



$$\rho \left( \frac{\partial v}{\partial t} + v \cdot \nabla v \right) = -\nabla p + \nabla \cdot T + f$$

$$e^{i\pi} + 1 = 0$$

# THÈSE DE DOCTORAT

Injections de fluide dans une zone de faille  
(LSBB, Rustrel) : sismicité induite  
et déformation asismique

**Laure Duboeuf**

Géoazur

Présentée en vue de l'obtention  
du grade de docteur en Sciences  
de la Planète et de l'Univers  
d' Université Côte d'Azur  
dirigée par Anne Deschamps  
co-dirigée par Louis De Barros  
soutenue le : 2 février 2018

Devant le jury composé de :

Françoise Courboulex, Directeur de Recherche, CNRS  
Guillaume Daniel, Ingénieur de Recherche, Magnitude  
Emmanuel Gaucher, Chercheur, Université de Karlsruhe  
Jean-Robert Grasso, Physicien, Université Grenoble Alpes

# Injections de fluide dans une zone de faille (LSBB, Rustrel) : sismicité induite et déformation asismique

## Jury

Président du Jury\*

Françoise Courboux, Directeur de Recherche, CNRS, Géoazur

Rapporteurs

Emmanuel Gaucher, Chercheur, Université de Karlsruhe, Karlsruher Institut für Technologie

Jean-Robert Grasso, Physicien, Université Grenoble Alpes, ISTerre

Examineurs

Guillaume Daniel, Ingénieur, Magnitude (Sainte-Tulle - 04)

Invités

Olivier Lengliné, Maître de conférence, Université de Strasbourg, EOST

Guillaume Bergery, Ingénieur, Total (Pau - 64)

---

## Résumé

Mieux appréhender la relation entre fluides, sismicité et déformation asismique est crucial en terme de risques et de ressources. Dans les zones d'injections de fluide une augmentation du taux de sismicité est observée, certains événements dépassant  $M_w=5$ . Quel est alors le rôle des fluides dans le déclenchement et le contrôle de la sismicité? Une série d'injections de fluide à haute-pression a été réalisée dans les séries carbonatées du LSBB (Rustrel), dans la zone endommagée d'une faille inactive à 280 m de profondeur. Ces expériences in-situ ont permis l'étude des réponses sismiques et hydromécaniques (enregistrées par un large réseau de capteurs) de différentes structures géologiques à une stimulation hydraulique. Seuls certains tests ont été impactés par des séismes bien qu'une rupture ait été mesurée au point d'injection par un extensomètre. 215 séismes ont été détectés et se caractérisent par un contenu haute-fréquence (0.6 à 3 kHz) et de faible magnitude (-4.1 à -3.1). Leur localisation absolue et relative (précision de 1.5 m) a mis en évidence un manque de séismes à proximité du puits d'injection. En comparant le moment sismique cumulé et un moment équivalent de déformation, plus de 96 distincts ont montré qu'au moins une partie de la sismicité était contrôlée par un transfert de contraintes. L'interprétation jointe des données géologiques, mécaniques, hydrogéologiques et sismiques a permis de reconstruire le mouvement des blocs de roches au point d'injection. Ainsi, la stimulation hydraulique de faille génèrerait un mouvement asismique, qui par transfert de contrainte, déclencherait la sismicité.

## Mots clefs

Sismicité induite – injection de fluides – déformation asismique - hydrogéologie.

## Abstract

Better understanding how fluids pressure produce seismic or aseismic motion along faults is an important goal for seismic hazard assessment and for geological reservoir monitoring. Seismicity rate increase in fluid injection areas where some events may reach magnitude greater than 5. How fluids may induce and control seismicity? High-pressure fluid injections were performed in limestones, in the damaged zone of an inactive fault at 280m depth. These in-situ experiments allow to study the seismological and hydromechanical responses (recorded by 31 sensors) of different fracture types to a fluid perturbation. Only a few tests have generated seismicity even if ruptures are observed with a displacement sensor at the injection point. 215 earthquakes were detected and are characterized by high frequency content (0.6 to 3 KHz) and weak magnitude (-4.1 to -3.1). The relative and absolute locations (1.5m accuracy) indicate a lack of events in the vicinity of injection borehole. Comparing cumulated seismic moment with an equivalent deformation moment, more than 96 seismicity might be controlled by a stress transfer in the medium. Moreover, the joined interpretation geological, mechanical, hydrogeological and seismic data allow to build bloc motions at the injection point. Finally, our experiments showed that fluid injection mainly drives aseismic motion and the seismicity might be only an indirect effect related to stress transferred from the volume deformed by fluid pressurization.

## Key words

Induced seismicity – fluid-injections – aseismic deformation - hydrogeology





---

## Remerciements

Alors que cette thèse touche à sa fin, je tiens à adresser mes remerciements à toutes les personnes et organismes qui m'ont soutenue lors de ces trois années et m'ont permis de conclure ce travail.

Dans un premier temps, je souhaite exprimer ma gratitude envers mes directeurs de thèse Louis De Barros, Frédéric Cappa et Anne Deschamps pour leur présence, leurs investissements et leurs conseils tout au long de ce doctorat.

Je remercie chaleureusement le laboratoire Géaozur et plus particulièrement l'ancienne équipe "Faille" et la nouvelle équipe "Séisme" de m'avoir accueillie et permis de réaliser mes recherches. Je leur suis reconnaissante d'avoir mis à ma disposition tout le matériel nécessaire à la bonne conduite de ce travail ainsi que de l'environnement humain m'ayant entourée.

J'adresse également mes sincères remerciements à l'Agence Nationale de la Recherche qui a financé le projet HYDROSeis et par conséquent mon travail de recherche. Je remercie, par ailleurs, le Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) de Rustrel et toute l'équipe qui y travaille de m'avoir permis d'y réaliser les expériences d'injection nécessaires à ma thèse. Merci à tous ceux qui ont vécu ces presque six semaines d'expériences avec moi : Simon Seguy, Yves Guglielmi...

Je souhaite remercier plus particulièrement Mathilde Marchandon dont j'ai partagé le bureau tout au long de cette aventure. Merci pour tous les instants partagés, les bons comme les plus difficiles, pour les pauses-café et les tisanes! Je salue de même tous mes collègues doctorants (Alain, Jérémie, Nicolas, Théa, Zoé...), post-doctorants, chercheurs (Françoise, Diane, Maxime...) présents ou passés. Une petite note pour Fabrice et les innombrables débats socio-politico-religieux des pauses-café.

Je remercie les membres du jury Emmanuel Gaucher et Jean-Robert Grasso d'avoir accepté d'être les rapporteurs de ce travail, et Françoise Courboux et Guillaume Daniel d'en être les examinateurs.

Je remercie également Eric Larose, rencontré en randonnée, et sans lequel je n'aurai probablement jamais entendu parler de géophysique... Ce qui aurait été bien dommage!

J'adresse un remerciement plus général à tous mes anciens maîtres de stage Anne Paul (IS-Terre, France), Sebastian Rost (Leeds, UK), Susan Schwartz (UCSC, USA) et Guillaume Bergery (Total, France) pour m'avoir formée et préparée à affronter ces trois années de thèse.

Merci aussi à tous mes amis de prépa (surtout Gwenaël et Flo) et d'école d'ingénieur (Suzana , Marion, Théo, Nolwenn, Lolo, La Pagnotte, Vixounette...) pour votre soutien (même de loin), les conversations téléphoniques et les retrouvailles régulières! Et à tous les autres que je ne peux pas citer faute de place!

Je tiens aussi à remercier tous mes amis de Sophia (Marie, Pierre, Sylvain, Myriam, Etienne, Isa, Benoit, Jean-Do, Yannick, Tof, Anne-So Blonde, Nicolas, Simon, Marie, P. Gionata, P. Jean-Hubert, S. Catherine, Hélène P., Bébé Agnès...) qui ont été présents dans les meilleurs et les pires moments de ces trois années. Merci à mes colocataires (Anne-Sophie et Ksenija) de m'avoir supportée pendant ces derniers mois de thèse. Et bien sûr, merci à la "coloc' étendue"! Merci à vous pour votre amitié, votre dynamisme, votre "sportivité", votre soutien, et vos encouragements... et pour tous ces moments passés ensemble.

Je souhaite remercier plus spécialement Hélène et le petit Alex pour leur amitié sans faille depuis nos rencontres respectives. Merci de m'avoir permis de grandir spirituellement et de prendre confiance en moi.

Afin de conclure ces remerciements, je me tourne vers ma famille. Merci à mes parents et à mon frère pour leur présence depuis le début. Merci d'avoir été le point d'ancrage. Merci de m'avoir permis d'être ce que je suis...

*A mes parents,  
A mon frère,*

*Un pessimiste fait de ses occasions des difficultés,  
un optimiste fait de ses difficultés des occasions.*

*Antoine de Saint-Exupéry*

*Chers jeunes, ayez un cœur généreux !  
N'ayez pas peur de rêver de grandes choses !*

*Saint Jean-Paul II*

---

## Résumé étendu

Qu'elle soit d'origine naturelle ou anthropique, la présence de fluides dans un milieu peut être initiatrice d'une activité sismique mais également d'une déformation asismique. Les injections de fluide effectuées en Oklahoma ont, par exemple, conduit à une augmentation considérable du taux de sismicité depuis 2009. Bien que cette sismicité soit généralement de faible intensité, certains tremblements de terre atteignent des magnitudes supérieures à 5 et posent la question d'une reconsidération du risque sismique de ces zones. La microsismicité induite est, de plus, utilisée pour imager la circulation des fluides en profondeur dans le suivi des réservoirs, partant du postulat qu'elle se produit sur le front de diffusion de fluides. La relation entre les fluides et la sismicité n'est, cependant, pas forcément directe. Ainsi, deux séismes de magnitude supérieure à 5 ont suivi avec un certain retard les injections de fluide dans le réservoir géothermique de Brawley (US). Ces événements semblent avoir été provoqués par un large glissement asismique, lui-même induit par les surpressions de fluides. Le lien entre les fluides et les séismes est, par conséquent, complexe, et partiellement incompris. Mieux comprendre cette relation représente ainsi un enjeu crucial en termes de risques et de ressources. Quelle est alors la réponse du milieu à une surpression de fluides ? Et quels sont les mécanismes contrôlant l'occurrence des séismes ?

La réponse à ces questions requiert une connaissance fine de la géologie, de l'hydrogéologie et des déformations sismiques et asismiques au niveau de la zone de rupture. La majorité des séismes se produisant entre 1 et 15 km dans la croûte terrestre, les caractéristiques hydro-géo-mécaniques au niveau de la source sont relativement méconnues. Si les expériences en laboratoire permettent un contrôle exact de tous les paramètres (hydrauliques, mécaniques, géologiques), elles ne sont pas toujours représentatives d'un environnement réel. L'échelle métrique combine, quant à elle, l'avantage de travailler dans un environnement géologique réel tout en contrôlant les paramètres d'injection des fluides et en connaissant la géologie du milieu. C'est pourquoi cette thèse se positionne à cette échelle.

Une série de dix tests d'injection a été réalisée, à 280 m de profondeur dans des roches carbonatées, au Laboratoire Souterrain à Bas Bruit de Rustrel (France). Et ce afin d'étudier la réponse, à une stimulation hydraulique, de différentes structures géologiques se situant dans la zone endommagée d'une faille kilométrique. Les mouvements de ces structures, la pression et le débit sont directement enregistrés au niveau du point d'injection. Un dense réseau de capteurs sismiques, positionnés à faible distance des points d'injection, permet un suivi haute-résolution des émissions sismiques dans une gamme de fréquences allant de 2 Hz à 20 kHz.

215 événements sismiques ont été détectés. Ils se répartissent inégalement selon les tests bien qu'une rupture mécanique soit observée pour tous. Ces séismes se produisent

généralement au début des injections, à haute pression (supérieure à 3 MPa). Quelques-uns, cependant, ont lieu une fois les injections terminées. 137 de ces séismes ont été localisés avec une précision métrique, à une distance comprise entre 1 et 12 m du point d'injection. Ils se caractérisent par un contenu fréquentiel compris entre 600 et 4000 Hz et des magnitudes variant entre -3.1 et -4.1.

L'absence de séismes à proximité des points d'injection suggère l'existence d'un mouvement asismique. Cette hypothèse est renforcée par l'absence de relation linéaire entre la magnitude des événements sismiques détectés et le volume de fluides injecté (McGarr, 2014). De plus, en comparant le moment sismique cumulé avec un moment équivalent de déformation (calculé à partir du déplacement au point d'injection), il apparaît que plus de 96% de la déformation est asismique. La déformation induite par des injections de fluide est, par conséquent, principalement asismique.

Deux comportements sismiques différents ont été identifiés. La distance entre les événements sismiques et le point d'injection des fluides montre qu'une partie des séismes est indépendante de la diffusion des fluides dans le milieu. D'autres, par ailleurs, semblent suivre des lois de diffusion des fluides. Toutefois, pour un même test, le coefficient de diffusion peut varier de plus d'un ordre de grandeur. Une telle disparité remet en cause la modélisation de la distribution spatio-temporelle des événements sismiques par des lois de diffusion des fluides. Par conséquent, une partie de la sismicité occasionnée par les injections de fluide pourrait être contrôlée par un transfert des contraintes dans le milieu.

L'interprétation des mécanismes au foyer en lien avec la géologie et la déformation au point d'injection a permis de reconstituer les mouvements principaux se produisant pendant un test. Seul un nombre réduit de fractures présente un glissement sismique. Ainsi, les fractures dans lesquelles l'injection est réalisée ne sont généralement pas support de sismicité. Les scénarios, construits à partir de l'interprétation conjointe des données sismiques, géologiques et hydromécaniques, montrent que les mouvements obtenus sont compatibles avec des mouvements de blocs dans le champ de contrainte local. Par ailleurs, l'inversion des mécanismes au foyer permet de déterminer le champ de contrainte à proximité des injections. Celui-ci varie en fonction des tests, et n'est pas toujours compatible avec le champ de contrainte régional, déterminé à partir des mesures de déformations à l'injection. Cette différence pourrait s'expliquer par des modifications locales de l'état de contraintes en réponse aux déformations asismiques induites par l'injection.

Ainsi, la stimulation hydraulique de la faille générerait un mouvement asismique, qui, par transfert de contraintes, modifierait le champ de contrainte et déclencherait à son tour de la sismicité.

---

## Extended abstract

Both natural and anthropic fluids may induce seismic activity as well as aseismic deformation. Thus, fluid injections in Oklahoma, USA, have driven a drastic seismic rate increase since 2009. This seismicity is generally weak but some earthquakes reach magnitude greater than 5. This may imply a seismic hazard reassessment. Moreover, seismicity is often used to map fluid flow in the reservoir monitoring. However, a direct fluid-seismicity relationship is not always obvious. For instance, two seismic events with magnitude greater than 5 occurred in the Brawley (US) geothermal field, delayed compared to the beginning of the injection. They were induced by a large aseismic motion, which was triggered by the fluid injections. Consequently, fluid-seismicity relationship is complicated and partially unknown. Better understanding this relationship is crucial for hazard as well as resources. What is the medium response to a fluid overpressure? What mechanisms control the seismicity triggering?

Answering these questions requires a detailed knowledge of the geology, the hydrogeology and seismic and aseismic deformations near the rupture area. Most of the seismic events occurred between 1 and 15km of depth in the crust. Consequently, hydro-geo-mechanical medium properties are poorly known at the fluid sources. Laboratory experiments allow a strict control of parameters but do not always represent a real geological environment. The metric scale allows to work in a true geological medium and controlling fluid injection parameters and having a detailed knowledge of the medium geology. This is why, this PhD study is done at this scale.

A series of 10 fluid injections was performed at 280m depth in carbonated rocks, at the Low Noise Underground Laboratory (LSBB, Rustrel, France). The aim was to study different geological structure responses to fluid injections, in a damaged fault zone. Geological structure motions, pressure and flowrate on injected fluids were recorded at the injection point. A dense seismic network, located close to the injection points, allowed for a high-resolution seismic monitoring. The frequency range varied between 2 Hz and 20 KHz.

215 seismic events were detected. They were unequally distributed among injection tests even if a mechanical rupture was always observed. These seismic events generally occurred at the beginning of injections, when pressure exceeded 3 MPa. Few happened once injections ended. 137 earthquakes were located within 1.5 m accuracy between 1 to 12m from the injection point. They were characterized by a 0.6 to 4000 Hz and magnitude between -3.1 and -4.1.

The lack of seismic events in the vicinity of the injection point suggests an aseismic motion existence. Moreover, the seismic event magnitude does not follow the McGarr 2014 law, which reinforces the aseismic motion occurrence. Comparing the cumulated seismic moment with an equivalent deformation moment (computed from the injection point

displacements), more than 96% of the deformation is aseismic. Consequently, deformation induced by fluid injections is mostly aseismic.

Two distinct seismic behaviors are identified. First, hypocentral distance to the injection points shows that one part of seismic events follow fluid diffusion law. However, for a same injection, diffusion coefficient may vary by more than one order of magnitude. Such scattering might suggest that diffusion laws are not adapted to fit the spatio-temporal seismic distribution. The other seismic part location is clearly independent on the fluid diffusion. Consequently, at least one part of seismic events might be controlled by a stress transfer in the medium.

Focal mechanism are jointly interpreted with geological, hydrogeological, and seismic event locations and allow to build scenarii based on bloc motions at injection points. They are consistent in the local stress state. By inverting the focal mechanisms, the stress state close to the injection point is determined. It changes with the depth and is not consistent with the regional one. These differences might be explained by local changes due to the induced-fluid aseismic motions. Moreover, only a few fractures are affected by seismic motions. Indeed, fractures where fluid are injected, are generally not affected by seismic events.

Hydraulic stimulation might trigger aseismic motions which, then, by stress transfer, modify the stress state and induce seismicity.

# Table des matières

|   |           |
|---|-----------|
| Résumé . . . . .  | 3         |
| Abstract . . . . .  | 4         |
| Remerciements . . . . .   | 7         |
| Dédicace . . . . .  | 9         |
| Citations . . . . .   | 10        |
| Résumé étendu . . . . .   | 11        |
| Extended abstract . . . . .   | 13        |
| <b>1 Introduction générale</b>  | <b>23</b> |
| <b>2 Etat de l'art sur les interactions entre fluides, sismicité et déformation asismique</b> | <b>27</b> |
| 2.1 Observation d'une sismicité dans les zones contenant des fluides . . . . .                | 27        |
| 2.1.1 La sismicité naturelle liée aux fluides . . . . .                                       | 28        |
| 2.1.1.1 Choc principal . . . . .  | 28        |
| 2.1.1.2 Les essais sismiques . . . . .  | 30        |
| 2.1.2 La sismicité induite par des manipulations de fluides . . . . .                         | 33        |
| 2.1.2.1 Observation d'une sismicité dans les zones d'injection de fluide . . . . .            | 35        |
| 2.1.2.2 Volume de fluide injecté et magnitude des séismes induits.                            | 40        |
| 2.2 Observations des relations entre les fluides et les déformations asismiques .             | 41        |
| 2.2.1 Observation d'une déformation asismique dans les zones contenant des fluides . . . . .  | 42        |
| 2.2.1.1 Marqueurs de la déformation asismiques : Slow Slip Events (SSE) et Trémors . . . . .  | 42        |
| 2.2.1.2 Déformation asismique observée dans des zones de présence de fluides . . . . .        | 43        |
| 2.2.2 Déformation asismique observée dans des zones d'injection de fluide                     | 44        |
| 2.3 Modèles mécaniques et hydromécaniques . . . . .   | 47        |
| 2.3.1 Critères de rupture . . . . .   | 47        |
| 2.3.1.1 Les fluides favorisent l'initiation de la rupture sismique . .                        | 47        |
| 2.3.1.2 Lois de friction . . . . .  | 49        |

