube de roche dans des conditions de déformation tri-axiale, faces bloquées, due au refroidissement ΔT de la roche, s'écrit en général comme ci-dessous (équation 1:1), en supposant qu'il n'y a pas de fluide dans le volume rocheux, E étant le module de Young de la roche, ν son coefficient de Poisson et α le coefficient linéique de dilatation.

$$\Delta\sigma_{th} = \frac{1}{1-2\nu} E\alpha\Delta T \quad (1 :1)$$

$$\Delta\sigma_{th} = K_r E\alpha\Delta T \quad (1 :2)$$

Dans le cas d'un refroidissement cette contrainte s'oppose à la contrainte tectonique qui tend à fermer les fractures en condition uni-axiale. Cette expression peut être reformulée selon Nilsson (2001), repris par McDermott and Kolditz (2006), par l'équation (1:2) si l'on se place dans le cadre d'un système naturellement fracturé, avec plusieurs échelles de tailles de fractures imbriquées. Notons que le coefficient de Poisson, que l'on ne saurait pas définir à l'échelle d'un bloc multi-fracturé, n'apparaît plus, mais qu'à la place est introduit un coefficient K_r qu'on appellera par la suite coefficient de restriction (Figure 1.12), ΔT étant la variation de la température moyenne dans le système du réseau de fractures.

Selon la formule (1:2) dans le système du massif rocheux, le couplage entre la variation de la température et la contrainte thermique dépend du coefficient de restriction. Dans le massif rocheux, ce coefficient est perçu comme étant un indice de fracturation de la roche, ou de la taille typique d'un volume d'un bloc de roche entre les fractures. Il vaut 1 dans le cas d'un bloc ne contenant pas de fractures, ou isolé entre deux fractures majeures et diminue rapidement vers 0 lorsque l'intensité de la fracturation du bloc s'accroît, permettant ainsi un changement d'échelle sur le comportement thermomécanique d'un massif (Figure 1.12). Nous verrons, dans le chapitre 2, comment ces deux approximations 1D seront unifiées dans notre algorithme de calcul.

Pour ce qui est du mécanisme de rupture dû à la variation de contrainte thermique, on peut dire qu'il s'agit du même mécanisme de rupture que celui qui se produit lors de l'augmentation de pression du fluide que nous décrivons ci-après. Lors du refroidissement, la contrainte thermique, née dans les blocs adjacents aux fractures, est supposée contribuer à l'ouverture de la fracture, contrairement à la contrainte tectonique normale qui contribue à maintenir les fractures fermées. Il s'en suit, comme pour la pression fluide, un affaiblissement de la résistance au cisaillement de la fracture qui peut donc devenir instable et glisser.