|          |   |           |
|----------|---|-----------|
| 2.3.2    | Couplages hydromécaniques . . . . .   | 51        |
| 2.3.2.1  | Couplage hydromécanique dans les roches fracturées : définition . . . . .   | 52        |
| 2.3.2.2  | Relation entre la pression injectée, les couplages hydromécaniques, et la localisation de la sismicité induite lors d'injection de fluide . . . . .         | 52        |
| 2.3.2.3  | Les mouvements asismiques peuvent-ils déclencher une rupture sismique ? . . . . .   | 59        |
| 2.4      | Enjeux et objectifs de cette étude : Mieux comprendre les interactions entre les fluides, la sismicité, la déformation et la géologie des failles . . . . . | 61        |
| 2.4.1    | Récapitulatif et problématique . . . . .  | 61        |
| 2.4.2    | Expériences décamétriques . . . . .   | 62        |
| 2.4.3    | Les moyens mis en oeuvre pour répondre à cette problématique . . . . .  | 66        |
| <b>3</b> | <b>Expériences in-situ et données expérimentales</b>  | <b>67</b> |
| 3.1      | Introduction . . . . .  | 67        |
| 3.2      | Le site expérimental : localisation, géologie et hydrogéologie . . . . .  | 68        |
| 3.2.1    | Le Laboratoire Souterrain à Bas Bruit - LSBB : un site expérimental, labellisé CNRS/INSU . . . . .  | 68        |
| 3.2.2    | Le contexte géologique du bassin du Sud-Est de la France . . . . .  | 69        |
| 3.2.3    | Le site d'étude : le LSBB . . . . .   | 70        |
| 3.2.3.1  | Contexte géologique . . . . .   | 70        |
| 3.2.3.2  | Contexte hydrogéologique . . . . .  | 71        |
| 3.2.4    | La Galerie Anti-Souffle ou GAS . . . . .  | 72        |
| 3.2.4.1  | Contexte géologique . . . . .   | 72        |
| 3.2.4.2  | Contexte hydrogéologique et mécanique . . . . .   | 74        |
| 3.2.4.3  | Aménagement de la galerie . . . . .   | 75        |
| 3.3      | Principe expérimental et instrumentation . . . . .  | 75        |
| 3.3.1    | Principe et protocole expérimental . . . . .  | 75        |
| 3.3.1.1  | La sonde SIMFIP et son fonctionnement . . . . .   | 76        |
| 3.3.1.2  | Protocole expérimental . . . . .  | 78        |
| 3.3.2    | Instrumentation de surveillance . . . . .   | 79        |
| 3.3.2.1  | Le suivi sismique . . . . .   | 80        |
| 3.3.2.2  | Le suivi dans les domaines quasi-statiques et acoustiques . . . . .   | 82        |
| 3.3.3    | Mesure des variations de vitesses des ondes sismiques . . . . .   | 83        |
| 3.3.4    | L'acquisition des données . . . . .   | 83        |
| 3.4      | Les expériences détaillées . . . . .  | 86        |
| 3.4.1    | Introduction aux injections . . . . .   | 86        |
| 3.4.2    | Description test par test . . . . .   | 86        |

|          |   |            |
|----------|---|------------|
| 3.4.2.1  | Test 1 : Injection dans un joint de stratification (Pmax = 1.97 MPa) . . . . .                  | 87         |
| 3.4.2.2  | Test 2 : Injection entre un joint de stratification et une fracture (Pmax = 4.86 MPa) . . . . . | 88         |
| 3.4.2.3  | Test 3 : Injection dans une fracture (Pmax = 5.36 MPa) . . . . .                                | 89         |
| 3.4.2.4  | Test 4 : Injection dans un karst . . . . .  | 90         |
| 3.4.2.5  | Tests 5, 6 et 7 : Injection dans une zone de faille très fracturée (Pmax = 2.42 MPa) . . . . .  | 90         |
| 3.4.2.6  | Test 8 : Injection dans des fractures (Pmax = 5.3 MPa) . . . . .                                | 90         |
| 3.4.2.7  | Test 9 : Injection dans un joint stratigraphique et des fractures (Pmax = 5.93 MPa) . . . . .   | 92         |
| 3.4.2.8  | Test 10 : Injection dans une roche quasiment saine (Pmax = 5.98 MPa) . . . . .                  | 93         |
| 3.4.2.9  | Test 11 : Injection dans une fracture (Pmax = 5.89 MPa) . . . . .                               | 94         |
| 3.4.3    | Synthèse sur les expériences d'injections . . . . .   | 95         |
| 3.4.3.1  | Synthèse sur les structures géologiques testées . . . . .                                       | 95         |
| 3.4.3.2  | Synthèse sur les régimes hydrauliques observés lors des tests . . . . .                         | 96         |
| 3.5      | Tirs de calibrations sismiques . . . . .  | 99         |
| 3.5.1    | Obtention et utilité des tirs de calibration . . . . .  | 99         |
| 3.5.2    | Réponse des différents capteurs sismologiques . . . . .   | 100        |
| 3.5.2.1  | Réponse des accéléromètres . . . . .  | 100        |
| 3.5.2.2  | Réponse des géophones . . . . .   | 101        |
| 3.5.2.3  | Comparaison des réponses des accéléromètres et des géophones . . . . .                          | 102        |
| 3.5.3    | Vitesse des ondes P et des ondes S dans le milieu . . . . .                                     | 103        |
| 3.5.3.1  | Estimation des vitesses des ondes P et des ondes S à partir des tirs de calibration . . . . .   | 103        |
| 3.5.3.2  | Comparaison avec les vitesses obtenues en laboratoire . . . . .                                 | 104        |
| 3.6      | Conclusion . . . . .  | 106        |
| <b>4</b> | <b>Méthodes de traitement des données sismiques</b> . . . . .                                   | <b>107</b> |
| 4.1      | Détection des événements sismiques . . . . .  | 107        |
| 4.1.1    | Principe de la technique de détection utilisée . . . . .  | 107        |
| 4.1.2    | Famille d'événements . . . . .  | 110        |
| 4.2      | Localisation des événements sismiques . . . . .   | 110        |
| 4.2.1    | Les données requises pour réaliser la localisation . . . . .                                    | 111        |

|          |   |            |
|----------|---|------------|
| 4.2.1.1  | Obtention des données nécessaires à la localisation des événements sismiques . . . . .            | 111        |
| 4.2.1.2  | Les différents poids associés aux données . . . . .   | 113        |
| 4.2.2    | La localisation . . . . .   | 114        |
| 4.2.2.1  | Un modèle de vitesse homogène . . . . .   | 114        |
| 4.2.2.2  | Fonction RMS et pondération des différents types de données                                       | 114        |
| 4.2.2.3  | Détermination de l'emplacement d'un événement sismique grâce à une recherche par grille . . . . . | 115        |
| 4.2.2.4  | Tests et validité de la méthode . . . . .   | 116        |
| 4.2.3    | Conclusion sur la méthode de localisation . . . . .   | 120        |
| 4.3      | Paramètres de la source sismique . . . . .  | 120        |
| 4.3.1    | Détermination des magnitudes par analyse spectrale . . . . .                                      | 120        |
| 4.3.2    | Estimation des chutes de contrainte . . . . .   | 123        |
| 4.3.3    | Calcul des mécanismes au foyer à partir du logiciel HASH . . . . .                                | 124        |
| 4.4      | Détermination de l'état de contrainte . . . . .   | 126        |
| 4.5      | Conclusion . . . . .  | 128        |
| <b>5</b> | <b>Une déformation aiséismique comme réponse du milieu à une stimulation hydraulique</b>          | <b>129</b> |
| 5.1      | Résumé en français de l'article . . . . .   | 130        |
| 5.2      | Abstract . . . . .  | 130        |
| 5.3      | Introduction . . . . .  | 131        |
| 5.4      | Geological and experimental settings . . . . .  | 133        |
| 5.4.1    | Geology and properties of the tested fault zone . . . . .   | 133        |
| 5.4.2    | Instrumental device and injection protocol . . . . .  | 135        |
| 5.5      | Methods . . . . .   | 140        |
| 5.6      | Results . . . . .   | 143        |
| 5.6.1    | Contrasted borehole wall hydromechanical responses . . . . .                                      | 143        |
| 5.6.2    | Induced seismicity . . . . .  | 145        |
| 5.7      | Discussion . . . . .  | 148        |
| 5.7.1    | A large contribution of the aseismic deformations . . . . .                                       | 148        |
| 5.7.2    | Seismicity control by fluid diffusion or by stress perturbation through failure? . . . . .        | 152        |
| 5.7.3    | Seismicity : an indirect effect of an aseismic motion? . . . . .                                  | 154        |
| 5.8      | Conclusion . . . . .  | 156        |
| 5.9      | Acknowledgments . . . . .   | 156        |
| 5.10     | Supplementary material . . . . .  | 157        |
| 5.10.1   | Introduction . . . . .  | 157        |
| 5.10.2   | Figures et tables . . . . .   | 157        |

|          |   |            |
|----------|---|------------|
| 5.11     | Compléments sur les signaux basses-fréquences . . . . .   | 163        |
| 5.11.1   | Détection sur les géophones . . . . .   | 163        |
| 5.11.2   | Identification des signaux : artefacts ou séismes ? . . . . .   | 164        |
| 5.11.3   | Exemple du processus de traitement sur le Test 9 . . . . .  | 166        |
| 5.11.4   | Conclusion . . . . .  | 166        |
| <b>6</b> | <b>Processus régissant la sismicité induite : transfert de contraintes et/ou diffusion fluides ?</b>  | <b>169</b> |
| 6.1      | Résumé en français . . . . .  | 170        |
| 6.2      | Abstract . . . . .  | 170        |
| 6.3      | Introduction . . . . .  | 171        |
| 6.4      | Geological and experimental settings . . . . .  | 173        |
| 6.4.1    | General geology and properties of the tested fault zone . . . . .                                     | 173        |
| 6.4.2    | General experimental settings and Previous results from Duboeuf et al. (2017) . . . . .               | 174        |
| 6.5      | Methods . . . . .   | 175        |
| 6.5.1    | Computing the regional stress state . . . . .   | 175        |
| 6.5.2    | Computing focal mechanisms using HASH software . . . . .  | 176        |
| 6.5.2.1  | Principal : HASH software : working and advantages . . . . .  | 176        |
| 6.5.2.2  | Double-couple (DC) assumption . . . . .   | 177        |
| 6.5.3    | Computing stress state using focal mechanisms . . . . .   | 178        |
| 6.6      | Results . . . . .   | 178        |
| 6.6.1    | Fractures orientation relatively to the regional stress state . . . . .                               | 178        |
| 6.6.2    | Focal mechanisms compared to the known geological structures . . . . .                                | 180        |
| 6.6.3    | Stress state . . . . .  | 181        |
| 6.6.3.1  | Focal mechanim inversions determined different stress states  | 181        |
| 6.6.3.2  | Tunnel, geology, fluid injections, or aseismic motion influence the stress state rotation ? . . . . . | 183        |
| 6.6.4    | Seismic and hydromechanical parameters . . . . .  | 186        |
| 6.7      | Scenarii and Discussion . . . . .   | 187        |
| 6.7.1    | Test 2 . . . . .  | 188        |
| 6.7.1.1  | Detailed geological, seismic, hydrological and mechanical data . . . . .                              | 188        |
| 6.7.1.2  | Focal mechanisms . . . . .  | 190        |
| 6.7.1.3  | Scenario and Discussion . . . . .   | 191        |
| 6.7.2    | Test 9 . . . . .  | 193        |
| 6.7.2.1  | Detailed geological, seismic, hydrological and mechanical data . . . . .                              | 193        |
| 6.7.2.2  | Focal mechanisms . . . . .  | 196        |

|          |   |            |
|----------|---|------------|
| 6.7.2.3  | Scenario and Discussion . . . . .   | 197        |
| 6.8      | Discussion . . . . .  | 200        |
| 6.8.1    | Seismic and Aseismic deformations : friction, fluids, or stress control? . . . . .                  | 201        |
| 6.8.1.1  | What controlled mechanisms for aseismic motions? . . . . .  | 201        |
| 6.8.1.2  | Does friction control the seismicity? . . . . .   | 201        |
| 6.8.1.3  | Both fluid and stress controlled the seismicity? . . . . .  | 202        |
| 6.8.1.4  | Seismicity controlled by the aseismic slip? . . . . .   | 204        |
| 6.9      | Conclusion . . . . .  | 206        |
| <b>7</b> | <b>Discussion, Conclusion et Perspectives</b>   | <b>207</b> |
| 7.1      | Résumé des principaux résultats obtenus dans cette thèse . . . . .                                  | 207        |
| 7.2      | Comparaison entre les différentes échelles de mesures . . . . .                                     | 209        |
| 7.2.1    | Déformation asismique . . . . .   | 209        |
| 7.2.1.1  | Répartition de la sismicité . . . . .   | 209        |
| 7.2.1.2  | Estimation du pourcentage de déformation dû aux injections de fluide . . . . .                      | 211        |
| 7.2.1.3  | Relation entre volume injecté et magnitude . . . . .  | 213        |
| 7.2.2    | Contrôle de la sismicité par transfert de contraintes ou diffusion des fluides? . . . . .           | 214        |
| 7.2.3    | Rotation de l'état de contrainte et ré-activation de fractures . . . . .                            | 218        |
| 7.3      | Sismicité déclenchée par le mouvement asismique? . . . . .  | 220        |
| 7.4      | Perspectives . . . . .  | 222        |
| 7.4.1    | Indicateurs de déformation asismique ou sismique? . . . . .   | 224        |
| 7.4.1.1  | Les signaux basses fréquences . . . . .   | 224        |
| 7.4.1.2  | Chutes de contrainte très faibles . . . . .   | 224        |
| 7.4.1.3  | Une b-value inexpliquée . . . . .   | 226        |
| 7.4.2    | Amélioration de la compréhension des couplages hydromécaniques par modélisation numérique . . . . . | 227        |
| 7.4.3    | Calcul des contraintes de Coulomb . . . . .   | 228        |
| 7.5      | Conclusion générale . . . . .   | 228        |





# Chapitre 1

## Introduction générale

La présence de fluides dans la croûte terrestre, entre 1 et 15 km de profondeur, est parfois associée à l'occurrence d'événements sismiques. La magnitude de ces derniers peut être faible ( $M_w < 3$ ) mais également forte ( $M_w > 5$ ). Lorsque des fluides sont injectés en profondeur dans le sol - ainsi que le font les exploitations géothermiques et pétrolières - une sismicité peut être observée (Ellsworth, 2013). Elle se produit, parfois, dès les premières minutes de l'injection et peut perdurer bien que cette dernière soit terminée. Dans d'autres cas, les tremblements de terre dus à ces fluides ne se produisent que plusieurs années après les premières injections, tels que ceux observés en Oklahoma, aux Etats-Unis. Ainsi, les régions où sont réalisées ces injections de fluide voient, généralement, leur taux de sismicité augmenter. Pour certaines d'entre elles, le phénomène est préoccupant : ces zones peu ou non sismiques, à l'origine, étant affectées par des séismes de magnitude pouvant atteindre 5 (le maximum enregistré étant de 5.8). Une ré-évaluation du risque sismique pour les personnes y vivant doit alors être envisagée.

Le développement de réseaux sismiques à haute-résolution ainsi que de capteurs GPS au cours des vingt dernières années, ont permis la découverte de déformations asismiques, localisées sur des failles et à proximité de ces dernières (Avouac, 2015). Ces mouvements, lents, ne génèrent pas d'émissions sismiques et ne peuvent être détectés par des capteurs classiques. Leur existence a été mise en lien avec la présence de pression de fluide dans la croûte terrestre ou lors d'injections de fluide dans le sous-sol. Ainsi, certaines régions sont affectées à la fois par des déformations sismiques et asismiques dues à la présence de fluides, que ceux-ci soient d'origine naturelle ou anthropique. Quelle est alors la réponse d'un milieu à une perturbation hydraulique ?

Par ailleurs, la localisation des séismes induits lors d'injections de fluide dans le sol apporte une information sur les structures géologiques présentes en profondeur. Ils peuvent alors être utilisés afin de cartographier le sous-sol. Cette micro-sismicité induite est, de plus, l'un des rares outils employés par les industriels afin de suivre la circulation des fluides en profondeur. Or, utiliser la sismicité à cet escient repose sur le postulat que seule la diffusion des fluides contrôle le déclenchement et la localisation des tremblements de terre. De ce

fait, et en considérant que d'autres mécanismes tels que les mouvements asismiques sont négligés, la micro-sismicité induite est-elle un outil adapté pour imager la diffusion des fluides dans le sous-sol ? Des expériences ont montré que la déformation asismique pouvait être conséquente lors d'injections de fluide dans le sous-sol. Certains de ces mouvements asismiques ont, par ailleurs, été détectés avant le déclenchement de séismes aussi bien dans la croûte terrestre que dans des champs géothermiques ou lors d'expériences à l'échelle métrique. L'hypothèse que ces mouvements soient responsables de l'initiation de la rupture sismique par transfert de contraintes dans le milieu a ainsi été émise (Guglielmi et al., 2015a). La sismicité apparaît, dans ce cas, comme un effet secondaire de l'injection de fluide dans le sous-sol. De la diffusion des fluides ou du transfert de contraintes, quel mécanisme contrôle alors la sismicité induite ?

Ces différentes interrogations amènent à la problématique de cette thèse. Elle peut se formuler de la façon suivante :

Comment les fluides induisent-ils de la sismicité ou des déformations asismiques ? (ou quel est le rôle des fluides dans le déclenchement et le contrôle de la sismicité ?) Cette question peut se sub-diviser en deux autres portant (1) sur la réponse du milieu à une perturbation hydraulique et (2) sur les mécanismes contrôlant la sismicité induite.

Mieux appréhender la complexité de la relation entre la sismicité et les fluides nécessite l'étude comparée de la géologie, la déformation, l'hydrogéologie et la sismicité proche de la zone de rupture. Si les données sismiques à l'échelle crustale sont nombreuses, les capteurs se situent loin de l'épicentre et posent alors un problème de résolution en profondeur. De plus, la géologie, la déformation et l'hydrogéologie ne sont pas connues en détail là où s'initie la rupture sismique. Il en est de même à l'échelle des réservoirs géologiques, exception faite des paramètres d'injections des fluides (pression et débit) qui sont connus. La résolution en profondeur de la localisation de la sismicité est, de plus, améliorée par la présence de quelques capteurs positionnés dans un ou deux puits d'observation. A l'échelle du laboratoire, tous les paramètres évoqués précédemment sont contrôlés. Cependant, de part leur taille restreinte, les échantillons testés ne sont pas totalement représentatifs des conditions environnementales réelles.

Si les données sont nombreuses aussi bien à l'échelle crustale et du réservoir qu'à celle du laboratoire, elles ne le sont guère à l'échelle métrique (ou décimétrique). Quelques expériences d'injection de fluide à haute-pression y ont, toutefois, été effectuées (Guglielmi et al., 2015a; De Barros et al., 2016; Jalali et al., 2017). Cette échelle présente l'avantage de travailler dans un environnement réel tout en ayant une connaissance détaillée de la géologie de la zone, de la déformation au point d'injection et des paramètres d'injections des fluides. L'ajout d'un réseau dense de capteurs sismiques assure alors une bonne résolution des paramètres des événements sismiques. Cette thèse se place ainsi à l'échelle métrique afin de combiner les avantages du travail en laboratoire - contrôle des paramètres à tester - et ceux de l'échelle crustale - environnement géologique réel.

Dans cette thèse, j'ai abordé la relation complexe liant fluides, sismicité et déformation asismique à partir d'observations obtenues lors d'expériences d'injection de fluide à l'échelle métrique, dans une zone de failles. Celles-ci se sont déroulées à 280m de profondeur, dans les roches carbonatées du bassin du Sud-Est de la France, au Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) de Rustrel (84400).

Dans un premier temps, le cadre général de ce travail sera posé. Un état des connaissances actuelles sur la relation entre les fluides, la sismicité induite, les mouvements asismiques ainsi que les modèles mécaniques possibles y sera dressé. L'intérêt de cette étude, portant sur le comportement sismo-mécanique d'une zone de failles, et les questions qui y sont liées seront alors présentés. Puis un troisième chapitre se focalisera sur la présentation des expériences réalisées dans le cadre de cette thèse. Réseau de capteurs, protocole expérimental, et données acquises y seront détaillés. Les méthodes mises en oeuvre afin de traiter les données sismiques obtenues lors des expériences sus-mentionnées seront développées dans un quatrième chapitre. Le traitement de ces données a mis en évidence la réponse principalement asismique du milieu fracturé à une stimulation hydraulique. Ce résultat sera présenté et discuté dans le cinquième chapitre de cette étude (Duboeuf et al., 2017). Le sixième chapitre s'intéressera à la question des mécanismes régissant la sismicité dans un milieu fracturé. Les conclusions de cette thèse seront posées et discutées dans un dernier chapitre. Elles porteront principalement sur la réponse asismique du milieu, les mécanismes de contrôle de la sismicité induite, la variation de l'état de contraintes dans la galerie. Et le fait que la sismicité apparaît comme un effet secondaire des injections de fluide, le premier effet étant un mouvement asismique. Les perspectives pouvant être données à cette thèse seront, par la suite, avancées.



# Chapitre 2

## Etat de l'art sur les interactions entre fluides, sismicité et déformation asismique

Ce chapitre s'attache à montrer les relations entre la présence de fluides et l'activité sismique dans les roches de la croûte supérieure. Il y sera montré, dans un premier temps, que l'activité sismique mesurée dans certaines régions peut être associée à la présence de fluides. Puis, dans un second temps, l'existence de mouvements asismiques, c'est-à-dire des mouvements sans émission d'ondes sismiques, dans ces mêmes régions, sera mise en avant. Par la suite, ce chapitre détaillera les différents modèles mécaniques pouvant expliquer l'initiation d'une rupture sismique ou asismique due aux fluides. Il décrira également les couplages hydromécaniques intervenant dans les roches fracturées. Finalement, la relation complexe liant les fluides et la sismicité ainsi que l'apport de cette thèse dans la compréhension de cette interaction conclueront cette partie.

### 2.1 Observation d'une sismicité dans les zones contenant des fluides

Le rôle prépondérant joué par les fluides dans l'initiation de la rupture sismique a été mis en évidence par de nombreuses études (Healy et al., 1968; Sibson, 1973; Cornet et al., 1997; Ellsworth, 2013; Bao and Eaton, 2016). Il est communément admis qu'une augmentation de la pression de fluide peut induire une activité sismique. Cette dernière peut être engendrée par des fluides de deux origines différentes. La première concerne les fluides, qui naturellement présents dans le milieu, induisent, sans intervention humaine, une sismicité, qualifiée par la suite de naturelle. A contrario, la deuxième catégorie rassemble les fluides dits anthropiques, c'est-à-dire injectés dans le sous-sol par l'homme, et provoquant des événements sismiques. Une synthèse bibliographique de la relation entre

les fluides et la sismicité sera présentée dans cette partie.

### 2.1.1 La sismicité naturelle liée aux fluides

La présence de fluides dans la croûte terrestre est déduite d'observations indirectes, généralement réalisées sur la base d'imagerie sismique. Ainsi, des vitesses d'ondes P et S anormalement faibles, un coefficient de Poisson fort ou encore une grande conductivité électrique (Eberhart-Phillips and Michael, 1993; Thurber et al., 1997) suggèrent l'existence de surpressions de fluide. Celles-ci sont observées dans les zones de subduction où l'origine des fluides peut provenir de la déshydratation de la plaque plongeante (Zhao et al., 2002; Ji and Yoshioka, 2017; Paulatto et al., 2017). Des zones de surpressions de fluide sont également identifiées à l'intérieur des plaques tectoniques. Dans ce cas, les sources possibles sont multiples : déshydratation des minéraux, fluides piégés dans la matrice poreuse de la roche ou encore infiltration de l'eau de pluie depuis la surface (Gupta et al., 1996; Zhao et al., 1996; Zhao and Negishi, 1998).

La sismicité naturelle due aux fluides peut se manifester tout aussi bien sous la forme de séismes isolés de forte magnitude, supérieure à 5 (Gupta et al., 1996; Zhao et al., 1996; Kayal et al., 2002; Zhao et al., 2002; Wang and Zhao, 2006; Duputel et al., 2016; Amoroso et al., 2017; Pavan Kumar et al., 2017), que d'essaims sismiques de magnitude plus faible, inférieure à 5 (Parotidis et al., 2003; Hainzl, 2004; Hainzl et al., 2006; Pacchiani and Lyon-Caen, 2010; Daniel et al., 2011; Leclère et al., 2012; Duverger et al., 2015; Hainzl et al., 2016; Mesimeri et al., 2016; Shelly et al., 2016). Les réseaux sismiques étant de plus en plus nombreux et denses (en terme de nombre de capteurs), les observations détaillées, se multiplient à l'échelle crustale.

#### 2.1.1.1 Choc principal

Les zones de subduction sont connues pour être affectées par des séismes destructeurs ( $M_w > 7$ ) tels que ceux de Kobe ( $M_w=7.2$ ) le 17 janvier 1995 (Zhao et al., 1996), de Tohoku ( $M_w=9.0$ ) le 11 mars 2011 (Simons et al., 2011) ou encore de Gorkha ( $M_w=7.8$ ) le 25 avril 2015 (Duputel et al., 2016). La localisation de certains de ces grands événements sismiques peut être spatialement associée à celle de fluides (Wang and Zhao, 2006; Poli et al., 2017) comme le séisme de Fukuoka prefecture (Japon),  $M_w=7$ , le 20 mars 2005 (Wang and Zhao, 2006) ou celui de Geiyo (Philippines),  $M_w=6.8$ , le 24 mars 2001 (Zhao et al., 2002).

Le séisme de Fukuoka prefecture, de magnitude  $M_w=7$ , s'est produit le 20 mars 2005 (Wang and Zhao, 2006), au sud-ouest du Japon (Figure 2.1). En inversant les temps d'arrivée des ondes P et S, les auteurs ont déterminé un modèle en 3-Dimensions des variations de vitesses des ondes P et S et du coefficient de Poisson. Dans la zone épiscopentrale, les vitesses sont anormalement faibles alors que le coefficient de Poisson est relativement

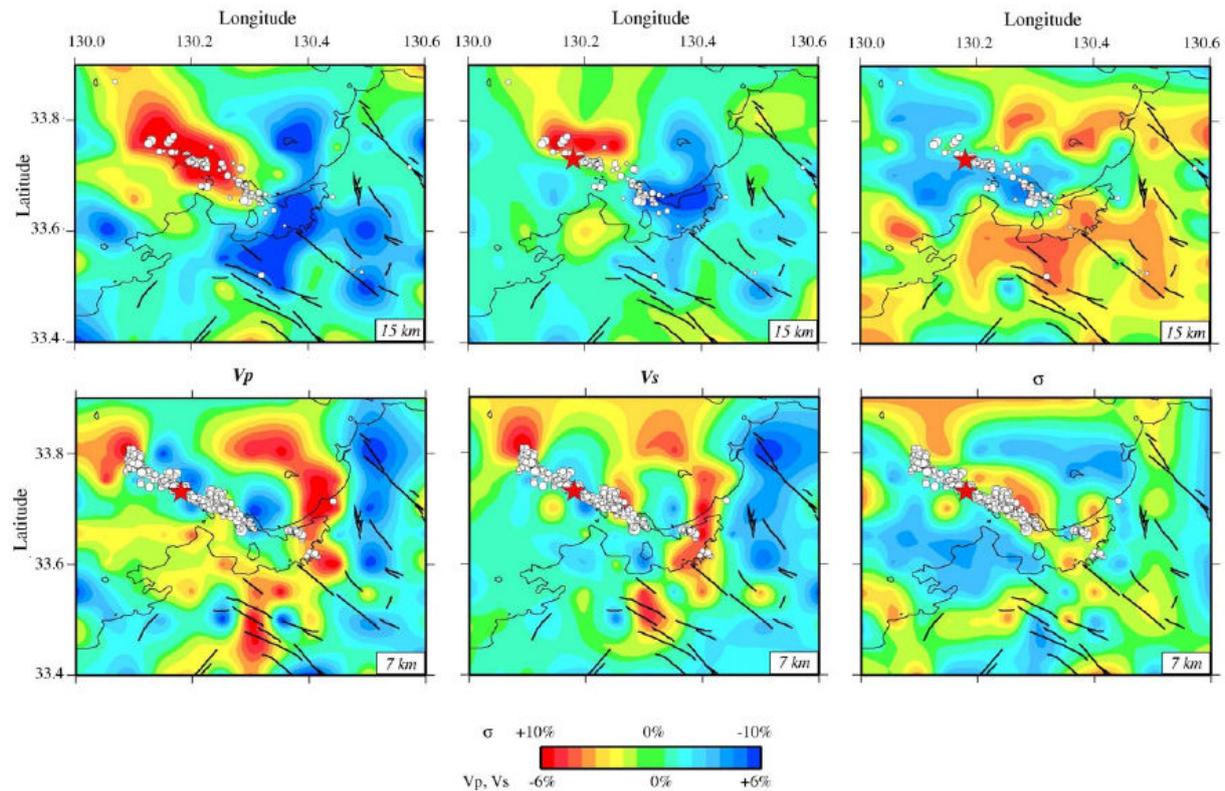


FIGURE 2.1 – Imagerie des vitesses des ondes P et S et du coefficient de Poisson, d'après Wang and Zhao (2006).

Imagerie des vitesses des ondes P et S et du coefficient de Poisson à respectivement 15 et 7 km de profondeur. L'étoile rouge indique le séisme de Fukuoka,  $M_w=7$  alors que les cercles blancs représentent ses répliques, ayant lieu entre 10 et 20 km et entre 2 et 12 km de profondeur respectivement. Les zones rouges symbolisent les régions ayant de faibles vitesses d'ondes P et S mais de forts coefficients de Poisson. Ce qui est interprété comme indiquant la présence de fluides ou de fusion partielle. A l'inverse des zones bleues dont les vitesses d'ondes sismiques sont fortes et le coefficient de Poisson est faible. Le séisme principal se situe à proximité des zones rouges - ayant des anomalies de vitesses faibles et de forts coefficients de Poisson - et donc caractérisées par la présence de fluides.

fort. De plus, de fortes conductivités électriques, indicatrices d'une fusion partielle ou de fluides pré-existants, ont été imagées dans la croûte inférieure et le manteau supérieur, sous la zone de nucléation du séisme. Ces trois caractéristiques (faibles vitesses d'ondes, fort coefficient de Poisson et forte conductivité) sont révélatrices de la présence de fluides dans le milieu (Eberhart-Phillips and Michael, 1993; Thurber et al., 1997). Par conséquent, le tremblement de terre de Fukuoka, se trouvant à proximité des zones présentant ces propriétés, pourrait être associé à l'existence de fluides dans cette région.

De forts séismes peuvent également se produire sur de grandes failles à l'intérieur de plaques tectoniques (Gupta et al., 1996; Kayal et al., 2002; Amoroso et al., 2017; Pavan Kumar et al., 2017). Des séismes intraplaques enregistrés en Italie (Amoroso et al., 2017) ou encore en Inde (Gupta et al., 1996; Kayal et al., 2002; Pavan Kumar et al., 2017) ont

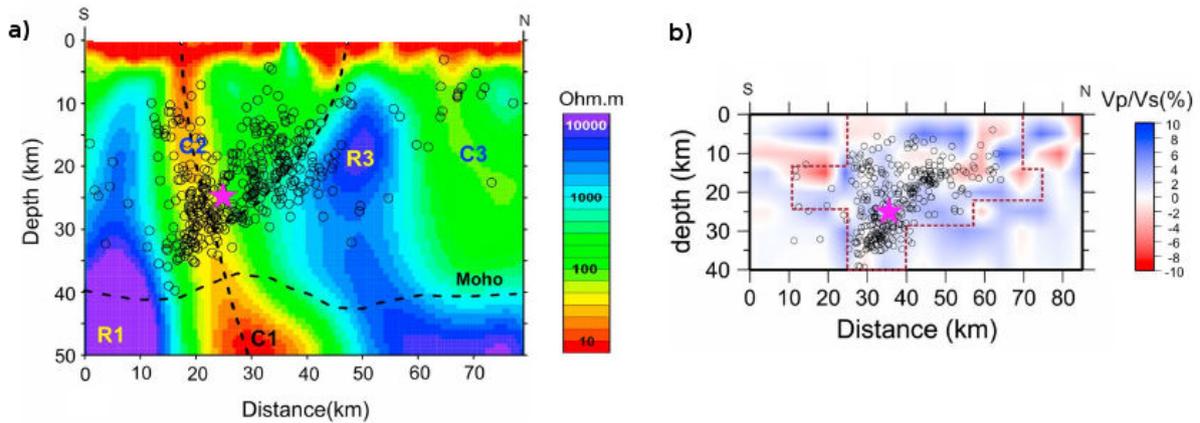


FIGURE 2.2 – Carte des résistivités et du rapport  $\frac{v_p}{v_s}$  pour la région de Kachchh, d'après (Pavan Kumar et al., 2017).

La coupe (a) présente la résistivité du milieu. En rouge sont indiquées les zones de forte conductivité et en bleues celles de forte résistivité. Alors que la figure (b) montre les variations de vitesses du rapport  $\frac{v_p}{v_s}$  avec en rouge un fort rapport et en bleu un rapport faible. L'étoile rose représente le séisme de Bhuj de 2001, Mw=7.7 et les cercles noirs ses répliques, de magnitude supérieure à 2.5.

été localisés au sein de zones contenant des fluides. Ainsi, la région de Kachchh, en Inde, est connue pour être affectée par de grands séismes tels que celui de Bhuj, Mw=7.8, le 26 janvier 2001 (Kayal et al., 2002). L'étude de la résistivité électrique du milieu (Figure 2.2a.) associée aux variations du rapport des vitesses des ondes P sur les ondes S ( $\frac{v_p}{v_s}$ , Figure 2.2b.), a permis d'identifier les zones contenant des fluides. Or, le séisme de Bhuj se situe dans les zones de grandes conductivités et de rapport  $\frac{v_p}{v_s}$  fort. Il peut, par conséquent, être associé à la présence de fluides dans le milieu. Il en est de même pour le séisme du 25 avril 2015 de Gorkha, en Inde, de magnitude Mw=7.8 (Duputel et al., 2016). Celui-ci se situe dans une région marquée par de forts coefficients de Poisson et un fort rapport des vitesses d'ondes P sur S, caractéristiques de présence de fluides. La région de l'Aquila, en Italie, a été frappée le 6 avril 2009 par un séisme de magnitude Mw=6.3 (Di Luccio et al., 2010). Les auteurs ont constaté une augmentation du rapport  $\frac{v_p}{v_s}$  entre le mois d'Octobre 2008 et le 6 avril 2009. Ils l'interprètent comme étant liée à une augmentation de la pression de pore en profondeur, due à des fluides (riches en CO<sub>2</sub>), emprisonnés dans des pièges créés par les failles et structures géologiques pré-existantes. Les auteurs estiment qu'une suppression de 200 MPa a du être atteinte à 10 km de profondeur afin de déclencher ce tremblement de terre.

### 2.1.1.2 Les essais sismiques

Les fluides peuvent également induire des essais sismiques, tels que ceux observés dans la vallée de l'Ubaye en France (Daniel et al., 2011; Leclère et al., 2012, 2013). La relocalisation de 974 événements sismiques issus de la crise sismique de 2003-2004 a permis

de lier le déclenchement de cette sismicité à une circulation de fluides en profondeur (Daniel et al., 2011). De plus, une orientation inappropriée des failles par rapport à l'axe principal du champ de contrainte local corrobore l'existence de surpressions de fluide ayant entraîné cette sismicité (Leclère et al., 2013).

Les essais sismiques enregistrés entre 2000 et 2007 dans le Golf de Corinthe ont fait l'objet de plusieurs études (Bourouis and Cornet, 2009; Pacchiani and Lyon-Caen, 2010; Duverger et al., 2015). La localisation et la migration de cette sismicité en profondeur suit des lois de diffusion des fluides. Les auteurs des études précédemment citées en ont conclu que le déclenchement de ces essais sismiques était lié à l'existence de surpressions de fluide dans le milieu. Bourouis and Cornet (2009) ont proposé que ces surpressions proviennent soit d'infiltrations de fluides dues aux précipitations, soit de circulations de fluides en profondeur. Cette dernière hypothèse est privilégiée par Duverger et al. (2015), qui supposent l'existence d'un "réservoir" de fluides en profondeur (Figure 2.3), en s'appuyant également sur une étude tomographique.

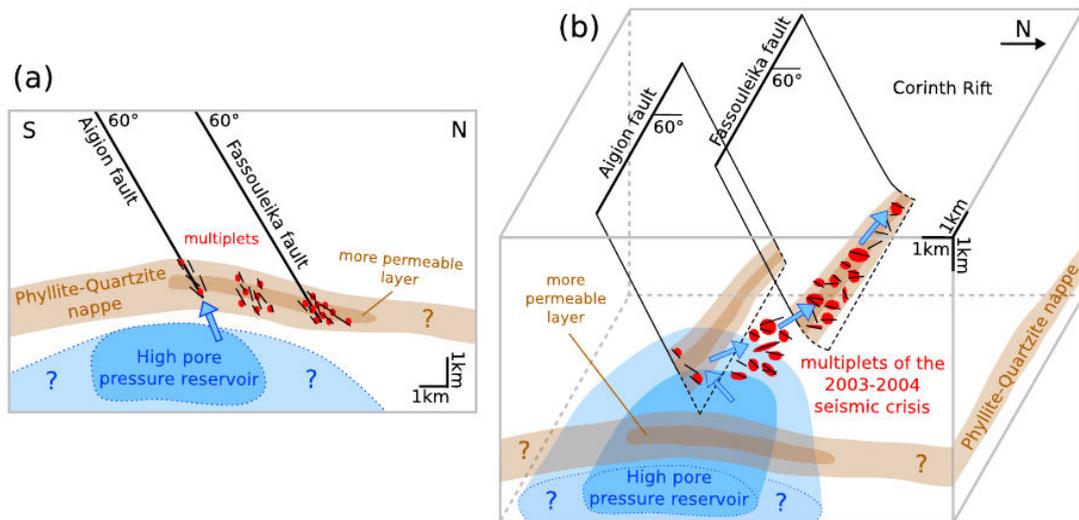


FIGURE 2.3 – Modèle des interactions géologiques, hydrauliques et sismiques dans le Golf de Corinthe, d'après (Duverger et al., 2015).

L'intersection de la nappe Phyllite-Quartzite avec la faille d'Aigion créerait des couloirs perméables permettant la diffusion de la microsismicité grâce à la présence d'un "réservoir" à forte pression de pore.

De même, la relocalisation d'un essaim sismique, s'étant produit entre mai et novembre 2014 en Californie au Sud-Est de la "Long Valley Caldera", a montré un alignement des hypocentres mais aussi une migration de ceux-ci (Shelly et al., 2016). Cette dernière peut être associée à la présence de surpressions de fluide, principalement composés d'eau et de CO<sub>2</sub>. Par ailleurs, Cappa et al. (2009) ont étudié, à l'aide d'un modèle hydromécanique 3D, l'influence de remontées de fluides riches en CO<sub>2</sub> dans le déclenchement d'un essaim sismique à Matsushiro au Japon. Ce dernier se compose de 700000 séismes, ayant eu lieu entre 1975 et 1977. La remontée de ces fluides, à l'intersection de deux failles, conduit à

une circulation de fluides en profondeur. Cette dernière créerait des surpressions de fluide, déclenchant les séismes. Ainsi, l'analyse de différents essais sismiques de par le monde a mis en évidence le rôle de fluides dans le déclenchement de ceux-ci.

Hainzl (2004) et Hainzl et al. (2006) ont également montré que l'eau de pluie était susceptible de provoquer des tremblements de terre. Ils ont ainsi mis en évidence la corrélation temporelle existant entre le taux de sismicité et de précipitations dans le Sud-Est de l'Allemagne (Mt. Hochstaufen, Figure 2.4). L'infiltration de l'eau de pluie dans le sous-sol induirait ainsi des modifications de la pression de pore, engendrant alors une activité sismique. Cette observation est corroborée par l'étude de Rigo et al. (2008) portant sur une augmentation claire et soudaine du taux de sismicité dans la région de Nîmes, en septembre 2002. Faisant suite à d'importantes précipitations (600 mm en 28 h) ayant dévasté le territoire Occitan, ces séismes ont été interprétés comme étant la réponse de la croûte terrestre à un chargement vertical et brutal dû aux inondations.

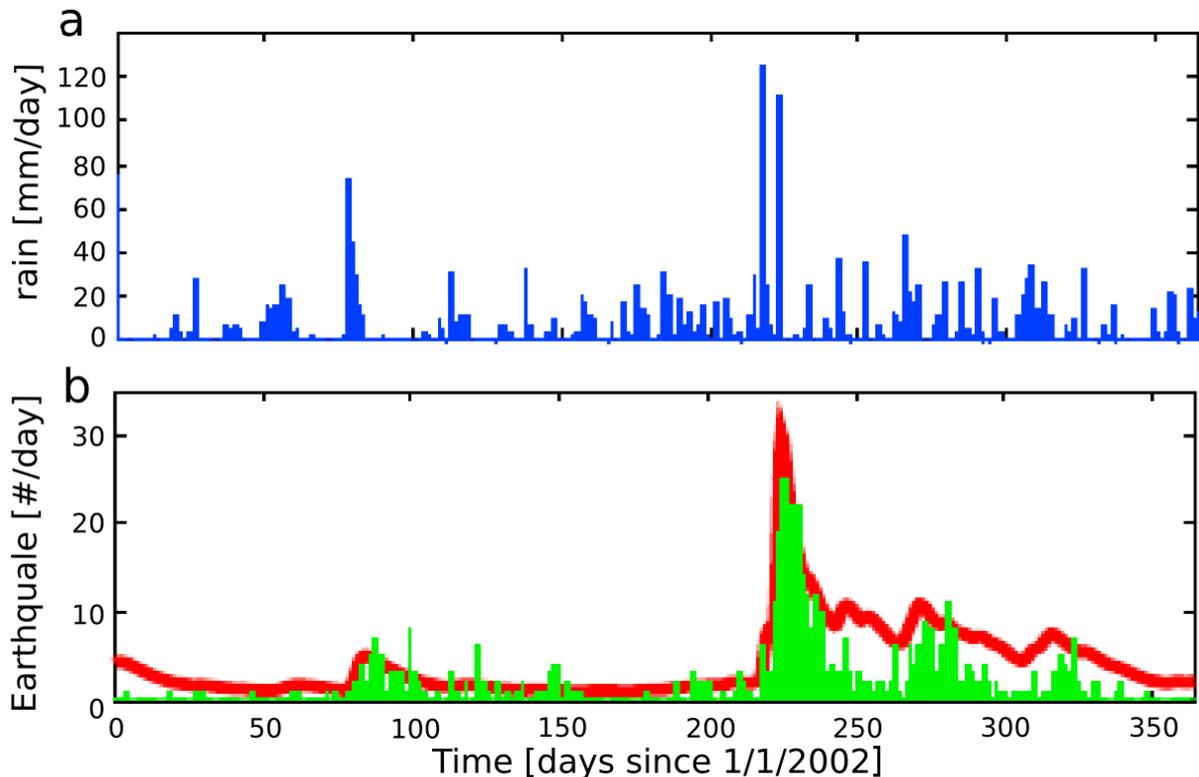


FIGURE 2.4 – Corrélation entre précipitations et sismicité, adaptée de Hainzl et al. (2006). Le graphe (a) présente le taux journalier de précipitations sur une période de un an. Le graphe (b) montre le taux de sismicité enregistré sur la même période (histogrammes verts). La courbe rouge représente le taux de sismicité théorique déduit des précipitations de la figure (a).