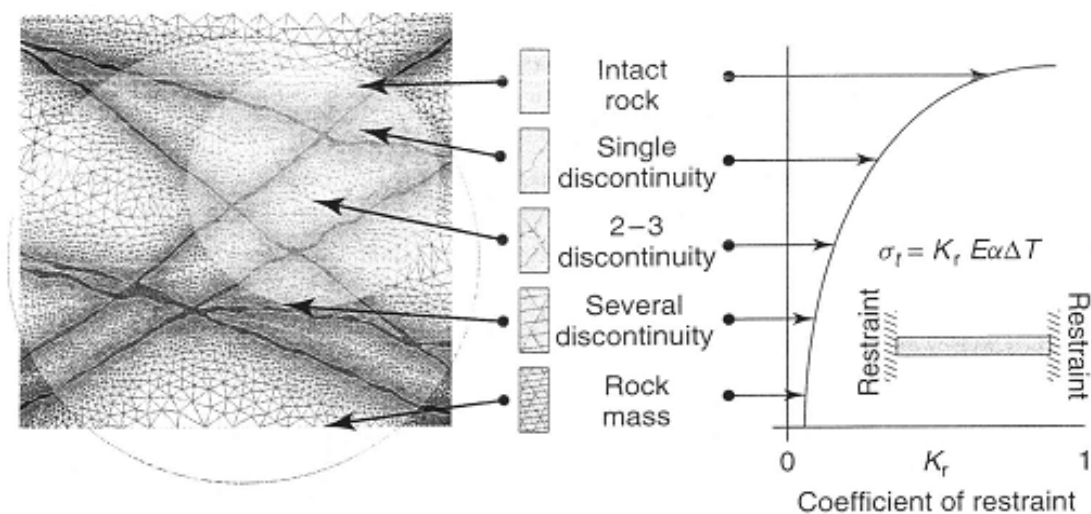


Figure 1.12 : Coefficient de restriction en relation avec l'intensité de la fracturation dans un massif rocheux (Nilsson, 2001).

Dans le cadre de notre thèse nous proposons une géométrie en trois dimensions avec une approche déterministe ou stochastique, pour montrer dans un premier temps le rôle important de la contrainte thermique, en nous basant sur des informations de terrain. Pour pouvoir simuler des tests de longue circulation, nous avons établi dans le modèle couplé THM, la mise en place d'un module de calcul des échanges thermiques de type double milieu, avec des échanges entre les fractures où les transferts sont convectifs, entre chaque fracture et un bloc de matrice adjacent, puis entre les blocs locaux et la matrice équivalente continue à grande échelle et dans laquelle les transferts seront supposés conductifs. Pour mieux étudier la relation entre la sismicité induite et la contrainte thermique et la pression nous avons mis à jour le modèle de comportement initial de Bruel (2007) en introduisant un algorithme « stick-slip » modifié, qui sera discuté plus en détail dans le chapitre 2.

1.4.6 - Mécanisme de la rupture le long d'une fracture

Il est important de noter préalablement que la sismicité ne reflète pas directement un flux, lié à un débit d'injection par exemple, mais seulement un seuil de pression de liquide dans les pores de la

roche. On distingue deux mécanismes de rupture liés à l'injection de liquide. Tout d'abord la rupture en cisaillement (shear crack) qui se traduit par un glissement le long d'une faille. Ce glissement est déclenché par la diminution de la contrainte effective normale aux parois d'une fracture qui s'oppose à la composante de cisaillement. Cette diminution est causée par l'augmentation de la pression des pores résultant de l'injection de liquide dans la roche ou par l'apparition de la traction thermique (Figure 1.13). Il s'agit dans ce cas d'une sismicité déclenchée et non purement induite. Les conditions de la rupture en cisaillement sont illustrées par le cercle de Mohr qui montre la relation entre la contrainte de cisaillement τ et la contrainte normale σ à un plan de faille. Les valeurs de (σ, τ) pour différentes orientations du plan sont sur un cercle de diamètre $\sigma_1 - \sigma_3$ et de centre $(\sigma_1 + \sigma_3)/2$ où σ_1 et σ_3 sont respectivement la contrainte principale maximale et la contrainte principale minimale. La rupture se produit lorsque le cercle touche « l'enveloppe de la rupture ».

Pour comparaison la Figure 1.13a illustre la rupture en cisaillement causée par un chargement tectonique classique dans l'évolution géologique d'un massif rocheux. Dans ce cas, la contrainte σ_1 et le cisaillement τ augmentent progressivement jusqu'à la rupture. La Figure 1.13b illustre quant à elle la rupture en cisaillement causée par une surpression de fluide. Dans ce cas, la contrainte normale au plan de faille est réduite jusqu'à atteindre le seuil de rupture, ce qui se traduit sur le graphe de Mohr par le déplacement du cercle vers la gauche.

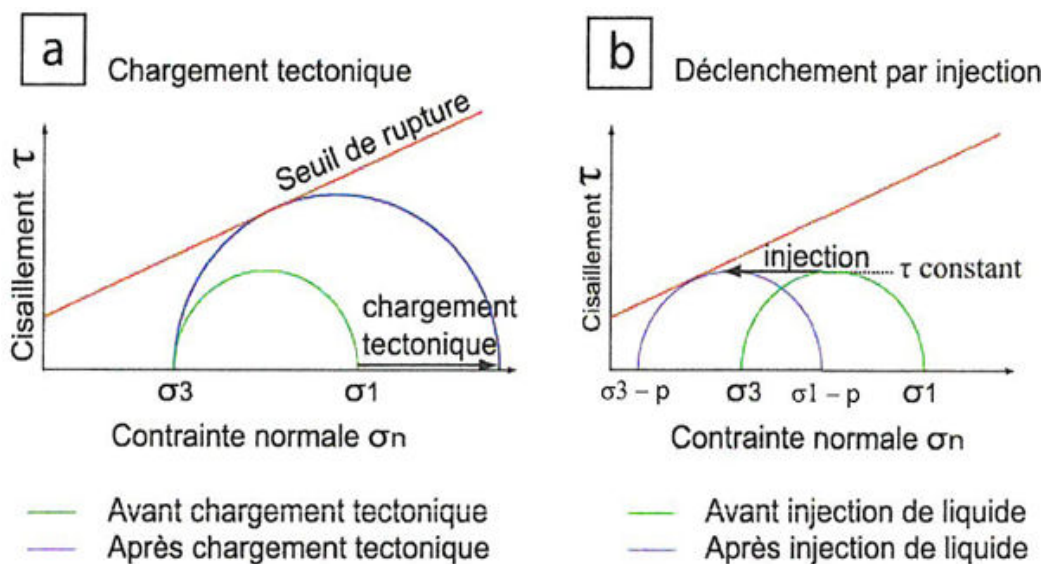


Figure 1.13 : Comparaison des cercles de Mohr entre une charge tectonique normale et une surpression de fluide p . (a) chargement tectonique simplifié : la contrainte principale augmente et la contrainte minimale est constante, le cisaillement augmente jusqu'à la rupture. (b) Injection de liquide : le cisaillement reste constant mais la contrainte normale effective diminue (D'après Bardainne, 2005).

Une fois le critère de rupture atteint, le glissement des faces en regard s'accompagne de la destruction d'une partie de la rugosité, source d'une émission acoustique d'ondes ultrasonores, qui peut être captée et analysée et qui est semblable aux signaux sismiques connus dans le domaine de l'étude des tremblements de terre. Une partie non négligeable du déplacement peut également se faire de manière asismique (Cornet et al., 1997).

1.4.7 - Loi de frottement de roches

1.4.7.1 – Le modèle « Stick slip » ou Collé glissé

Il existe des nombreuses manifestations d'instabilités gênantes dans la vie courante et qui sont dues à la différence entre le coefficient de frottement statique et dynamique tels qu'un embrayage qui broute ou une craie qui grince sur un tableau. C'est le phénomène de stick slip. Le frottement solide (Figure 1.14) joue un rôle considérable dans de nombreuses situations, statiques ou dynamiques. Sans doute la manifestation la plus importante de ce phénomène est liée aux séismes qui résultent du frottement des plaques tectoniques qui glissent les unes contre les autres. Ceci se produit au niveau de lignes qui peuvent avoir plusieurs centaines de kilomètres de long (comme la faille de San Andreas en Californie) et peut se produire à des échelles de tailles variables conduisant à des séismes brutaux par l'effet d'accumulation et de libération de contraintes de part et d'autre de ces surfaces de discontinuité.

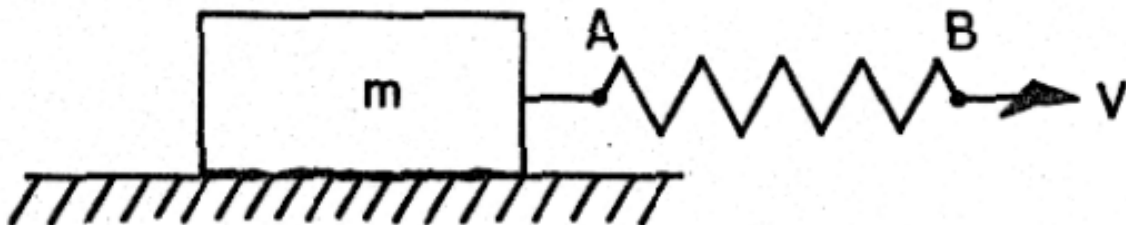


Figure 1.14 : Schéma caractéristique d'une expérience de stick-slip (Byerlee, 1978)