Les différents exemples ci-dessus illustrent la relation entre la présence de fluides dans une région et la sismicité naturelle qui lui est associée. Par ailleurs, une sismicité, dont le déclenchement est lié partiellement ou totalement à l'intervention humaine, existe et, est dite induite. Le prochain paragraphe sera consacré à l'étude de ces séismes et leur

interaction avec les fluides.

### 2.1.2 La sismicité induite par des manipulations de fluides

La sismicité induite regroupe l'ensemble des événements sismiques dont l'initiation ne peut être explicitée par des processus physiques purement tectoniques. Elle se scinde en deux catégories. La première rassemble les séismes dus à une accumulation des contraintes d'origine tectonique mais dont l'intervention humaine a hâté le déclenchement. Sans cette dernière, ces séismes se seraient produits naturellement dans un avenir plus ou moins lointain. Quant à la deuxième catégorie, elle se compose des tremblements de terre qui n'auraient jamais eu lieu sans l'intervention de l'Homme. Dans ce cas, l'accumulation et la relaxation des contraintes proviennent exclusivement des activités humaines. Ces dernières engendrent différents effets mécaniques provoquant, par la suite, la sismicité. Ainsi, (1) une augmentation de la pression de pore conduit à une diminution de la contrainte effective et favorise la rupture (Hubbert and Rubey, 1959). (2) Dans le modèle de déformation poro-élastique de Segall (1989), une augmentation de la contrainte effective conduit à une diminution du volume poreux, impliquant une compaction du réservoir. Les contraintes poro-élastiques sont alors modifiées, des séismes peuvent se produire (Segall et al., 1994; Segall and Lu, 2015; Goebel et al., 2017). Finalement, (3) Guglielmi et al. (2015a), Wei et al. (2015) et Cornet (2016) proposent qu'un mouvement asismique puisse déclencher des événements sismiques. Les séismes induits par les fluides peuvent être dus à différentes causes humaines (Figure 2.5) :

1. Par injection d'eau dans le sous-sol (Figure 2.5, à gauche)

Comme décrit dans la partie 2.1.1, la présence de fluides peut induire une certaine sismicité. Cette idée sera détaillée dans la suite de ce chapitre.

2. Par remplissage de barrage (Figure 2.5, à droite)

En 1945, Carder a mise en cause, pour la première fois, le rôle des barrages dans le déclenchement de tremblements de terre. Depuis, de nombreux séismes ont été associés à la présence de barrage. Parmi eux, se trouvent des événements sismiques de magnitude supérieure à 6 tels que celui de Hsinfengking en Chine en 1962 ou encore celui de Koyna en Inde en 1967 (Gupta, 2002).

Lors du remplissage d'un barrage, deux réponses sismiques sont observées (Simpson et al., 1988). L'une, immédiate, se produit sous le réservoir ou à proximité de celui-ci et se caractérise par des séismes assez forts (Talwani, 1997). Un manque de sismicité est toutefois observée dans la partie la plus profonde du réservoir. En effet, la mise en eau d'un barrage surcharge la zone et perturbe ainsi l'équilibre des contraintes. S'en suit alors une réponse sismique du milieu. L'autre réponse est différée dans le temps et les séismes sont généralement éloignés spatialement du barrage. Elle provient de l'infiltration et de la diffusion de l'eau dans la roche. En créant une

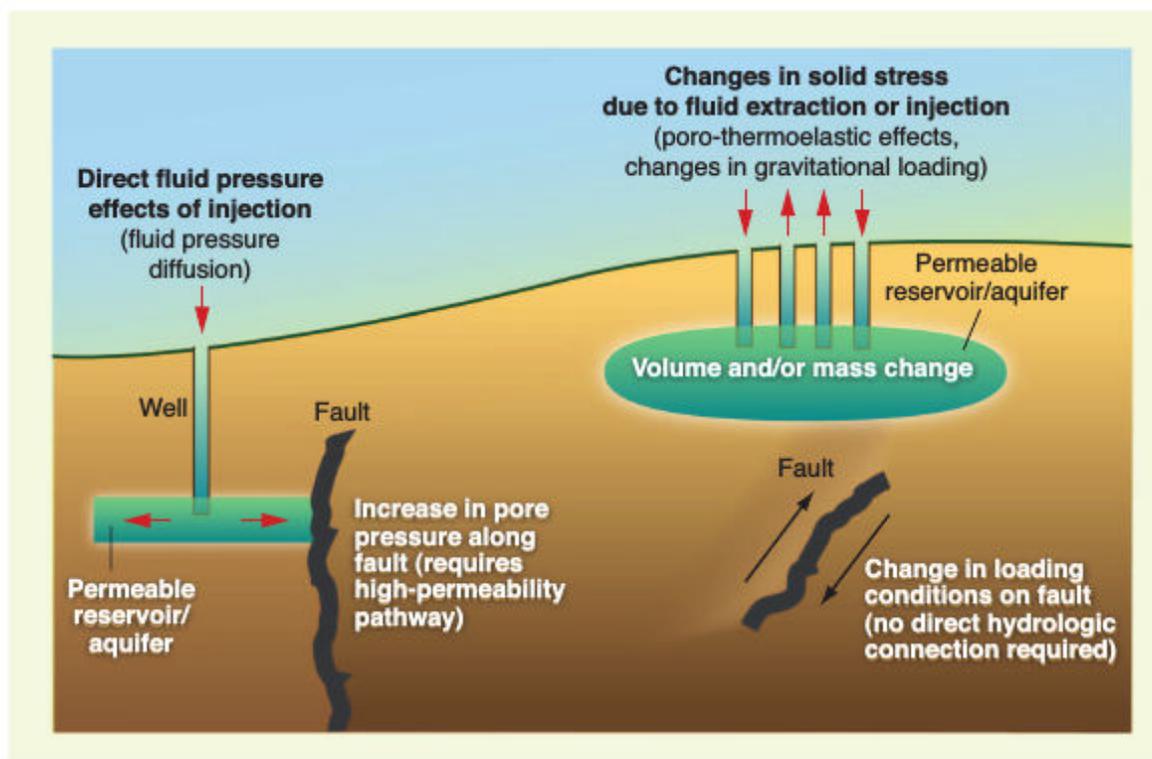


FIGURE 2.5 – Schéma des mécanismes induisant des séismes, d’après Ellsworth (2013). Les tremblements de terre peuvent être produits par une injection d’eau dans le sous-sol (à gauche), conduisant à une augmentation de la pression de pore dans la faille. Celle-ci diminue alors la contrainte effective sur la faille déclenchant le séisme. Des événements sismiques peuvent également être induits par des changements dans les contraintes normales et cisailantes (à droite), modifiant les conditions de chargement de la faille.

augmentation de la pression de pore, la contrainte normale diminue le long des discontinuités géologiques, favorisant ainsi la rupture sismique.

### 3. Par pompage de fluides (Figure 2.5, à droite)

Les réservoirs d’extraction d’hydrocarbures peuvent être touchés par de la sismicité, tel que celui de Lacq en France (Grasso and Wittlinger, 1990; Grasso, 1992). Ce gisement gasier, situé dans le Sud-Ouest de la France, a été mis en production en 1957. Douze ans plus tard (1969), des séismes, se localisant selon les modèles de vitesse dans ou à proximité du réservoir, ont été observés (Segall et al., 1994). L’extraction des fluides en compactant le réservoir et modifiant la contrainte poro-élastique serait responsable de la sismicité induite (Segall, 1989). Segall et al. (1994) valide ce modèle poro-élastique en calculant la déformation et le champ de contrainte induits par l’extraction du gaz. Le déplacement vertical obtenu corrobore la subsidence observée du réservoir. De plus, en considérant que la contrainte principale minimale est verticale et que le glissement se produit sur les failles bien orientées dans le champ de contrainte, les zones de ruptures théoriques sont cohérentes avec

la distribution spatiale de la sismicité observée. Par ailleurs, le pompage intensif d'une nappe phréatique en Espagne, pour les besoins de l'irrigation agricole, semble avoir provoqué le séisme de Lorca, le 11 mai 2011 de magnitude  $M_w=5.1$  (Gonzalez et al., 2012).

Seuls les séismes induits par l'injection de fluide dans le sous-sol seront considérés dans la suite de cette thèse.

### 2.1.2.1 Observation d'une sismicité dans les zones d'injection de fluide

Les premières injections de fluide dans le sous-sol remontent à l'année 1947 et ont été effectuées par la société Halliburton aux Etats-Unis. Dès les années 1960, une relation de cause à effet fut établie entre les phases d'injection de fluide et la sismicité induite (Galley, 1968; Healy et al., 1968). Healy et al. (1968) relient, en effet, les crises sismiques de 1962 à 1965 aux injections réalisées par l'armée américaine à "the Rocky Mountain Arsenal". De nos jours, les injections de fluide sont couramment utilisées par les industriels tant dans les secteurs pétroliers et miniers que géothermiques. D'importantes séquences sismiques ( $M_w < 6$ ) sont enregistrées dans les zones de ces opérations.

Les réservoirs géothermiques de Soultz-sous-Forêts en France (Cornet et al., 1997; Shapiro et al., 1999; Cornet, 2000; Cuenot et al., 2008; Calò et al., 2011; Evans et al., 2012; Schmittbuhl et al., 2014; Šílený et al., 2014; Majer et al., 2007), de Bâle en Suisse (Deichmann and Giardini, 2009; Bachmann et al., 2011; Terakawa et al., 2012; Deichmann et al., 2014; Terakawa, 2014; Folesky et al., 2016), de Groß-Schönebeck en Allemagne (Kwiatek et al., 2010; Grünthal, 2014), de Geysers, Salton Sea et Coso en Californie (Majer and Peterson, 2007; Brodsky and Lajoie, 2013; Martínez-Garzón et al., 2013, 2014; Jeanne et al., 2015b,a; Kwiatek et al., 2015; Martínez-Garzón et al., 2016; Staszek et al., 2017; Trugman et al., 2016; Zang et al., 2014; Zhang et al., 2017) en sont des illustrations probantes. En effet, l'apparition de la sismicité se synchronise temporellement avec les périodes d'injection (figure 2.6). Il est ici présenté une expérience d'injection de fluide dans le réservoir géothermique de Soultz-Sous-Forêt, dans le puits GPK2 (Cuenot et al., 2008). Le débit et la pression de fluides injectés sont représentés en fonction du temps ainsi que le nombre de séismes se produisant par heure. La sismicité apparaît uniquement une fois l'injection commencée et se synchronise avec les montées en pression. Il est, toutefois, intéressant de noter que, malgré un débit nul marquant la fin de l'injection, la sismicité perdure pendant plusieurs jours. Elle perd toutefois en quantité bien que des séismes de magnitude supérieure à deux aient été enregistrés et ce, jusqu'à plusieurs semaines après l'arrêt des injections. Un séisme de magnitude  $M_w=3.7$  s'est ainsi produit, en septembre 2003, deux semaines après la fin des injections dans le système géothermique de Berlín, San Salvador (Kwiatek et al., 2014). Par ailleurs, le tremblement de terre de Bâle en 2006 de magnitude  $M_L$  3.4, qui eut lieu quelques heures seulement après la fin de l'injection,

a conduit à l'arrêt définitif de l'expérience (Deichmann and Giardini, 2009; Bachmann et al., 2011).

Les injections de fluide dans le cadre d'exploitations géothermiques conduisent à trois réponses du milieu. Une réponse, immédiate, se traduit par l'apparition des séismes dès la première injection. Une réponse résiduelle a lieu immédiatement après l'arrêt des injections et se manifeste par l'occurrence de faibles séismes. Et finalement une des réponses semble être temporellement retardée par le déclenchement de séismes de forte magnitude, longtemps après l'arrêt des injections. Cette activité sismique a, par ailleurs, conduit à la fermeture de nombreux sites d'exploitation géothermique, comme celui de Bâle, causant de grandes pertes d'investissement.

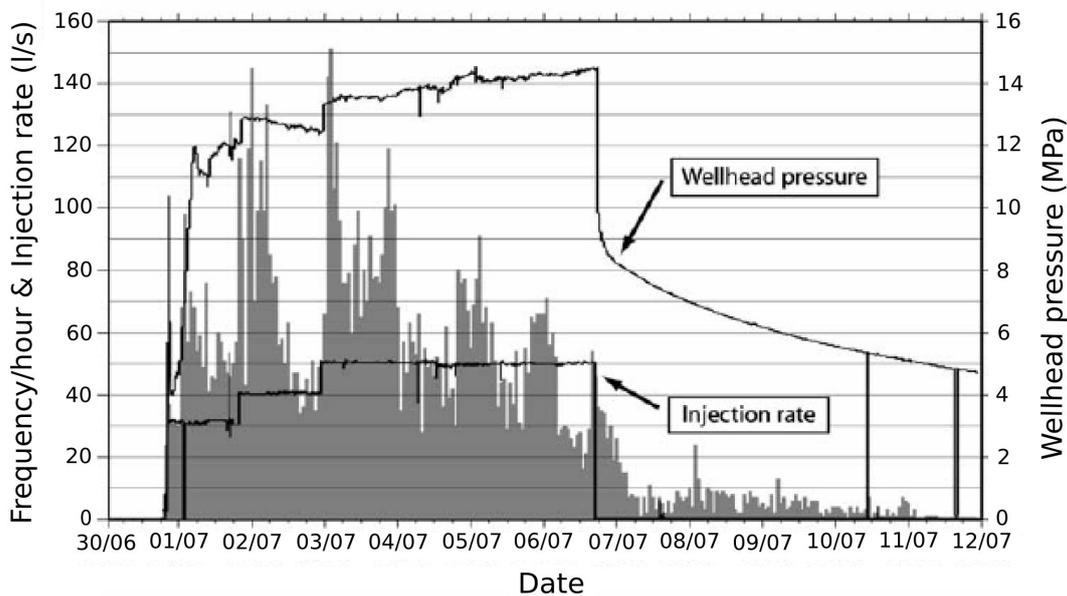


FIGURE 2.6 – injection de fluide et sismicité induite dans le réservoir géothermique de Soulz-Sous-Forêts. Figure extraite de Cuenot et al. (2008).

Le débit injecté (courbe noire) et le nombre d'événements par heure (histogrammes gris) ainsi que la pression mesurée (courbe noire) en tête de puits sont représentés en fonction du temps pour le puits GPK2.

Les opérations d'injections de fluide (fracturation hydraulique ou eaux usées), effectuées dans le cadre de l'exploitation pétrolière, semblent également être à l'origine de la sismicité mesurée dans certaines régions (Fischer et al., 2008; Deng et al., 2016; Ellsworth, 2013; Maxwell, 2013; Stabile et al., 2014; Ellsworth et al., 2015; Walsh and Zoback, 2015; Wang et al., 2016; Weingarten et al., 2015; Maghsoudi et al., 2016; Walsh and Zoback, 2016; Schultz et al., 2017; van der Baan and Calixto, 2017). Les fracturations hydrauliques sont réalisées dans des roches argileuses et induisent des micro-séismes de magnitude généralement inférieure à 1 (Ellsworth, 2013). Le plus grand séisme connu provoqué par une fracturation hydraulique a une magnitude  $M_W=3.9$  et s'est produit à l'est de Fox Creek, en Alberta au Canada (Bao and Eaton, 2016). Les injections d'eaux usées, quant à elles,

mettent en jeu des volumes d'eau plus importants que les fracturations hydrauliques et les injections sont plus profondes. Une intense activité sismique est observée en réponse à ces injections d'eaux usées (Ellsworth, 2013). Plusieurs états des Etats-Unis ont vu une forte augmentation de leur taux de sismicité (Ellsworth, 2013; Ellsworth et al., 2015) depuis le début des injections (Figure 2.8) : l'Oklahoma (Keranen et al., 2013, 2014), le Texas (Frohlich et al., 2011; Frohlich and Brunt, 2013), l'Ohio (Kim, 2013), le Colorado (Ake et al., 2005), l'Arkansas (Horton, 2012) ou encore le Nouveau Mexique (Rubinstein et al., 2014). Le même constat a également été fait au Canada en Alberta (van der Baan and Calixto, 2017).

Les injections de fluide réalisées pour la production d'hydrocarbures dans les zones citées ci-dessus sont suspectées d'être responsables de cette sismicité (House and Flores, 2002; Rutledge et al., 2004; Keranen et al., 2013; Stabile et al., 2014; Hornbach et al., 2015; Walsh and Zoback, 2015; Weingarten et al., 2015). En effet, cette dernière peut se situer à proximité des puits d'injection (Frohlich and Brunt, 2013; Keranen et al., 2013; Kim, 2013), rendant ainsi plus facile l'identification de ces séismes comme étant induits par les fluides. A titre d'exemple, dans l'étude de Weingarten et al. (2015), les séismes se produisant dans un rayon de 15 km autour d'un puits d'injection sont considérés comme étant dus au puits en question. Ces 15 km sont la somme des 10 km d'incertitude de la localisation des séismes et des 5 km de rayon dans lequel les séismes sont considérés comme potentiellement induits. Par ailleurs, House and Flores (2002) a observé une synchronisation temporelle entre les variations de pression des injections et les variations dans l'occurrence de la sismicité (Figure 2.7). Les pics de pression sont parfaitement corrélés avec l'augmentation du nombre de séismes alors que les diminutions de pression correspondent à des périodes sans sismicité. Le milieu répond immédiatement sismiquement à l'injection de fluide, dans ce champ d'exploitation.

Il arrive néanmoins qu'une sismicité inhabituelle ne soit mesurée que plusieurs années après les premières opérations d'injections. Ainsi le premier séisme enregistré à proximité de Prague en Oklahoma ne l'a été que dix-sept ans après les premières injections (Keranen et al., 2013). Quant aux premiers séismes induits dus à l'exploitation du champ de Cogdell au Texas, ils ne furent observés que vingt ans après la mise en production (Davis and Pennington, 1989). De plus, la sismicité induite par ces injections peut également se produire à plus grande distance des puits d'injection (Goebel et al., 2016). La réponse sismique du milieu peut, par conséquent, être retardée dans le temps et éloignée spatialement des puits d'injection.

La figure 2.8 présente l'évolution du nombre de séismes annuel de magnitude supérieure à 3 de 1973 à 2016 dans le centre des Etats-Unis ([www.earthquake.usgs.gov](http://www.earthquake.usgs.gov)). De 1973 à 2008, 855 séismes de magnitude supérieure à 3 sont enregistrés alors qu'ils sont 2310 à être détectés entre 2009 et 2013. Le taux de sismicité annuel a, par conséquent, drastiquement augmenté à partir de 2009, ainsi que le montre l'évolution des courbes bleues et rouges.

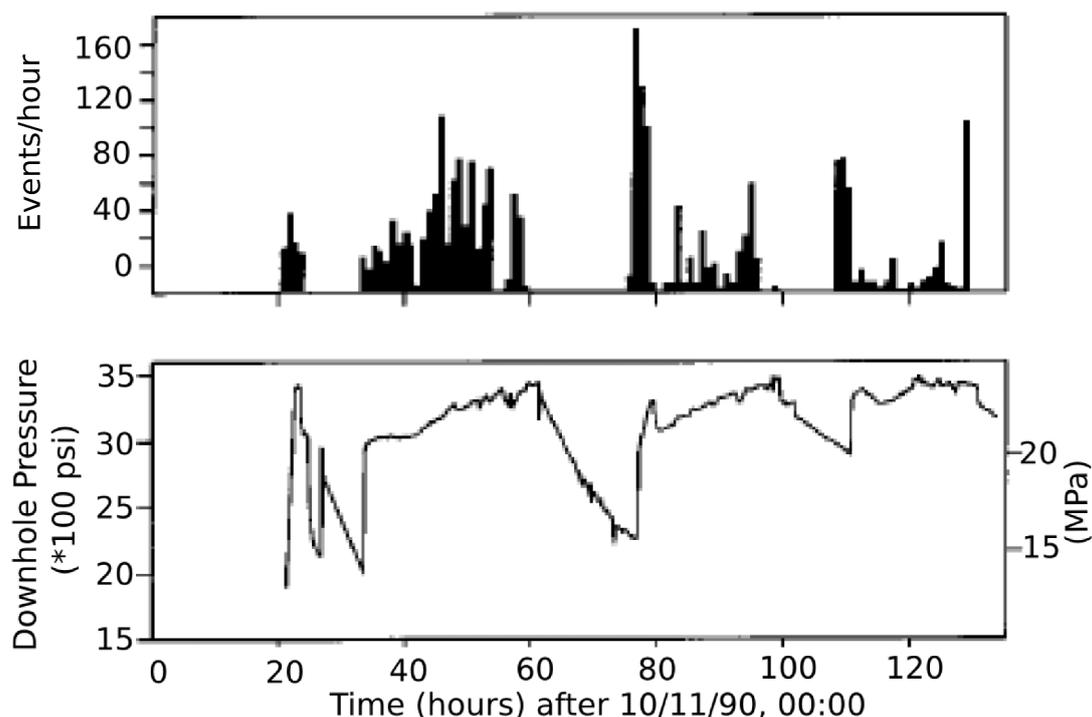


FIGURE 2.7 – Corrélation entre les variations de la pression du fluide injecté et l'occurrence de la sismicité, adapté de House and Flores (2002).