1.4.7.2 - Exemple d'illustration

Pour comprendre le comportement des failles et déduire des paramètres frictionnels, des expériences de laboratoire plus ou moins proches de la réalité géologique ont été imaginées. On peut reproduire de façon contrôlée le phénomène de stick-slip de manière extrêmement simple, en reprenant l'exemple de (Byerlee, 1978). On pose un solide homogène sur une surface horizontale. On tire horizontalement le bloc par un ressort de raideur k . La force tangentielle nécessaire pour déplacer le patin est appliquée sur le ressort au point AB en tirant le point B vers la droite à une vitesse V (Figure 1.14).

Si on trace la force appliquée au ressort au point B en fonction du déplacement, nous obtenons la courbe de la Figure 1.15. On a une augmentation linéaire élastique de la force jusqu'au point C, où on a une courbe qui s'écarte de la droite. Cela indique qu'on a un déplacement relatif entre le solide de masse m et la surface ou que le solide est déformé d'une manière non-élastique. Au point D un maximum est atteint, le solide peut glisser brusquement vers l'avant et la force appliquée au ressort chute d'un coup au point E. La force augmente à nouveau jusqu'à ce qu'un glissement soudain ait lieu au point F. On observe une succession périodique de glissements et d'adhérence du solide. Ce type de phénomène est connu sous le nom de « stick-slip ». Ce phénomène a pour origine le fait que les coefficients de frottement statique μ_s et dynamique μ_d sont différents. La variation du coefficient de frottement et de glissement joue donc un rôle primordial dans ce contexte. Le coefficient de frottement statique est supérieur au coefficient de frottement dynamique, sachant que le coefficient dynamique dépend de la vitesse relative du glissement. Les oscillations de stick-slip au cours du temps se caractérisent par une courbe en forme de dents de scie qui traduit un enchaînement d'états macroscopiques adhérents et glissants (Figure 1.15).

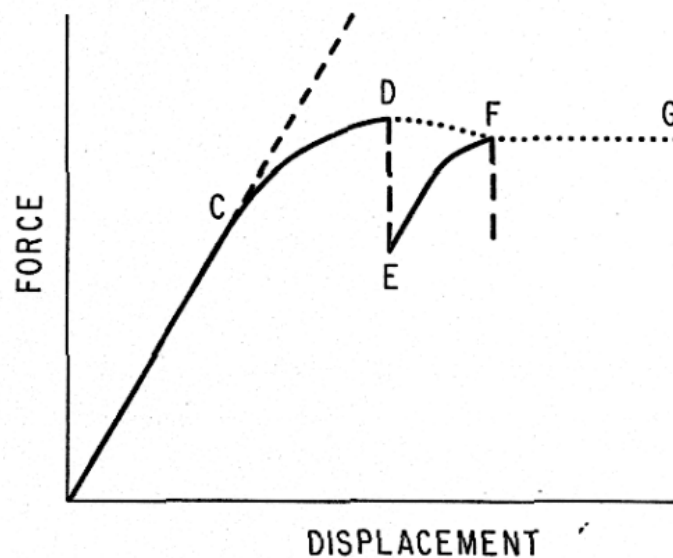


Figure 1.15 : Diagramme schématisé de la force de friction en fonction du déplacement du solide (Byerlee, 1978).

Un autre mode est le glissement stable, dans ce cas le mouvement entre le solide et la surface se fait en douceur et la courbe caractérisant le déplacement de la force sera continue, comme schématisé en pointillé sur la Figure 1.15. Les forces aux points C, D et G sont connues sous le nom de friction maximale et résiduelle respectivement. Plusieurs expériences ont été mises en place pour étudier la

force de friction telle que le cisaillement direct (Wang et al., 1975), bi-axial (Scholz et al., 1972), double cisaillement (Dieterich, 1972), et triaxial (Byerlee, 1967). Toutes ces études produisent des résultats similaires. Dans son article Byerlee (1978) passe en revue les résultats des études qui ont porté sur la variation de la friction avec le type de roche à des pressions diverses.

1.4.7.3 - Le modèle de la loi de frottement « State-and-Rate »

Pour définir l'effet de State-rate nous allons reprendre l'exemple de Scholz (1998). Dans une étude menée par Brace et Byerlee (1966) on a remarqué que le coefficient de frottement statique μ_s , dépendait fortement de l'histoire de glissement de la surface. Si les surfaces en contact statique sont soumises à une charge pendant un temps t , μ_s augmente lentement comme une fonction $\log t$ (Dieterich, 1972). Le frottement dynamique dépend de la vitesse de glissement, V . Cette dépendance, qui est une fonction du logarithme de la vitesse, peut être soit positive soit négative, selon le type de roche et certains autres paramètres, comme la température.

Enfin, s'il est soumis à un changement brusque de la vitesse de glissement, le frottement évolue vers une nouvelle valeur d'équilibre, atteinte au bout d'une distance d_c , dite distance de glissement caractéristique (Rabinowicz, 1958 et Dieterich, 1978). Tous les résultats expérimentaux sont bien décrits par un modèle empirique connu sous la loi constitutive variable de « rate/state ». Parmi les différentes lois utilisées en laboratoire pour décrire la loi « rate/state », seule la loi de Dieterich-Ruina, ou loi de « lenteur » s'est montrée en accord avec les données expérimentales (Scholz, 1998). Elle s'écrit sous la forme suivante :

$$\tau = \left[\mu_0 + a \ln \left(\frac{V}{V_0} \right) + b \left(\frac{V_0 \theta}{d_c} \right) \right] \sigma'_n \quad (1:3)$$

Avec τ contrainte de cisaillement, σ'_n contrainte normale effective (différence entre la contrainte normale et la pression), V vitesse de glissement, V_0 vitesse initiale, μ_0 friction à l'état stationnaire lors $V = V_0$. a et b sont les propriétés des matériaux, d_c la distance critique de glissement et θ la variable « d'état », évoluant avec le temps selon l'équation :

$$\frac{d\theta}{dt} = 1 - \frac{\theta V}{d_c} \quad (1:4)$$

La signification de ces différents paramètres est illustrée schématiquement dans le diagramme de la Figure 1.16. En faisant une première application du « taux », on assiste donc à une augmentation de la friction de la quantité a , connue sous le nom d'effet de vitesse directe. Elle est suivie par un effet évolutif impliquant une diminution de la friction, de la quantité b (Figure 1.16).

Cette forme de friction est indépendante du type de matériaux, elle peut s'appliquer aussi bien au matériau qu'au bois (Rabinowicz, 1958) et la différence entre le coefficient μ_s et μ_d disparaît aussi. La friction initiale μ_0 a une valeur pratiquement indépendante du type de roche et de la température. Elle est modifiée par un effet de second ordre impliquant une dépendance à la vitesse de glissement et une variable d'état θ ; ce sont ces effets de second ordre qui sont bien discutés dans Scholz (1998).

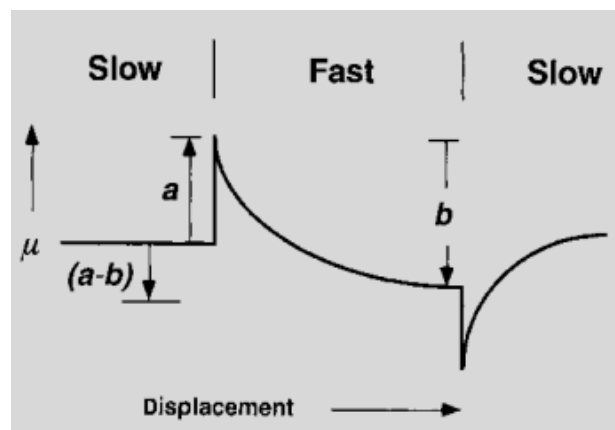


Figure 1.16 : Diagramme schématisé de la loi de friction « rate/state » (Scholz, 1998).