La figure (a) présente le nombre d'événements sismiques enregistré par heure et le graphe (b) l'évolution de la pression injectée en fond de puits sur la même période. Une corrélation entre les augmentations et diminutions de pression et le nombre de séismes est à noter.

Des régions peu sismogènes telles que l'Oklahoma se trouvent à présent être des zones sismiques. Il faut, toutefois, prendre en compte le développement de nombreux réseaux sismiques dans ces régions, depuis 1973. L'augmentation du nombre de capteurs ainsi que leur sensibilité a, sous doute, permis de détecter davantage de séismes et de magnitude plus faible. Toutefois, seuls les séismes de magnitude supérieure à 3 sont pris en compte ici, afin de limiter l'impact de la densité de réseau. En effet, ils sont considérés comme ayant été détectés bien que la couverture sismique fût moins importante qu'actuellement. Ainsi, le seul déploiement de nombreux réseaux ne permet d'expliquer une telle augmentation (facteur 3) du taux de sismicité. Par ailleurs, que la sismicité puisse se produire plusieurs années après le début des injections et parfois à plusieurs kilomètres des puits, ne rend pas évidente la corrélation entre injection et sismicité. Les fractures peuvent néanmoins permettre la circulation des fluides en profondeur et diffuser des pressions de pore à plusieurs kilomètres du lieu d'injection, créant ainsi des séismes (Goebel et al., 2016). La réponse sismique du milieu est donc retardée par rapport au début des injections. Dans ce cas, comment appréhender le risque sismique lié aux injections ?

La majorité des événements induits se caractérisent par des magnitudes faibles excédant rarement 3 et étant généralement inférieures à un (Kwiatek et al., 2010; Ellsworth, 2013; Majer and Peterson, 2007). Toutefois, certains d'entre eux atteignent des magni-

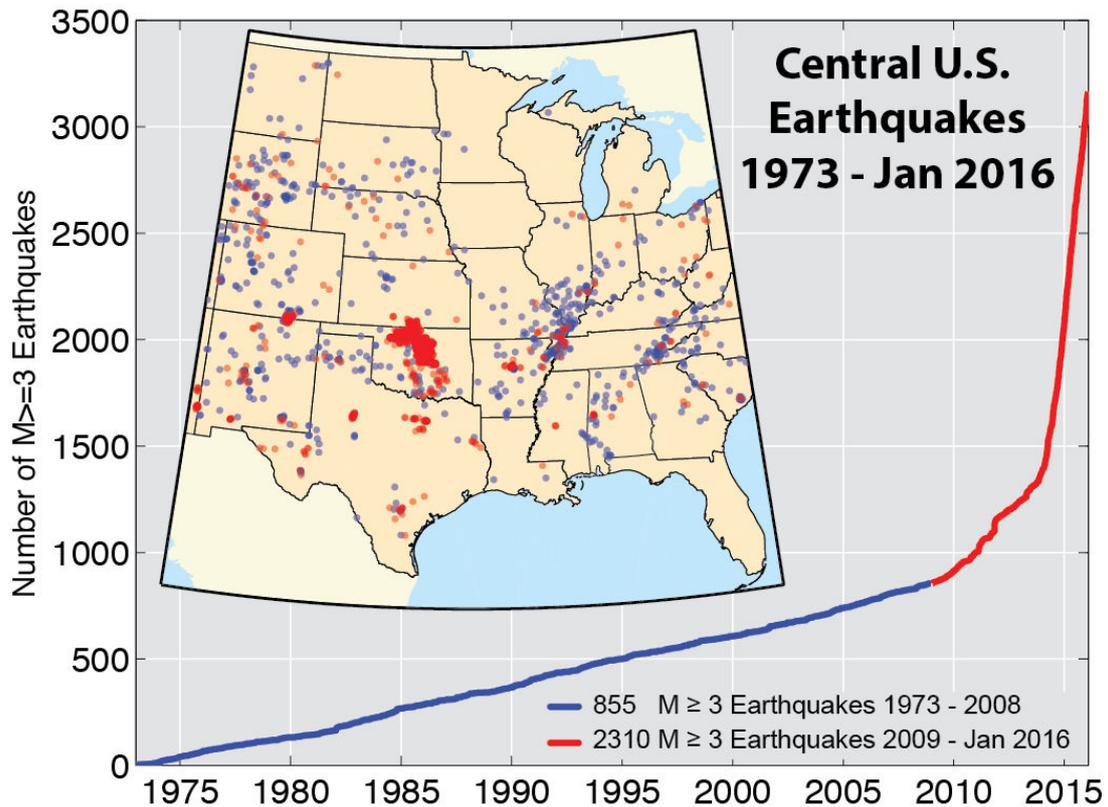


FIGURE 2.8 – Taux de sismicité ( $M > 3$ ) dans le centre des Etats-Unis depuis 1973 ([www.earthquake.usgs.gov](http://www.earthquake.usgs.gov)).

Carte de la sismicité au centre des Etats-Unis et taux de sismicité annuel associé sur la période 1973-2016. Les séismes en bleu se sont produits entre 1973 et 2008. La couleur rouge représente la sismicité ayant eu lieu de 2009 à 2016. Une nette augmentation du nombre de séismes est observée entre 2009 et 2016 comparée à la période 1973-2008.

tudes supérieures à 5, tel que le séisme de Prague ( $M_w=5.4$ ) en 2011 (Keranen et al., 2013; Barnhart et al., 2014; Sun and Hartzell, 2014; Norbeck and Horne, 2016), celui de Trinidad ( $M_w=5.3$ ), dans le Colorado (Rubinstein et al., 2014), celui de Timpson ( $M_w=4.8$ ), au Texas (Frohlich et al., 2014) ou encore celui de Pawnee ( $M_w=5.8$ ) en 2016 (Yeck et al., 2017), en Oklahoma, aux Etats-Unis. Cette sismicité induite est, de plus, superficielle et peut se révéler destructive, en particulier si elle se produit aux abords d'une ville. Par conséquent, l'augmentation de la sismicité moyenne dans les zones d'injection de fluide ainsi que la possibilité d'engendrer des événements destructeurs poussent à envisager une reconsidération du risque sismique dans ces zones (Majer and Peterson, 2007; Martínez-Garzón et al., 2014; Ellsworth, 2013; Weingarten et al., 2015). En parallèle de cette ré-évaluation, chercher à limiter le nombre d'événements induits et leur magnitude peut également être une solution. L'existence d'une relation linéaire entre la magnitude des séismes induits et le volume de fluide injecté a été montrée par McGarr (1976) et McGarr (2014); et, est décrite ci-après. La diminution du volume injecté permettrait alors d'éviter le déclenchement de séismes de forte magnitude.

### 2.1.2.2 Volume de fluide injecté et magnitude des séismes induits.

En 1976, McGarr propose une relation linéaire entre le volume de fluide injecté dans le sous-sol et la magnitude possible des séismes induits. McGarr (2014) affine cette propriété en liant le volume injecté à la magnitude maximale (équation 2.1) :

$$M_0 = \mu \Delta V, \quad (2.1)$$

où  $\mu$  est le module de cisaillement de la roche,  $M_0$  le moment sismique (Nm) et  $\Delta V$  le volume de fluide injecté. Suivant cette loi, la magnitude d'un séisme ne peut ainsi dépasser un certain seuil pour un volume de fluide donné. De ce fait, les grands séismes (potentiellement destructeurs), de magnitude supérieure à 5 ne pourraient se produire que pour des volumes supérieurs à  $10^6 \text{ m}^3$ , ce qui implique des injections à long terme. Toutefois, aucun séisme de magnitude supérieure à 4 n'a été associé à des opérations de fracturation hydraulique ou à de géothermie profonde (Cornet, 2016). La figure 2.9 présente les magnitudes maximum des séismes pour différentes injections de fluide en fonction du volume total injecté entre le début de l'injection et le temps d'occurrence du plus fort séisme produit lors de l'injection considérée. Différentes opérations d'injections sont ici représentées : injections dans le cadre d'expériences scientifiques (losanges), d'exploitations géothermiques (étoiles) et d'exploitations pétrolières (croix et carrés). Les volumes de fluides injectés dans les réservoirs géothermiques présentés ici ne permettent pas de créer des séismes de magnitude supérieure à 4. Seules les injections réalisées dans un cadre industriel pétrolier (injection d'eaux usées) provoquent des séismes de magnitude supérieure à 5. Toutefois, McGarr et al. (2015) soulève le fait qu'il existe une incertitude sur la relation de cause à effet entre certains séismes de forte magnitude (tel que celui de Prague, Mw= 5.4, 2011) et les injections de fluide.

Par ailleurs, d'un point de vue risque sismique (Ellsworth, 2013; Weingarten et al., 2015), cette loi permettrait d'anticiper la magnitude des tremblements de terre induits lors des injections en diminuant le volume de fluides injecté.

Qu'ils s'agissent d'exploitations géothermiques ou pétrolières, un lien (spatio-temporel) semble exister entre l'injection des fluides et l'apparition d'une sismicité. La réponse sismique du milieu prend plusieurs formes dans le temps : immédiate, résiduelle ou encore retardée. Généralement de faible magnitude, elle peut également se manifester sous la forme de puissants séismes ( $M_w > 5$ ). Comment expliquer cette différence de réponse du milieu aux injections de fluide et ce retard temporel de la sismicité ?

La relation de McGarr (2014) met en évidence une relation linéaire entre le volume de fluides injectés et la magnitude des séismes induits. Toutefois, l'un des postulats permettant l'établissement de la loi de McGarr (2014) repose sur le fait que toute la déformation engendrée par les injections est sismique. La déformation asismique n'est ainsi pas prise en compte. Or, de récentes études, à l'échelle crustale, ont montré l'importance du mou-

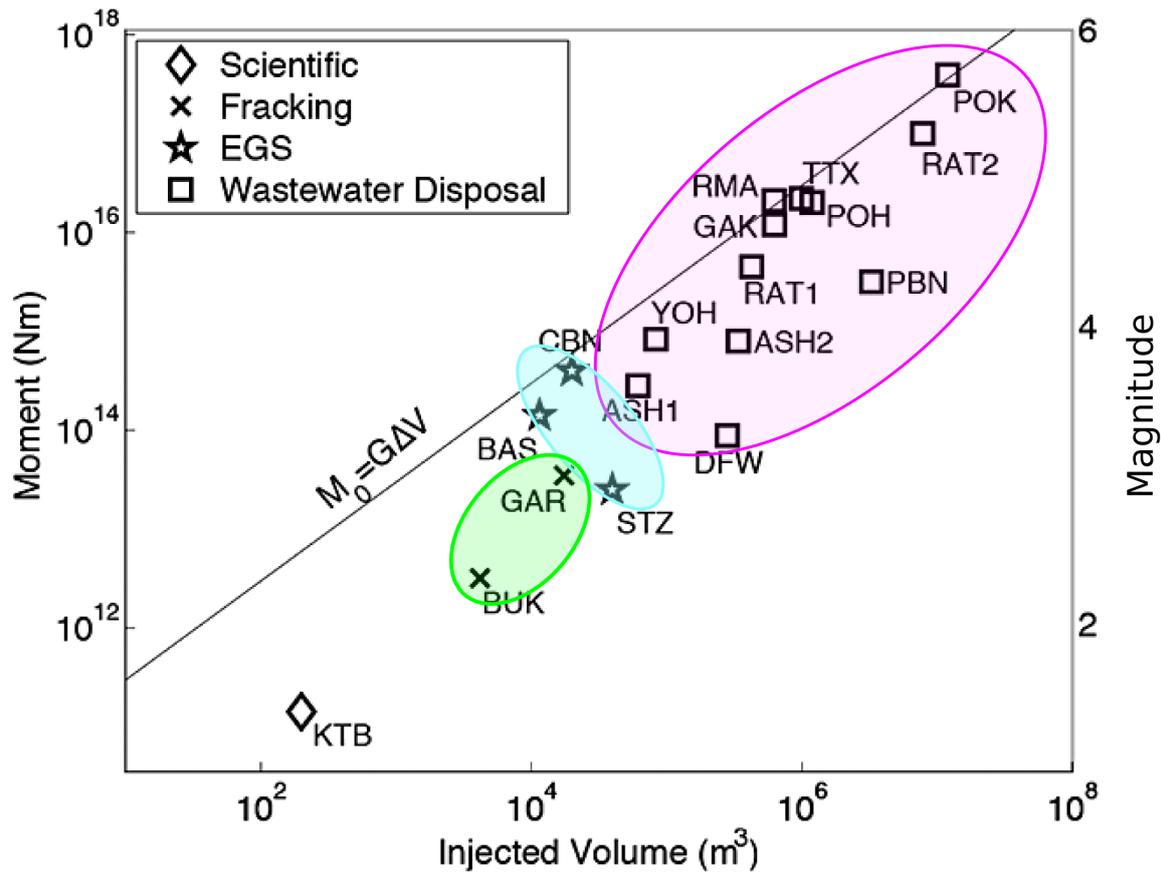


FIGURE 2.9 – Magnitude maximum en fonction du volume de fluide injecté. Figure extraite de McGarr (2014).

Représentation en fonction du volume injecté des séismes de plus grande magnitude induit dans le cadre de différentes injections : scientifiques (losanges), d'exploitations géothermiques (étoiles, coloration bleue) et d'exploitations pétrolières (croix et carrés, de couleur verte et violette).

vement asismique dans le cycle sismique et sa corrélation avec la présence de fluides, en particulier dans les zones de subduction.

## 2.2 Observations des relations entre les fluides et les déformations asismiques

Sous le terme de déformations asismiques se regroupent les mouvements du sol ne générant pas d'énergie sismique. Cornet (2016) rassemble sous cette dénomination tous les mouvements ne pouvant être enregistrés par un réseau classique de capteurs sismiques, du fait de l'absence d'ondes sismiques ou de leur trop faible vitesse. Ils sont détectés par des anomalies dans les enregistrements GPS ou encore par des capteurs sismiques à très haute-résolution. A titre d'exemple, la faille de San Andreas se caractérise par la présence d'une zone de fluage en surface (Galehouse, 2002) et en profondeur (Wesson, 1988; Schmidt et al., 2005). Certains segments asismiques se produisent dans des régions

où la présence de fluides est suspectée. La suite de ce chapitre s'intéressera à la corrélation spatio-temporelle entre déformation asismique et présence de fluides.

## 2.2.1 Observation d'une déformation asismique dans les zones contenant des fluides

Depuis une vingtaine d'années, des glissements lents, sans émission d'ondes sismiques, sont observés dans des zones pouvant contenir des fluides.

### 2.2.1.1 Marqueurs de la déformation asismiques : Slow Slip Events (SSE) et Trémors

Les SSE sont provoqués par un glissement le long d'une faille. Ils se caractérisent par une vitesse de rupture lente et l'absence d'émission d'ondes sismiques. Ces signaux sont enregistrés par des réseaux de capteurs GPS (Figure 2.10b).

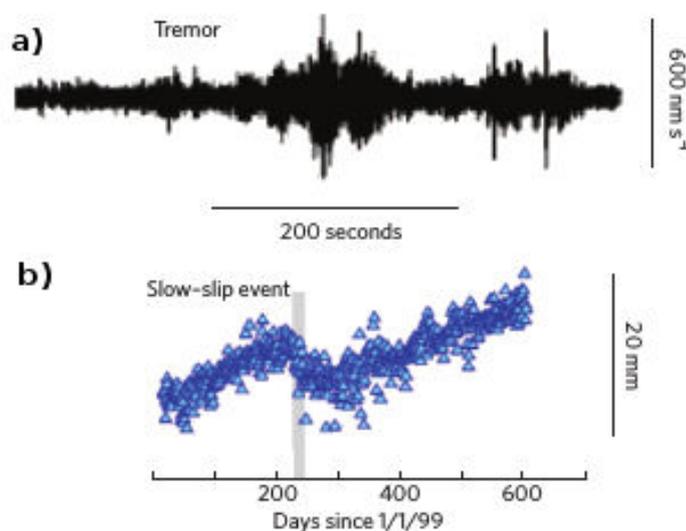


FIGURE 2.10 – Trémors et Slow Slip Events, adapté de Peng and Gomberg (2010). La figure (a) présente un signal de type trémor enregistré au Japon et filtré entre 2 et 8 Hz. Alors que la figure (b) présente un enregistrement journalier GPS à Vancouver Islandalors. Celui-ci révèle un SSE (en gras).

En 1999, un glissement lent a été enregistré par un réseau de capteurs GPS dans la zone en subduction de Cascadia (Dragert et al., 2001). Ce mouvement, qui se serait produit en profondeur dans la zone sismogénique de la plaque plongeante, résulterait en un glissement asismique de 2.1 cm s'étendant sur une zone de 50 km sur 300 km et aurait induit une rupture équivalente à un séisme de magnitude 6.7. Depuis, d'autres SSE ont été observés dans des zones de subduction (Rogers and Dragert, 2003; Kodaira et al., 2004; Obara, 2011; Morishige and van Keken, 2017) mais aussi le long de faille tectoniques telle que celle de San Andreas (Ito et al., 2007; Schwartz, 2007; Peng and Gomberg, 2010; Obara, 2011).

Les tremors tectoniques ou non volcaniques (Figure 2.10a) s'observent dans les mêmes régions (Obara, 2002; Schwartz, 2007; Nadeau and Guilhem, 2009) et sont considérés comme étant des manifestations sismiques des SSE. Ils sont considérés comme étant des marqueurs d'un mouvement asismique (Schwartz, 2007).

### 2.2.1.2 Déformation asismique observée dans des zones de présence de fluides

Une des premières études à suggérer le rôle primordial des fortes pressions de fluides dans l'initiation d'un mouvement asismique est celle de Kodaira et al. (2004) portant sur Nankai (figure 2.11). Les auteurs ont réalisé une imagerie sismique d'une partie de la zone de faille en subduction, où un glissement lent avait été détecté et ont ainsi révélé une zone de fortes pressions de pore. Ces dernières créeraient une zone de glissement stable et par conséquent des mouvements asismiques. De ce fait, les fluides pourraient induire des mouvements asismiques. Quant à Morishige and van Keken (2017), ils corroborent la relation de causalité entre fluides et mouvements asismiques en étudiant la migration des fluides, dus à la déshydratation des minéraux en profondeur, en 3D dans les deux plaques plongeantes de Nankai et Cascadia. Ils en concluent que cette migration des fluides pourrait être la cause du fort mouvement asismique enregistré dans ces zones.

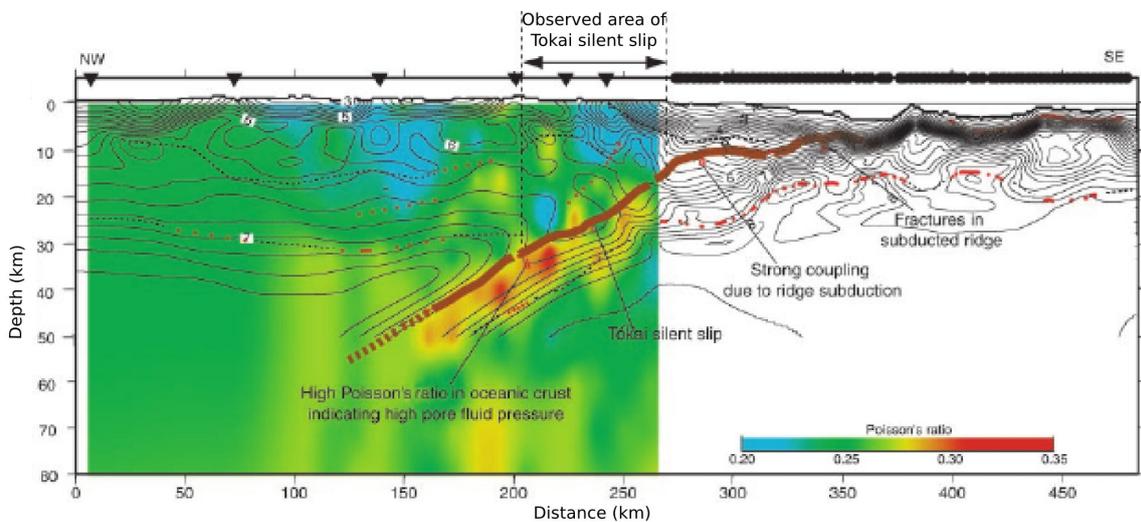


FIGURE 2.11 – Coefficient de Poisson et mouvement asismique. Figure extraite de Kodaira et al. (2004).