1.4.7.4 - Exemple d'illustration et application au système EGS

Dans le cadre de la modélisation de la sismicité induite due à l'injection de fluide dans le système EGS, la plupart des études présentées considèrent la friction comme étant constante. En considérant l'approche stick-slip, le temps n'est pas présent dans les équations d'un glissement. Les déplacements sont calculés à partir de la solution simultanée des équations couplées pour les éléments de glissement d'équilibre quasi-statique. L'implication est que tous les glissements lors d'un événement de glissement unique sont simultanés et instantanés si l'état de contrainte est identique. Il n'y a pas de causalité dans un tel calcul, ce qui est intuitivement insatisfaisant.

Un autre problème avec l'approche de la friction « stick-slip » est qu'elle ne permet pas de distinguer un glissement sismique d'un glissement asismique. Selon McClure and Horne (2011), dans cette approche de friction stick-slip, tout glissement est sismique, car elle suppose un changement immédiat

dans la friction et un changement immédiat dans le déplacement (ce qui nécessite une vitesse infinie de glissement).

En réalité la sismicité se produirait en raison de la vitesse de glissement élevée causée par l'affaiblissement rapide de la friction. McClure et Horne (2011) introduisent donc l'effet dynamique de « State-Rate » dans leur travail. L'effet de « State-Rate » est largement utilisé dans la modélisation des tremblements de terre. En utilisant cette technique de simulation du frottement, on peut reproduire les observations aux deux échelles, celle du laboratoire et celle des phénomènes de tremblement de terre à grande échelle (Dieterich, 2007 ; Segall, 2010). La variable « State » peut être interprétée comme étant le temps de contact moyen des aspérités sur la faille. McClure and Horne (2011) concluent que, par rapport au modèle de friction stick-slip, l'approche « State-Rate » est beaucoup plus robuste. Cette dernière est donc une approche prometteuse pour la simulation de la stimulation EGS, car elle permet d'établir un lien direct avec la simulation physique en fonction du processus de la sismicité induite. Cependant pour la modélisation EGS, cette approche reste compliquée à mettre en œuvre, à cause de l'aspect cinématique nécessaire, avec des incréments de temps très petits pour effectuer les calculs. Des pas de temps de l'ordre de la microseconde pour capter les petits microséismes et des pas de temps de l'ordre de la seconde, la minute ou l'heure pour les événements sismiques ont été utilisés par McClure et Horne (2011). Notons que dans ce formalisme, ce n'est plus nécessairement la variation de pression fluide qui est le moteur principal de la propagation du cisaillement des fractures. On trouve des régimes dans lesquels le fluide suit le front de propagation en remplissant les vides créés.

1.4.8 - Outils de calcul et travaux de modélisation quantitative antérieurs

En raison de la difficulté et des coûts expérimentaux impliqués par les programmes de recherche « in situ », dès que des forages profonds sont nécessaires, les programmes de recherche incluent très souvent l'outil de simulation numérique. Il reste vrai que l'analyse numérique des couplages thermo-hydro-méca-chimiques (THMC) est encore très coûteuse en temps et moyens de calculs, et que l'efficacité des codes existants est encore limitée à des problèmes simplifiés (Wang et al., 2009). Néanmoins on remarque que la plupart des efforts dans ce domaine d'EGS a porté sur la prise en compte plus ou moins explicite des fractures qui occupent les milieux rocheux. Ainsi, la modélisation de l'écoulement par des réseaux de fractures discrètes a été appliquée au système EGS depuis plus de 20 ans. Pour ce qui est de la simulation les couplages des processus hydrauliques mécaniques et thermiques lors de l'extraction de la chaleur dans le système de type HDR, Elsworth (1987) et Hopkirk et al. (1981) ont suggéré en faisant un couplage thermo-hydraulique que la contraction due à l'effet thermique est très importante sur le comportement du réservoir à long terme. Depuis, plusieurs modèles capables de faire des couplages hydrauliques, mécaniques, thermiques et chimiques ont été