Variations du coefficient de Poisson, obtenues à partir d'une tomographie de sismique passive, dans la région de Nankai. Ces variations sont superposées aux principaux réflecteurs sismiques (points rouges) et aux limites de blocs (lignes noires). La présence de fluides est suspectée dans la plaque plongeante, là où le coefficient de Poisson est le plus fort. C'est également dans cette partie qu'est localisé le mouvement asismique.

En analysant des tremors et des SSE s'étant produits dans le Sud du Mexique, Song et al. (2009) corrélient le déclenchement de ces événements à la présence de surpressions de fluide dans la plaque en subduction. L'enregistrement et l'étude de SSE et tremors

dans diverses zones de subduction telles que les régions de Hikurangi en Nouvelle-Zélande (Bell et al., 2010), ou de Cascadia (Audet et al., 2009), viennent étayer ce résultat. La localisation en profondeur de ces signaux peut coïncider avec des zones contenant, potentiellement, des fluides (Shelly et al., 2007; Nadeau and Guilhem, 2009; Beroza and Ide, 2011). SSE et trémors étant considérés comme des marqueurs de la déformation asismique (Schwartz, 2007), le lien entre fluides et mouvements asismiques semble alors posé.

Des déformations asismiques sont également vues dans les parties profondes des failles (Shelly et al., 2007; Ide et al., 2007; Peng and Gomberg, 2010). Les études menées par Collettini and Barchi (2002) et Gualandi et al. (2017) en Italie, par Kaduri et al. (2017) en Turquie ou bien par Nadeau and Guilhem (2009) sur la faille de San Andreas ont proposé que le déclenchement des mouvements asismiques observés soit, partiellement, lié à l'existence de surpressions de fluide. Ainsi, Collettini and Barchi (2002) ont étudié des microséismes, dus à la présence de  $\text{CO}_2$ , et enregistrés dans le Nord de l'Italie. Leur nombre ne permet, cependant, pas d'expliquer la totalité du glissement observé. Ils en concluent alors l'existence d'un mouvement asismique, pouvant être due aux surpressions de  $\text{CO}_2$  ou à de la friction.

Que ce soient dans les zones en subduction ou bien le long de failles tectoniques intraplaques, la présence de fluides dans la croûte terrestre peut être spatialement associée à l'observation et au déclenchement de mouvements asismiques. Des tremblements de terre ont également lieu dans ces régions. Le milieu répond ainsi à la fois sismiquement et asismiquement à la présence de fluides dans le sol. La suite de cette partie portera sur la déformation asismique observée dans les zones d'injection de fluide.

## 2.2.2 Déformation asismique observée dans des zones d'injection de fluide

En 1994, Scotti and Cornet ont mis en évidence des preuves indirectes de l'existence d'un mouvement asismique. Suite à une expérience d'injection de fluide, effectuée au Mayet de Montagne, à une profondeur de 800 m, le champ de contrainte a été mesuré. Une chute de contraintes cisailantes devant produire un séisme de magnitude supérieure à trois y a été observée. Toutefois, les séismes enregistrés, résultant de cette injection, n'atteignent pas cette magnitude. Les auteurs suggèrent alors l'existence d'un mouvement asismique afin d'expliquer cette absence de séismes. Dans la continuité de ces observations, plusieurs réservoirs géothermiques, tels que celui de Soultz-sous-Forêt (Cornet et al., 1997; Bourouis and Bernard, 2007; Calò et al., 2011; Cornet, 2012, 2016; Lengliné et al., 2017) ou celui de Geysers (Jeanne et al., 2015b) présentent également une part d'asismicité non négligeable au cours des périodes d'injections. Ainsi à Soultz-sous-Forêt, une imagerie par ultrasons des parois de forage a été réalisée avant et après les phases d'injections de 1993. Elle a montré l'existence de glissements atteignant deux centimètres (Cornet et al., 1997). Tout

comme au Mayet de Montagne, aucun des séismes enregistrés n'a la magnitude nécessaire pour expliquer un tel glissement, suggérant ainsi l'existence d'un mouvement asismique.

Dans certains cas, le mouvement asismique se produisant dans un réservoir géothermique peut être enregistré par un réseau GPS. Ce fut le cas dans le champ géothermique de Brawley, en Californie du Sud (Figure 2.12). En 2012, celui-ci a été marqué par une importante sismicité dont deux tremblements de terre de magnitude  $M_w = 5.3$  et  $5.4$  (Wei et al., 2015). Avant et pendant cette augmentation de la sismicité un large glissement asismique, atteignant 60 cm, a été enregistré le long de la faille par un réseau de GPS. La figure 2.12 présente les mouvements sismiques et asismiques mesurés lors des injections de fluide. Les auteurs proposent, par ailleurs, que ce mouvement, initié par l'injection des fluides, soit le déclencheur de l'essaim sismique observé.

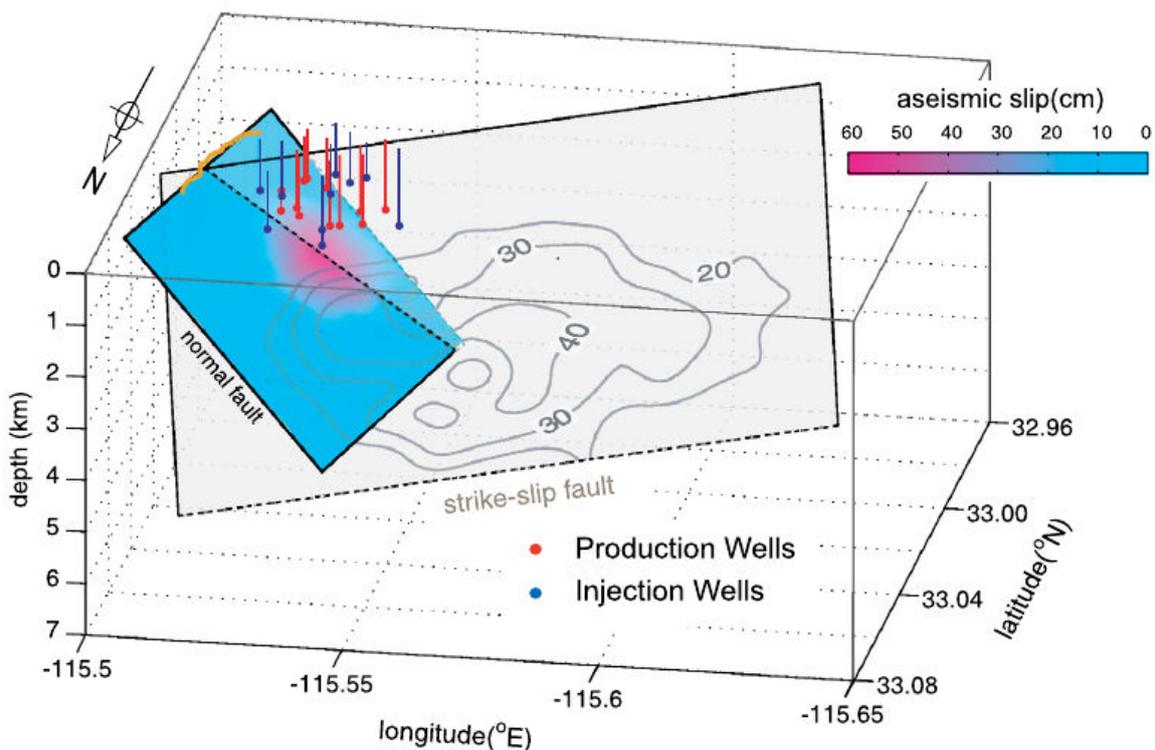


FIGURE 2.12 – Mouvement asismique mesuré lors d'une injection de fluide dans le réservoir géothermique de Brawley. Figure extraite de Wei et al. (2015).

Vue en 3D du glissement sur la faille et des puits d'injection et de production. Le glissement asismique le long de la faille est indiqué par un rectangle dont les couleurs varient du rouge - pour un glissement fort de l'ordre de 60 cm - au bleu pour un glissement faible voire nul. Les contours noirs représentent le glissement induit par les séismes de magnitude  $M_w = 5.4$  et  $5.3$ . Le contour orange représente la surface de rupture d'un séisme de magnitude  $M_w = 4.7$ .

Les exemples présentés sur les champs géothermiques mettent en évidence l'existence de mouvements asismiques prononcés, associée à l'injection de fluide. Mais qu'en est-il dans les réservoirs pétroliers ?

En 2012, un article de Zoback et al. fait part de la découverte de SSE dans le champ

de production de gaz dits "de schistes" de Barnett, Texas, aux Etats-Unis. Les auteurs les interprètent comme les marqueurs d'un mouvement asismique. Considérant que le glissement ne peut pas être plus rapide que la diffusion des fluides dans le milieu, ils mettent ainsi en évidence l'occurrence d'un glissement lent. Celui-ci se positionne sur des failles présentant *a priori* une orientation peu favorable au glissement d'après le champ de contrainte. Il serait provoqué par les hautes pressions, elles-mêmes dues à l'injection des fluides. De plus, la présence d'argiles favoriserait un mouvement asismique en abaissant les propriétés de friction des matériaux (Ikari et al., 2009). Toutefois, Zecevic et al. (2016a) ont répondu à cette publication en montrant que les événements "Longues Périodes" détectés seraient, en réalité, des séismes locaux.

Peu d'études font état de mouvements asismiques dans le domaine pétrolier. Parmi elles, Hu et al. (2017) étudient des Long-Period Long-Duration (LPLD) détectés dans le champ "Eagle Ford Shale", par un réseau de capteurs en surface. Ils relient les LPLP à une ouverture en mode I et proposent de les utiliser afin d'imager la circulation des fluides ainsi que le développement des fractures pendant les opérations de fracturation hydraulique. L'interprétation de la microsismicité, enregistrée dans le champ gasier de Cotton Valley au Texas lors de fracturations hydrauliques, a poussé Rutledge et al. (2004) à suggérer l'existence d'un fort glissement asismique. Quant à Maxwell (2013), le calcul des bilans énergétiques mis en jeu lors d'opérations de fracturations hydrauliques, le conduit à considérer que la majorité de la déformation engendrée est asismique.

Des expériences d'injection de fluide menées à l'échelle du laboratoire, ont également montré qu'une grande partie de la déformation était asismique. Ainsi, Goodfellow et al. (2015) ont soumis des échantillons de granite à des essais triaxiaux tout en injectant des fluides sous pression. Ils ont ensuite calculé le bilan énergétique. Grâce à l'utilisation de capteurs acoustiques, il a été estimé que l'énergie sismique représente moins de 1% de l'énergie d'injection. De ce fait, il semblerait qu'une grande partie de la déformation engendrée soit asismique lors d'injections de fluide dans un milieu.

La première partie de cet état de l'art a montré l'existence d'une relation spatio-temporelle entre les fluides, la sismicité et les déformations asismiques. De plus, la réponse sismique du milieu peut être immédiate ou différée dans le temps. La complexité de la relation fluide-sismicité a ainsi été mise en lumière, en se basant sur des observations à différentes échelles (crustale, réservoirs et laboratoire). Le fait qu'une même cause (la présence de fluides) induise deux effets différents (mouvements sismiques et asismiques) poussent à s'interroger sur la réponse du milieu ainsi qu'aux mécanismes contrôlant l'initiation de la rupture sismique et de la déformation asismique. Ces mécanismes feront l'objet de la section suivante.

## 2.3 Modèles mécaniques et hydromécaniques

Différents modèles mécaniques et hydromécaniques tentent d'expliquer l'initiation d'un séisme ou d'un mouvement asismique. Historiquement, le critère de Mohr-Coulomb permet d'expliquer le déclenchement d'une rupture. L'influence qu'ont les fluides dans l'initiation de cette rupture y est également prise en compte. Les lois de frictions, plus récentes, sont généralement utilisées afin d'expliquer la différence entre un mouvement asismique et sismique. Par ailleurs, des couplages hydromécaniques peuvent intervenir dans le déclenchement de ces déformations. Des processus les intégrant ont ainsi été développés. Cette partie se focalisera sur la présentation des différents modèles et critères nommés ci-dessus.

### 2.3.1 Critères de rupture

Un séisme résulte du relâchement brusque de contraintes accumulées dans la croûte terrestre ou l'échantillon. Il se produit le long de failles ou de fractures, là où la déformation s'est localisée, et entraîne une dissipation de l'énergie sous forme d'ondes sismiques et de chaleur. Quant au mouvement asismique, il résulte d'une relaxation lente des contraintes dans le milieu, entraînant un déplacement lent, sans émission d'ondes sismiques.

#### 2.3.1.1 Les fluides favorisent l'initiation de la rupture sismique

Quels sont les critères permettant l'initiation d'une fracture individuelle dans la croûte terrestre? Empiriques, ils ont été établis à la fin du XIX<sup>eme</sup> siècle. Les contraintes principales,  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  sont telles que  $\sigma_1$  est la contrainte maximale,  $\sigma_2$  la contrainte intermédiaire et  $\sigma_3$  la contrainte minimale ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3 > 0$ ). Une relation entre les contraintes principales est recherchée afin de définir une enveloppe de rupture de la forme :  $\sigma_1 = f(\sigma_2, \sigma_3)$ .

La rupture en cisaillement, qui se traduit par un glissement le long d'une discontinuité (fracture ou faille) est communément décrite par le critère de Mohr-Coulomb. Il permet de représenter le vecteur contrainte agissant sur un élément de volume; et, par conséquent, de lier la contrainte cisailante  $\tau$ , et la contrainte normale  $\sigma_n$  à un plan de faille. Les contraintes  $\tau$  et  $\sigma_n$  sont représentées sur un cercle de diamètre  $(\sigma_1 - \sigma_3)$  et de centre  $\frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}$ . La rupture se produit lorsque le cercle de Mohr intercepte l'enveloppe de rupture définie par l'équation :

$$\tau = \tau_0 + \mu\sigma_n, \quad (2.2)$$

où  $\tau_0$  est un terme de cohésion et  $\mu$  le coefficient de friction. Il s'exprime en fonction de l'angle de friction interne  $\phi$  :  $\mu = \tan(\phi)$ .

Hubbert and Rubey (1959) furent parmi les pionniers à octroyer un rôle majeur aux surpressions de fluide dans l'initiation de la rupture. En effet, la présence de fluides induit une surpression en profondeur qui va conduire à un abaissement de la résistance des roches.

Dans le cas d'une rupture en cisaillement, le critère de Mohr-Coulomb (équation 2.2) devient :

$$\tau = \tau_0 + \mu(\sigma_n - p), \quad (2.3)$$

où  $p$  est la pression de fluide (Nur and Byerlee, 1971; Robin, 1973). La contrainte effective diminue sans que la contrainte cisailante ne soit modifiée, favorisant ainsi la rupture. Ceci se traduit sur le cercle de Mohr (figure 2.13) par un déplacement du cercle sur la gauche. Sans les fluides, les contraintes normales et cisailantes du milieu n'auraient pas permis à la rupture de débiter.

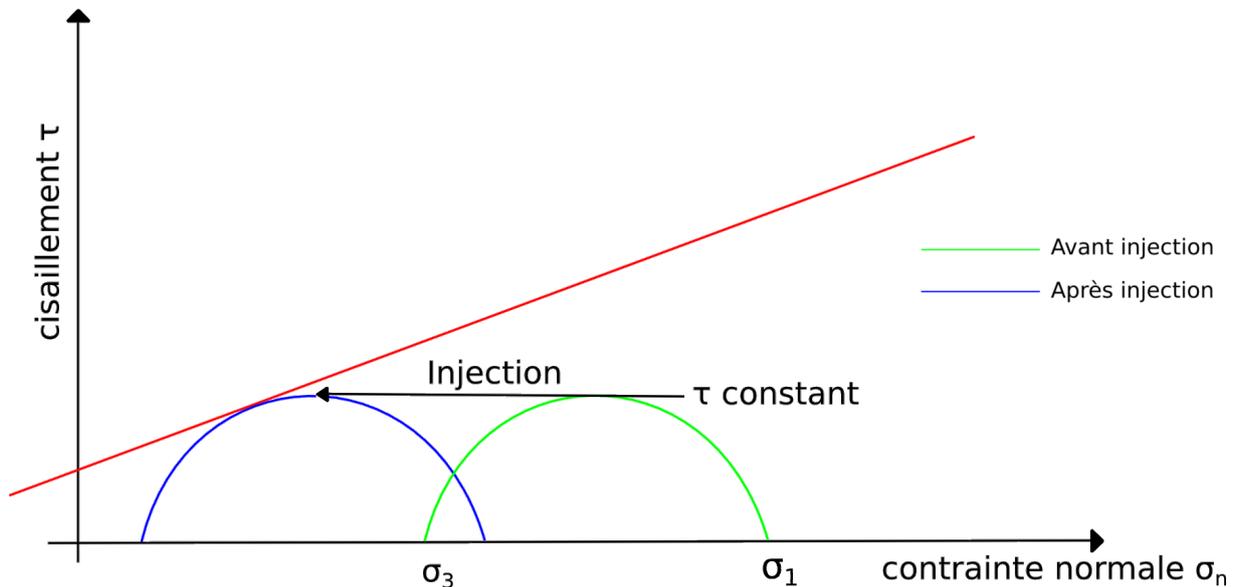


FIGURE 2.13 – Influence des fluides sur le cercle de Mohr dans le cas d'une rupture en cisaillement. Figure extraite de Bardainne (2005).

Déplacement du cercle de Mohr sur la gauche dû à la présence de fluide ayant abaissé la résistance de la roche.

De la même manière, dans le cas d'une rupture en ouverture, c'est-à-dire dans le cas de la création et de la propagation d'une rupture dans une roche saine, le cercle de Mohr est décalé vers la gauche. Il se trouve alors dans la zone où la rupture en traction est possible. La surpression de fluide est alors suffisante pour s'opposer aux contraintes principales. La rupture s'initie. Par conséquent, la présence de fluides, entraînant une surpression de fluide, conduit à une diminution de la contrainte effective, favorisant par là-même la rupture.

Le critère de Mohr-Coulomb permet de déterminer un critère de rupture, c'est-à-dire les contraintes nécessaires dans le milieu afin que la rupture ne s'initie. Il ne donne,

toutefois, pas d'information sur le fait que la rupture soit sismique ou non. Quels critères permettent d'expliquer l'initiation d'un mouvement asismique ? Un séisme résulte d'un glissement brusque pouvant être qualifié d'instable alors que le mouvement asismique est un glissement lent et stable. Les lois de friction, présentées dans le paragraphe suivant, sont généralement utilisées pour expliquer la différence entre le glissement sismique et asismique.

### 2.3.1.2 Lois de friction

#### (a) Dépendance du coefficient de friction au glissement

Un glissement s'initie lorsque la contrainte cisailante dépasse un certain seuil de résistance. Deux possibilités se présentent alors :

1. Slip-weakening

Le coefficient de friction diminue avec l'amplitude de glissement : c'est l'affaiblissement au glissement (Figure 2.14, Ida (1972), Ohnaka et al. (2013)).

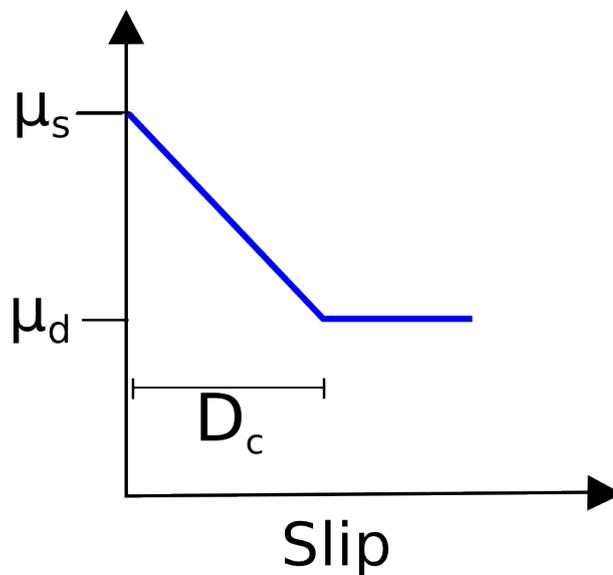


FIGURE 2.14 – Slip-weakening, adapté de Scholz (1998).

La figure présente la loi de friction en slip-weakening où le coefficient de friction statique  $\mu_s$  diminue linéairement en fonction du glissement jusqu'à atteindre le coefficient de friction dynamique  $\mu_d$ , sur une distance critique  $D_c$ .

Dans ce cas, le glissement débute lorsque le rapport de la contrainte normale sur la contrainte tangentielle est supérieur au coefficient de friction statique  $\mu_s$ . Puis ce coefficient diminue linéairement jusqu'à atteindre le coefficient de friction dynamique  $\mu_d$ .

Le glissement est dynamique, le mouvement est instable si la distance critique de glissement  $D_c$  est petite : un séisme peut alors se produire. Au contraire, le mouvement peut être stable et asismique si cette distance  $D_c$  est grande.

## 2. Slip-hardening

La résistance en friction augmente avec le glissement. Le glissement est alors stable et résulte en un mouvement asismique.

### (b) Dépendance du coefficient de friction à la vitesse de glissement

De nombreuses expériences en laboratoire (Dieterich, 1979a; Johnson, 1981; Ruina, 1983; Marone, 1998) ont montré la dépendance du coefficient de friction à la vitesse de glissement. Afin de prendre cet effet en considération, la loi de friction "rate-and-state" (Figure 2.15) a été développée (Rice and Gu, 1983; Ruina, 1983; Scholz, 1998).

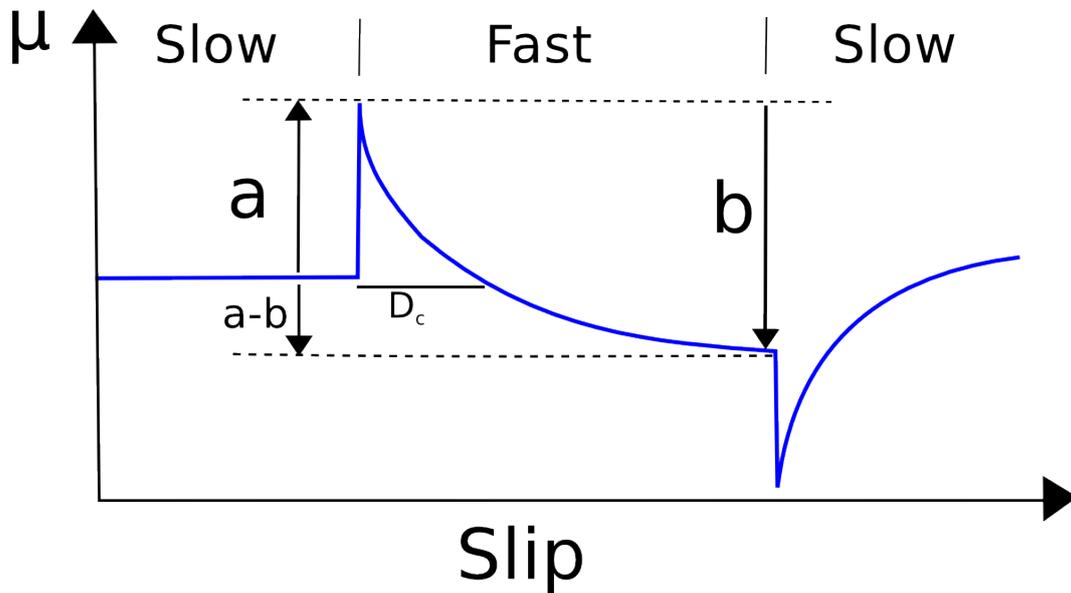


FIGURE 2.15 – Rate and State, adapté de Scholz (1998).

La figure présente la loi de friction en "rate and state".

La friction est influencée par la vitesse de glissement instantanée le long de la faille mais également par les glissements antérieurs ayant eu lieu sur cette faille. Elle est décrite par l'équation 2.4 :

$$\tau = \sigma'_n \left[ \mu_0 + a \ln\left(\frac{v}{v_0}\right) + b \ln\left(\frac{\theta}{\theta_0}\right) \right], \quad (2.4)$$

où  $\tau$  est la contrainte cisailante,  $\sigma'_n$  est la contrainte normale effective,  $\mu$  est le coefficient de friction,  $v$  est la vitesse de glissement,  $\theta$  est une variable d'état décrivant les caractéristiques morphologiques de la surface, les indices 0 sont les valeurs des différentes variables pour un état stable, et les coefficients  $a$  et  $b$  sont des constantes scalaires adimensionnelles dépendant des conditions locales (Cornet, 2016).

Une analogie entre un milieu élastique et un système bloc-ressort peut être faite (Figure 2.16a, Scholz (2002)). La raideur  $k$  du ressort symbolise les propriétés élastiques du milieu.

La stabilité de ce système dépend uniquement de  $\sigma'_n$ ,  $\tau$ ,  $k$ , des paramètres  $a$  et  $b$  et de  $D_c$ . Deux cas se présentent en fonction des valeurs des paramètres adimensionnels  $a$  et  $b$  :

1. **si  $(a - b) < 0$**  Le régime est instable, le coefficient de friction diminuant avec la vitesse de glissement (velocity-weakening).
2. **si  $(a - b) > 0$**  Le régime est stable, le coefficient de friction augmentant avec la vitesse de glissement (velocity-strengthening). Le glissement est donc lent et de type asismique.

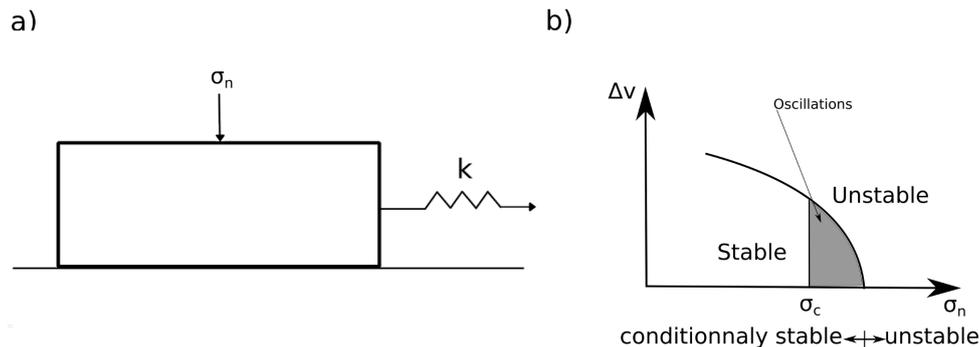


FIGURE 2.16 – Système bloc-ressort et stabilité du glissement, adapté de Scholz (1998). (a) Le système bloc-ressort sous un chargement  $\sigma'_n$  et de raideur  $k$ . (b) Graphe montrant la variation de vitesse  $\Delta V$  nécessaire pour destabiliser le système en fonction de la contrainte normale effective.

Le chargement du système est quasi-statique. Si  $\sigma'_n$  est supérieure à une contrainte critique  $\sigma_c$  (ou si la raideur  $k$  est inférieure à une raideur critique  $k_c$ ), le régime est dit instable. A contrario, si la contrainte  $\sigma'_n$  est inférieure à  $\sigma_c$  (ou si la raideur  $k$  est supérieure à une raideur critique  $k_c$ ) alors le régime est stable. Il peut, toutefois, devenir instable si un chargement dynamique important se produit. Les séismes ne se produisent que dans des régimes instables. A la frontière entre les régimes stables et instables, un mouvement oscillatoire se produit (en gris sur la figure 2.16).

La présence de fluides dans le milieu conduit à une diminution de la contrainte effective, favorisant par là-même un glissement. Celui-ci peut être stable (asismique) ou bien instable (sismique). Quelle est alors la réponse du milieu à une stimulation hydraulique ? Comment mieux appréhender cette relation entre fluides et glissement afin de comprendre la réponse du milieu ? Cette problématique est abordée dans la partie suivante par la prise en compte des paramètres hydrauliques, mécaniques et des couplages hydromécaniques ayant lieu dans les roches.

### 2.3.2 Couplages hydromécaniques

Les exemples précédents ont mis en évidence l'influence qu'ont les fluides dans l'initiation d'une rupture sismique mais également d'un mouvement asismique. Qu'une même

cause (les fluides) puisse induire deux effets différents (séismes et déformation asismique) montre toute la complexité de la relation liant les fluides à la sismicité.

Essayer de relier le déclenchement et la localisation des séismes à la seule influence du fluide restreint le problème et ne prend pas en compte toutes les observations. La relation de McGarr (2014) (partie 2.1.2.2), par exemple, néglige le mouvement asismique déclenché par les fluides. De plus, l'explication de l'initiation d'un glissement le long d'une discontinuité géologique repose, entre autres, sur des lois de frictions. L'importance des couplages hydromécaniques et leur influence sur la sismicité induite par les injections de fluide vont être abordées dans la suite de ce chapitre. Puis nous nous intéresserons à la façon dont un mouvement asismique peut engendrer un mouvement sismique.

### **2.3.2.1 Couplage hydromécanique dans les roches fracturées : définition**

Un milieu géologique se caractérise par les roches qui le composent et les propriétés hydrauliques et mécaniques qui lui sont propres telles que la porosité ou la perméabilité. Celles-ci peuvent ensuite être affectées par diverses structures géologiques que sont les failles ou les fractures. L'arrivée d'un fluide dans un milieu (infiltration de l'eau de pluie ou l'injection de fluide) peut y entraîner des modifications hydrauliques pouvant résulter en une augmentation immédiate de la pression intersticielle. Ce milieu peut également être affecté par des modifications de type mécanique liées à des changements de contraintes, lors d'un chargement induit par le remplissage d'un barrage par exemple. Ce chargement va augmenter la contrainte normale dont l'effet immédiat sera la compression du milieu. De plus, une modification des propriétés hydrauliques de la roche peut entraîner une modification des propriétés mécaniques de celle-ci ; et vice-versa. Lors d'une arrivée de fluides dans un milieu, si ce fluide ne peut s'écouler, des surpressions locales peuvent se créer (effet hydraulique). Elles vont abaisser la contrainte effective du milieu (critère de Coulomb, partie 2.3.1.1) et potentiellement produire un glissement (effet mécanique). Quant au chargement du milieu par le remplissage d'un barrage, il entraîne une augmentation de la contrainte (effet mécanique), la compression du volume et ainsi l'augmentation de la pression de pore (effet hydraulique). Il y a donc une inter-connectivité entre les deux mécanismes (Figure 2.17, Rutqvist and Stephansson (2003)). La compréhension de la déformation d'une faille résultant en un glissement stable ou instable doit ainsi faire appel à ce couple hydromécanique afin d'être appréhendé dans son ensemble.

### **2.3.2.2 Relation entre la pression injectée, les couplages hydromécaniques, et la localisation de la sismicité induite lors d'injection de fluide**

Dans ses études parues en 2012 et 2016 (review), Cornet propose quatre réponses hydromécaniques du milieu selon quatre niveaux de pression, lors d'expériences d'injections de fluide. La localisation ainsi que l'extension spatiale de la sismicité dépend du niveau

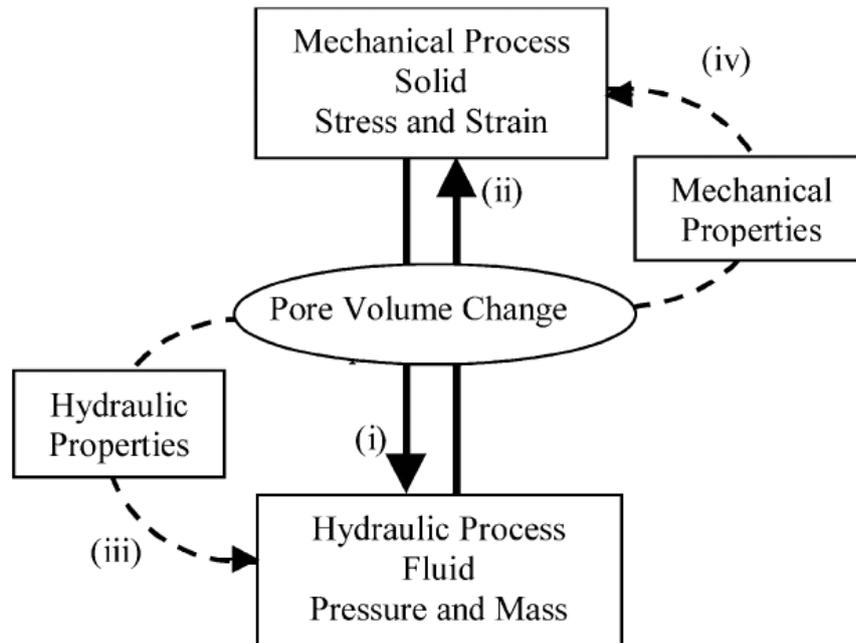


FIGURE 2.17 – Couplages hydromécaniques, d’après Rutqvist and Stephansson (2003). Les flèches (i) et (ii) représentent les réponses du milieu respectivement hydrauliques et mécaniques directes liées à un changement du volume de pores. Les flèches (iii) et (iv) symbolisent les interactions indirectes et les changements de propriétés respectivement hydrauliques et mécaniques du milieu.

de pression considéré (Figures 2.20c et d).

### 1. Diffusion hydraulique dans un milieu poro-élastique (Figures 2.20c et d, à gauche, zones A)

C’est le premier stade de pression au cours d’une injection. Une analogie peut être faite avec l’effet Kaiser (Holcomb, 1993) observé en laboratoire, sur des échantillons de roche soumis à des essais triaxiaux. Il fait référence à la valeur maximum du rapport  $K = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_3 - P_0}$  (où  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$  sont respectivement les valeurs des contraintes principales maximum et minimum et  $P_0$  est la pression interstitielle) qu’a supporté le milieu dans son passé ( $K_{mp}$ ). Tant que les conditions de chargement sont telles que  $K$  reste inférieure à la valeur maximum appliquée à l’échantillon dans le passé  $K_{mp}$ , aucune activité acoustique n’est observée. Dès que ce seuil est atteint, une activité acoustique se manifeste mais l’échantillon, dans sa globalité, continue de présenter un comportement élastique. Ses caractéristiques hydromécaniques restent inchangées.

La même démarche est proposée par Cornet (2016) pour un massif rocheux. Le rapport  $K$  augmente avec la pression interstitielle. Lorsqu’il devient supérieur à  $K_{mp}$ , il y a microsismicité. Mais seules les zones de concentration de contraintes locales sont concernées. Les caractéristiques poro-élastique du milieu à grande échelle

restent inchangées.

La pression du fluide injecté augmente en sortie du puits, permettant l'infiltration de ce dernier dans le milieu. Leur diffusion entraîne une augmentation de la pression de pore et l'apparition de microséismes. En supposant la sismicité uniquement déclenchée par les fluides, celle-ci suit une loi de diffusion des fluides (Shapiro et al., 1999; Cornet, 2000; Shapiro et al., 2002, 2006; Shapiro and Dinske, 2009a). La sismicité se produirait ainsi sur le front de diffusion des fluides. Ce concept, connu sous le nom de "triggering front" a été développé par Shapiro et al. (2002). D'un point de vue mathématique, l'équation de diffusion s'écrit sous la forme :

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} [D_{ij} \frac{\partial p}{\partial x_j}], \quad (2.5)$$

où  $p$  est la pression de pore,  $D_{ij}$  sont les composantes du tenseur du coefficient de diffusion,  $t$  le temps et  $x_j$  ( $j = [1; 2; 3]$ ) sont les composantes du vecteur allant du point d'injection à un point du milieu. Lorsque le milieu est homogène isotrope, l'équation 2.5 devient alors (équation 2.6) :

$$\frac{\partial p}{\partial t} = D \Delta p, \quad (2.6)$$

et sa solution est l'équation 2.7 :

$$r = \sqrt{4\pi Dt}, \quad (2.7)$$

où  $t$  est le temps,  $r$  la distance entre la source du fluide et le séisme (en mètres) et  $D$  le coefficient de diffusion (en  $m^2.s^{-1}$ ). Le coefficient de diffusion  $D$  ou diffusivité hydraulique est directement lié à la perméabilité ( $K$ ) du milieu et à l'emmagasinement ( $S$ ) du milieu (équation 2.8) :

$$D = \frac{K}{S}, \quad (2.8)$$

La figure 2.18 présente la distance ( $r$ ) entre le point d'injection et les séismes en fonction du temps ( $t$ ) dans le champ de Fenton Hill au Nouveau-Mexique (1983). De tels graphes seront dans la suite de cette thèse qualifiés de "graphes R-T". Il apparaît clairement que cette distance augmente avec le temps et suit une loi de diffusion. Le coefficient de diffusivité est estimé à  $0.17 m.s^{-2}$ , dans ce cas. La sismicité se produit alors sur le front de diffusion des fluides ("triggering front").

La distribution spatio-temporelle de la microsismicité induite dans le réservoir géothermique de Soultz-Sous-Forêt en 1993 lors d'une stimulation hydraulique est représentée sur la figure 2.19. La distance entre le point d'injection et les séismes

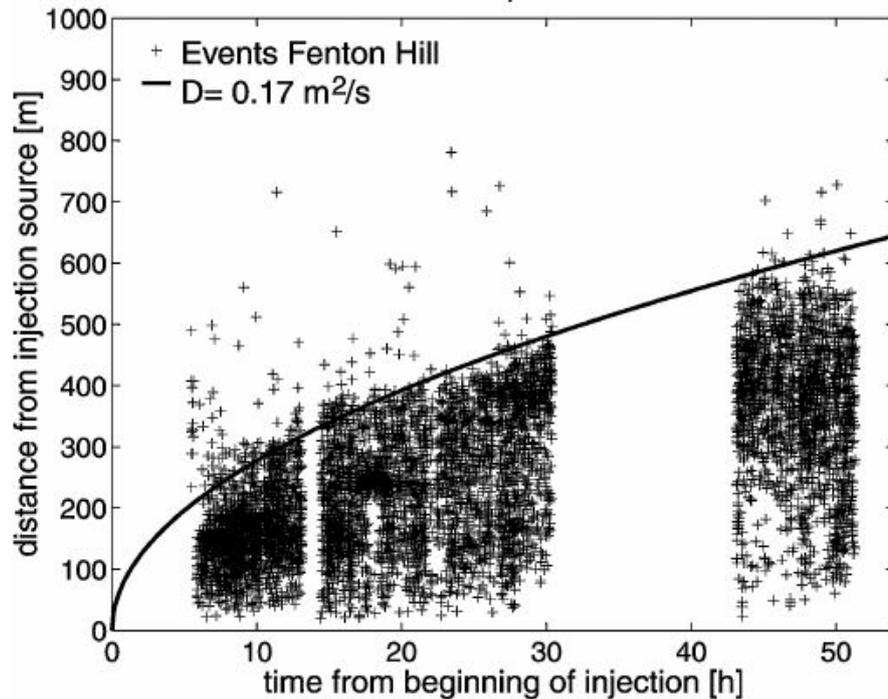


FIGURE 2.18 – Sismicité et loi de diffusion à Fenton Hill au Nouveau Mexique. Figure extraite de Shapiro et al. (2002).

La distance entre le point d'injection et la localisation des séismes (points noirs) est représentée en fonction du temps. La sismicité peut être modélisée par une loi de diffusion (courbe noire) avec un coefficient de diffusivité de  $0.17\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$ .

augmente au cours du temps. La représentation 3D met également en évidence une asymétrie spatiale importante.

Par conséquent, la sismicité peut être liée à la diffusion des fluides et se produire sur le front de propagation. Elle serait alors susceptible d'être utilisée afin de suivre les circulations de fluides en profondeur (Shapiro et al., 2002) et assurer le suivi des réservoirs dans le cadre pétrolier. Cette possibilité sera discutée par la suite.

2. **Glissement sur fractures pré-existantes (Figures 2.20c et d, à droite, zones**

**B)** C'est le deuxième stade de pression atteint lors d'une injection : la réponse du milieu n'est plus élastique. Il se produit quand le débit injecté devient trop important pour que les fluides puissent tous percoler à travers le milieu. La pression de pore augmente alors suffisamment pour que les contraintes effectives et les contraintes cisailantes des fractures pré-existantes atteignent les conditions de glissement. Une variation de la conductivité hydraulique des discontinuités est observée. Les caractéristiques hydrauliques du massif sont affectées à grande échelle.

Le mouvement engendré le long des structures pré-existantes est généralement dynamique et induit de la sismicité (Cornet, 2016). Celle-ci est localisée le long des fractures ayant l'orientation la plus favorable, et donc la magnitude dépend de la

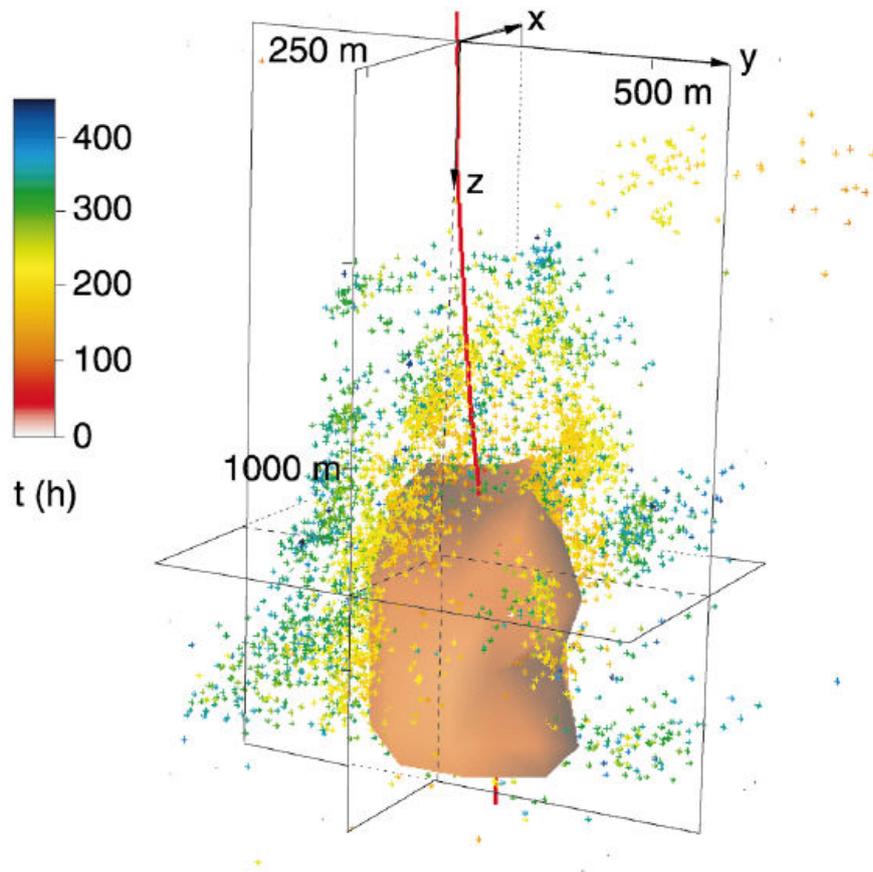


FIGURE 2.19 – Distribution spatio-temporelle de la sismicité dans le champ géothermique de Soultz-Sous-Forêt. Figure extraite de Shapiro et al. (2002).