mis successivement au point. L'analyse des couplages THM est simulée par plusieurs codes, par exemple les codes FRACTure (Kohl et al., 1995), GEOTH3D (Yamamoto et al., 1997), FRACSIM-2D (Willis-Richards et al., 1996), FRACSIM-3D (Hossain, 2002), Geocrack2D (Swenson et Hardeman, 1997), HEX-S (Kohl et Megel, 2005), FRACAS (Bruehl, 1995), GMRS (Yoshioka et al., 2008), OpenGeoSys (Wang et al., 2009), utilisé par Blöcher et al. (2010), 3DEC (Rachez et Gentier, 2010) et un modèle sans titre par Rahman et Rahman (2002). Plus récemment, des effets chimiques ont été inclus dans l'analyse couplée (Kuhn, 2004 ; Kiryukhin et al., 2004 ; Bachler et Kohl, 2005 ; Rutqvist, 2011 ; Kim et al., 2012).

Il existe aussi des codes de calculs commerciaux qui peuvent être appliqués à la modélisation des systèmes EGS. On constate alors que les couplages sont souvent effectués par des échanges entre plusieurs outils ou plateformes de calculs, l'un des outils pouvant être commercial. On peut mentionner les associations gOcad /FracFlow (Sausse et al., 2008) et Petrel (Schlumberger) (Kovac et al., 2009), TOUGH-FLAC (Rutqvist, 2011). Ces couplages dits faibles qui reposent sur des échanges de champs calculés à diverses étapes de temps, donc séquentiellement, sont remis en question car ils ne parviennent pas à reproduire les observations sur des milieux aux géométries réalistes, et en particulier ne peuvent pas faire évoluer leur géométrie. C'est aussi cette raison qui justifie le nouveau programme de recherche du « Lawrence Livermore National Laboratory » (LLNL), soutenu par le « Department of Energy » (DOE) aux Etats Unis (Carrigan et al., 2009) pour le développement de codes couplés intégrant rigoureusement les écoulements et la mécanique dans des fractures aléatoires au sein d'une matrice perméable, pouvant se propager et interagir entre elles. Fu et al. (2011) développent les progrès récents effectués en deux dimensions par cette équipe.

La simulation des processus thermiques, mécaniques et hydrauliques nécessite donc des modèles plus réalistes afin d'étudier la science souterraine (dissolution des minéraux, refroidissement du réservoir, sismicité induite), d'où l'utilisation des modèles décrivant l'aspect géométrique selon une approche stochastique (Bruehl, 1995b, 2002, 2007 ; Willis-Richards et al., 1996 ; Kolditz, 2001) pour le réservoir de Soultz. Des approches de type milieux poro-élastiques considérant trois phases, le squelette solide et deux types de pores échangeant masse et énergie, des pores classiques et des fractures remplies de fluide à des températures distinctes, ont également été proposées. L'application sur des données extraites des premiers projets HDR aux Etats-Unis et en Grande-Bretagne est fournie par Gelet et al. (2012) et les conclusions rapportent en particulier le rôle du paramètre d'espacement des fractures sur les contraintes de traction induites par les effets de baisse de la température au cours du temps.

Ce bref inventaire des différents modèles existant dans la littérature et visant à décrire les écoulements en milieu fracturé n'est pas exhaustif mais donne une idée de la variété des méthodes employées : elle

est l'image de l'hétérogénéité du milieu. Comme on peut le constater, les explications fournies dans la littérature admettent qu'il existe une relation entre la contrainte thermique et la sismicité induite, mais peu des modèles sont capables de faire le couplage THM pour simuler ce mécanisme. Nous avons soit des modèles 2D qui illustrent ce principe, soit des modèles 3D mais avec une seule fracture ; ce qui limite la possibilité de confrontation avec la réalité du terrain.

1.4.9 - Méthode de résolution pour les outils utilisés

Parmi les méthodes numériques utilisées, nous avons en particulier les techniques classiques suivantes :

- Méthode de différences finies (MDF) et Multiple Interacting Continua (MINC) qui est une méthode approximative permettant de modéliser le transport de fluide et de chaleur dans un milieu poreux fracturé, tout en gardant un formalisme de type différence finie pour la discrétisation des équations. Le concept de MINC a été développé par Pruess et Narisimhan (1982, 1985) dans le cadre du développement des outils de la famille TOUGH. La méthode MINC est une extension du concept de double porosité décrit précédemment. Les auteurs la justifient parce que l'approximation du milieu fracturé à un milieu poreux se révèle en général insuffisante pour le processus de transport dans les systèmes fracturés (Pruess, 1983). Elle est basée sur la notion que la fracture dispose d'une large perméabilité et d'une porosité faible, tandis que la matrice rocheuse dispose de propriétés opposées. Le principe *des différences finies* est également utilisé pour les résolutions des équations de conservation de la masse dans les réseaux de fractures dans l'approche FRACAS. Nous verrons les détails dans le chapitre 2.
- D'autres codes ont été mis au point selon la technique des *Eléments Finis*, par exemple ROKFLOW (Kolditz et al., 1997) FRACTURE (Khol et Megel, 2005). Pour ces codes les fractures sont discrétisées en fonctions continues, morceau par morceau, soit avec des fonctions à base linéaire pour des éléments triangulaires, soit avec des fonctions de base bi-linéaires ou bi-quadratiques sur les éléments quadratiques des problèmes à trois dimensions avec des fractures à deux dimensions (Kolditz et al., 1997).
- Dernièrement, la technique des particules discrètes est apparue dans le domaine de la géothermie EGS. Il s'agit de codes de calculs simulant un massif rocheux par un assemblage d'éléments (particules) ayant un ensemble de propriétés mécaniques, interagissant entre elles, et transmettant des forces, les liens entre particules pouvant même être brisés. L'intérêt est d'accéder à des propriétés macroscopiques à l'échelle d'un volume de réservoir à partir de propriétés locales (Potyondy and Cundall, 2004). Les applications initiales concernaient l'étude de la propagation

d'une fracture isolée, mais les progrès numériques permettent de proposer l'étude de l'évolution de la perméabilité des structures fracturées de plus grande extension (Deng et al., 2011).

- Indépendamment des méthodes numériques spécifiques, le calcul des problèmes de couplage THM sont très coûteux. Ceci est principalement dû à deux raisons : le degré de liberté (c'est-à-dire le nombre de variables de champ) et un fort couplage entre les processus non linéaires. Il existe plusieurs façons d'améliorer l'efficacité du calcul, par exemple par l'utilisation d'algorithmes de maillages de l'espace, plus adaptés à la description des milieux fracturés (maillages non structurés), par des algorithmes numériques efficaces, par l'optimisation de la gestion de la mémoire dans le code, ou par les techniques de résolutions parallèles qui offrent la plus puissante amélioration.

1.5 - Conclusion du chapitre 1

Comme nous avons pu le constater dans cette partie il existe plusieurs types de géothermie, mais il y en a une où l'injection de fluide froid est inévitable, la géothermie EGS. Cette injection de fluide sert la pressurisation et parfois la création des nouveaux chemins d'écoulement pour réapprovisionner le réservoir géothermique, ce qui permet donc l'exploitation et la valorisation future de la chaleur en électricité. L'injection de ce fluide dans le réservoir peut s'avérer très défavorable au succès d'un projet lorsque les magnitudes dues à la sismicité induite sont trop fortes. Pour anticiper sur le risque lié à la sismicité induite, différentes hypothèses ont été soulevées, mettant l'accent sur la quantité de débit d'injection, la présence de fractures proches d'un régime mécanique instable, les changements des propriétés chimiques des fluides mais aussi sur l'effet de refroidissement à long terme de la roche.

Pour mieux corrélérer ces mécanismes, il est donc nécessaire de faire des couplages (THMC), et donc de mettre en place des outils de calculs adéquats. Dans le chapitre suivant nous introduisons le code FRACAS, et le développement nécessaire pour faire le couplage (THM) pour étudier la sismicité induite due à la contrainte thermique.