Cette figure présente la distribution temporelle (point de couleur) mais également spatiale de la sismicité induite lors d'une expérience d'injection de fluide ayant eu lieu en 1993 à Soultz-sous-Forêts. Le trait vertical rouge symbolise le puits d'injection. L'échelle de couleur indique le temps d'occurrence de la sismicité par rapport au début de l'injection (en heure) : du rouge - pour les séismes se produisant au début de l'injection - au bleu - pour ceux se déclenchant à la fin de l'injection. La sismicité la plus éloignée du puits d'injection est également celle se produisant le plus tard après le début de l'injection. La surface jaune représente le "triggering front" 100 heures après le début de l'injection.

taille de la fracture concernée et de l'amplitude du glissement. Ainsi la migration des microséismes peut donner une information sur le champ de contrainte régional. La diffusion des fluides dans le milieu est contrôlée par le débit le long de ces fractures. Dans ce cas, les fluides ne contrôlent pas directement le déclenchement de la sismicité dans le milieu. Une modification des contraintes (due aux fluides) se propage dans le milieu, le long des fractures pré-existantes et engendre la sismicité. Les séismes ne se produisent alors pas sur le front de diffusion des fluides et ne peuvent être utilisés pour imager la circulation de ces derniers en profondeur.

Ces niveaux 1 et 2 de pression se distinguent ainsi par la taille maximale des dis-

continuités affectées et les conséquences sur le niveau d'interconnectivité du réseau de fractures à grande échelle.

### 3. La nouvelle zone de fractures cisailantes (ou Fresh shear zones, Figures 2.20c et d, à droite, zone C)

C'est le troisième stade de pression. Le débit injecté est trop important pour être uniquement accommodé par la diffusion le long des fractures pré-existantes. La pression de pore augmente de nouveau et de nouvelles fractures cisailantes se développent. La diffusion des fluides est alors contrôlée par le débit à travers les fractures de la zone (Cornet, 2016).

Les observations réalisées à Soultz-Sous-Forêts en 1993, ont montré que la sismicité induite restait localisée dans cette zone pendant les injections. Toutefois, une fois les injections finies, le nuage sismique devenait plus diffus et sortait de la zone de fractures en cisaillement. L'hypothèse émise pour expliquer cette observation est une absence d'infiltration des fluides en dehors de la zone. La contrainte sur les parois de la zone est plus forte que la pression de fluide et empêche ainsi la diffusion des fluides dans le milieu. Quand l'injection s'arrête, cette contrainte diminue jusqu'à devenir plus faible que la pression de fluide. Ceux-ci peuvent alors sortir de la zone (Cornet, 2016).

### 4. Fracturation en mode I (Figures 2.20c et d, à droite, zone D)

C'est le dernier stade de pression et le plus élevé. Il a lieu lorsque l'écoulement des fluides à travers la zone en cisaillement ne permet plus de maintenir le débit injecté constant. La pression de pore augmente jusqu'à permettre l'initiation d'une fracture hydraulique perpendiculaire à la direction de la contrainte principale minimale. Chaque augmentation de débit résulte alors en un agrandissement et une ouverture de la dite fracture (Cornet, 2016). L'ouverture est en mode I.

La sismicité a été proposée comme outil permettant d'imager la circulation des fluides en profondeur (Shapiro et al., 2002; Shapiro and Dinske, 2009a). Or, les quatre processus hydromécaniques exposés ci-dessus montrent la dépendance de la sismicité au processus mécanique et sont illustrés dans la figure 2.20. Celle-ci présente une expérience d'injection de fluide dans le réservoir géothermique de Soultz-Sous-Forêts, ayant eu lieu en 1993, dans le puits GPK1. La sismicité se produisant entre 2850 m et 3000 m de profondeur est projetée horizontalement (Figure 2.20c) tout comme celle se localisant en-dessous de 3000 m (Figure 2.20 d). Lorsque le débit de fluide injecté est inférieur à  $18 \text{ L.s}^{-1}$ , la sismicité est contrôlée par la diffusion des fluides (niveau 1, Figures 2.20c et d, à gauche, zone A). Puis, lorsque ce débit devient supérieur à  $18 \text{ L.s}^{-1}$ , la ré-activation de fractures pré-existantes (niveau 2, Figures 2.20c et d, à droite, zones B) contrôle l'occurrence de la sismicité. Celle-ci est ensuite confinée dans la zone de nouvelles fractures en cisaillement (niveau 3, Figures 2.20c et d, à droite, zone C) pour finir par être contrôlée par l'ouverture

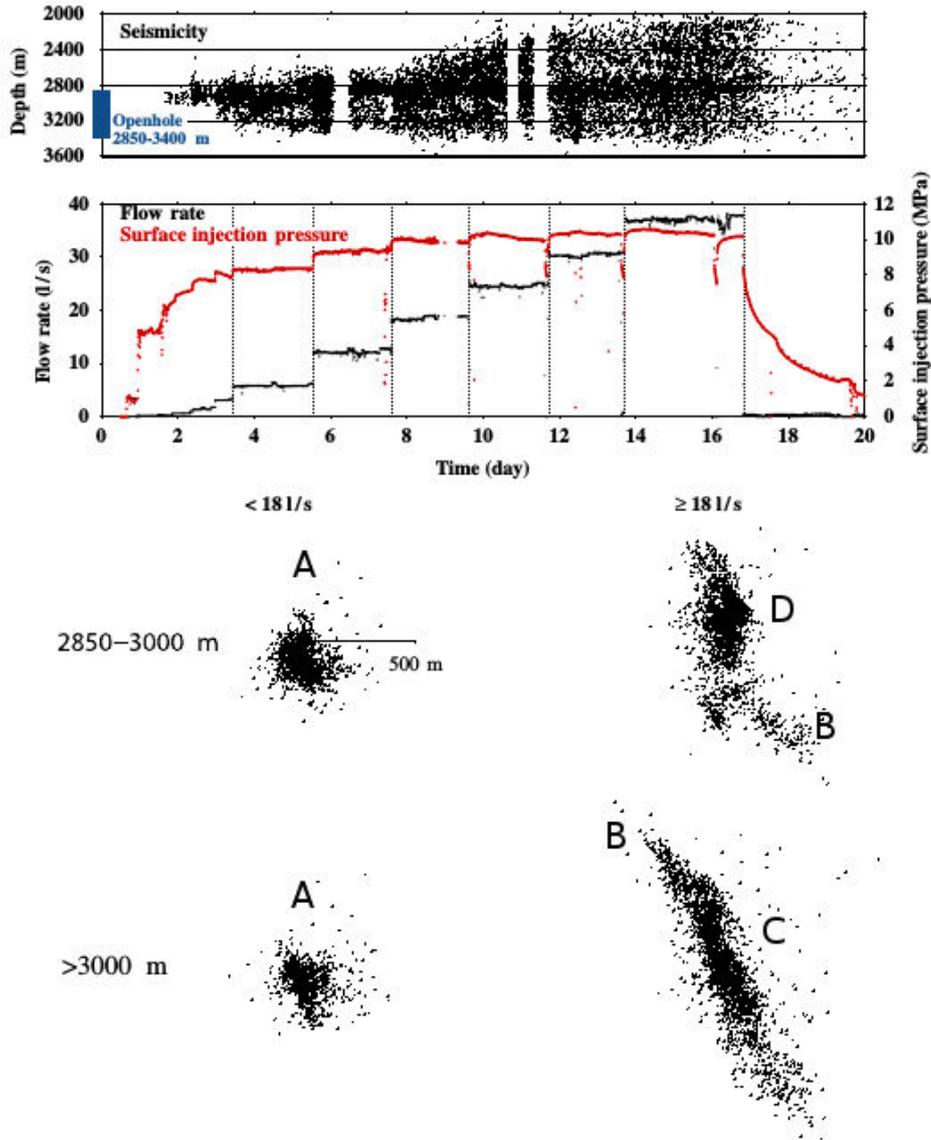


FIGURE 2.20 – Forme du nuage de séismes selon les niveaux de couplages hydromécaniques à Soultz-Sous-Forêts, Cornet et al. (2007) et Cornet (2016).

Cette figure présente une injection de fluide dans le réservoir géothermique de Soultz-Sous-Forêts, ayant eu lieu en 1993 dans le puits GPK1. (a) Localisation en profondeur des séismes en fonction du temps. (b) Pression et débit du fluide injecté en fonction du temps. Projection horizontale des événements ayant eu lieu (c) entre 2850 et 3000 m de fond et (d) en-dessous de 3000 m.

et la propagation d'une fracture en mode I (niveau 4, Figures 2.20c et d, à droite, zone D). Fluides et mécanique jouent ainsi un rôle interdépendant dans le déclenchement et la localisation de la sismicité. L'utilisation de cette dernière en tant qu'outil d'imagerie des fluides en profondeur n'est peut-être pas optimum. Une meilleure compréhension de ces différents couplages hydromécaniques ainsi que des mesures, autant que faire se peut, *in-situ* sont requises.

Par ailleurs, des glissements asismiques sont enregistrés dans des zones sismiques marquées par la présence de fluides. L'existence de tels mouvements doit être prise en compte puisque leur occurrence peut perturber les contraintes dans le milieu. Or, la sismicité est intrinséquement liée aux couplages hydromécaniques. Quelle va alors être l'influence du mouvement asismique sur le déclenchement de la sismicité? Cette question va être détaillée par la suite.

### 2.3.2.3 Les mouvements asismiques peuvent-ils déclencher une rupture sismique ?

Les expériences de mécanique des roches menées en laboratoire suggèrent l'existence théorique de glissements pré-sismiques (Dieterich, 1978, 1979a,b; Latour et al., 2013). L'observation de tels mouvements à l'échelle crustale n'en reste pas moins rare. Toutefois, quelques exemples ont pu être observés ces dernières années. Ainsi, Radiguet et al. (2016) ont montré l'existence d'un mouvement asismique avant le déclenchement du séisme de magnitude  $M_w=7.3$  de Papanao (Mexique). Des SSE ont été enregistrés dans la région de Guerrero (plaque en subduction Cocos-Nord-América) à partir de février 2012, soit deux mois avant le séisme de Papanao. Les auteurs ont pu reconstituer l'évolution spatio-temporelle du mouvement asismique (Figure 2.21). Ce dernier s'est initié à proximité de l'hypocentre du séisme de Papanao et s'est étendu jusqu'à la zone sismogénique. Les auteurs en ont conclu que ce mouvement asismique était le déclencheur du séisme de Papanao.

D'autres observations de mouvements asismiques ont été faites avant des séismes de forte magnitude. C'est le cas pour le séisme de Tohoku en 2011 ( $M_w=9$ ) où des SSE ont été enregistrés avant l'initiation de la rupture (Kato et al., 2012; Uchida and Matsuzawa, 2013; Ito et al., 2013). Il est suspecté que le mouvement asismique a initié le déclenchement du séisme de Tohoku. Une corrélation spatiale entre sismicité et SSE a été observée au Nord-Est du Japon. Uchida et al. (2016) ont étudié des séquences de SSE régulières (pendant 1 à 6 ans). Ils ont ainsi montré que la majorité des SSE était soit coïncidente soit suivie de séismes de magnitude supérieure à 5.

Vallée et al. (2013) ont étudié une séquence d'une semaine de SSE, dans la "Plata Island", en Equateur et les 650 séismes s'étant produits dans le même temps. Ces derniers se trouvent soit à l'intérieur soit extrêmement proches de la zone affectée par le glissement lent. Ainsi, l'extension spatiale de la crise sismique peut être une approximation à la fois de la taille et de la localisation des SSE. Les auteurs suggèrent que le mouvement asismique ait pu déclencher les tremblements de terre.

A l'échelle réservoir, un glissement asismique a été enregistré dans le champ géothermique de Brawley suite aux injections. Il est soupçonné d'avoir induit les deux séismes de forte magnitude ( $M_w=5.3$  et  $5.4$ ) qui ont suivi (Wei et al., 2015). Quant à Cornet (2016), il suggère que le séisme de Bâle en 2006 ( $M_L=3.4$ , s'étant produit après l'arrêt des injections

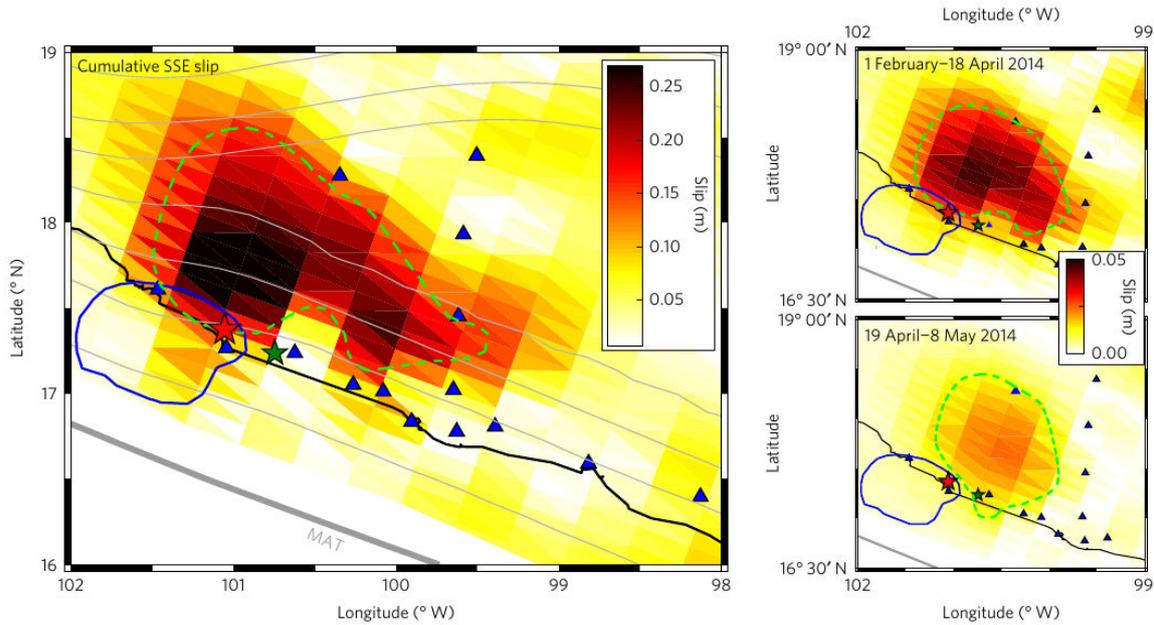


FIGURE 2.21 – Evolution spatio-temporelle du glissement asismique précédant le séisme  $M_w=7.3$  de Papanoa, d'après (Radiguet et al., 2016).

(a) Variation du glissement cumulé pour les SSE de 2014, (b) représentation du glissement instantané avant le séisme  $M_w=7.3$  de Papanoa et (c) glissement de la réplique principale ( $M_w=6.4$ ) du séisme. Les lignes bleues symbolisent le contour du glissement de 0.15 m du séisme  $M_w 7.3$  de Papanoa, les lignes vertes représentent 50% du glissement principal, l'étoile rouge est l'épicentre du séisme  $M_w=7.3$  de Papanoa et la verte l'épicentre de sa plus forte réplique.

et qui a conduit à l'arrêt de l'expérience) ait été initié par un fort glissement asismique, lui-même provoqué par les injections de fluide.

A une échelle métrique, Guglielmi et al. (2015a) ont observé l'occurrence d'un glissement asismique avant le début de la sismicité (Figure 2.22). Il interprètent alors cette sismicité comme étant un effet secondaire de l'injection des fluides et due au mouvement asismique mesuré.

Cornet (2000) répond à une étude de Shapiro et al. (1999) sur la localisation de la sismicité par rapport au front de fluides lors des expériences d'injection à Soultz-Sous-Forêt en 1993. Il y conclut que l'occurrence de la sismicité dépend bien plus de l'extension de la fracture en mode I que de la diffusion des fluides. L'injection des fluides induirait un mouvement asismique dans le milieu, provoquant une modification des contraintes. Cette dernière va alors se propager, le long de la fracture, et engendrer, à son tour, la sismicité. Un transfert de contraintes se produit. Par conséquent, les séismes seraient représentatifs des modifications de contraintes dans le milieu et non pas seulement de la présence de fluides dans celui-ci.

Se pourrait-il alors que le mouvement asismique déclenché par les fluides soit le moteur de la sismicité induite ?

## 2.4 Enjeux et objectifs de cette étude : Mieux comprendre les interactions entre les fluides, la sismicité, la déformation et la géologie des failles

Mieux appréhender la relation complexe reliant les fluides, la sismicité et les glissements asismiques nécessite la prise en compte de la géologie et des propriétés hydromécaniques du milieu.

### 2.4.1 Récapitulatif et problématique

Les parties précédentes ont montré l'occurrence de séismes dans les zones de présence de fluides. Lorsque ces derniers sont injectés dans le cadre d'exploitations industrielles, qu'elles soient géothermiques ou pétrolières, une augmentation de la sismicité locale a été observée. Bien que ces séismes soient généralement faibles, certains atteignent des magnitudes pouvant causer des dégâts aussi bien matériel qu'humain (Yeck et al., 2017). De ce fait, reconsidérer le risque sismique de ces régions est une nécessité. Cette ré-évaluation passe également par une meilleure compréhension du phénomène, pouvant permettre de limiter cette sismicité induite.

Par ailleurs, les industriels du secteur pétrolier utilisent les séismes induits dans les réservoirs afin de suivre la circulation de fluides en profondeur. Ils se basent, pour cela, sur le fait que la sismicité suit le front de diffusion des fluides (Shapiro et al., 2002). Toutefois, il a été précédemment établi que des couplages hydromécaniques entraînent en jeu et pouvaient influencer à la fois sur le déclenchement et la localisation des événements sismiques. Dans ce cas, la sismicité induite est-elle un outil adapté à la surveillance des réservoirs (reservoir monitoring) ?

Dans les mêmes zones où sont observés fluides et sismicité, des glissements asismiques peuvent être enregistrés. Quelle est alors la réponse d'un milieu à une stimulation hydraulique de faille ? Est-elle sismique ? Asismique ? Ou bien les deux ?

Finalement ces interrogations amènent la question principale de cette thèse :

**Comment les fluides contrôlent-ils la sismicité ? (ou quel est le rôle des fluides dans le déclenchement et le contrôle de la sismicité ?)**

Cette problématique peut se scinder sous la forme de deux sous-questions :

1. Quelle est la réponse du milieu à une stimulation hydraulique ?
2. La sismicité est-elle due un transfert de contraintes ou la diffusion des fluides ?

Afin d'aborder cette problématique, il faut prendre en compte l'interaction entre la géologie, la déformation, l'hydrogéologie et la sismicité. Il est ainsi nécessaire d'avoir des

observations de très bonne qualité à proximité de la source des fluides et de la zone de rupture. Ce qui représente un véritable challenge.

A l'échelle crustale, si les données sont nombreuses, la majorité des événements sismiques se produit, néanmoins, le long de failles à des profondeurs variant entre 1 et 15km. Les capteurs se situent, par conséquent, loin de la zone sismogénique. Cette distance ne permet pas une connaissance détaillée de la géologie, des contraintes et des pressions dans les zones sources de fluides.

A l'échelle du réservoir, des réseaux de capteurs à très haute résolution sont installés à la fois en surface, et en profondeur dans des forages. Au delà de l'aspect technique, cependant, l'installation de capteurs sismiques à plusieurs centaines de mètres de profondeur pose à la fois un problème de coût et de logistique. Il faut en effet des puits de surveillance qui ne sont pas, dans ce cas, utilisés pour l'exploitation et qui ont un coût non négligeable. Dans le cadre pétrolier, il est rare qu'il y ait plus de deux puits de surveillance, ce qui pose souci en terme de résolution en profondeur pour la localisation de la sismicité induite. De plus, les zones d'exploitation présentent, en général, un niveau de bruit important. De même qu'à l'échelle crustale, la déformation mécanique et la géologie ne sont pas parfaitement connues. Toutefois et au contraire de l'échelle précédente, la pression et le débit du fluide injecté sont parfaitement connus.

Ces deux échelles mettent en évidence la difficulté d'obtenir suffisamment de données à la fois sismiques, hydrogéologiques, mécaniques et géologiques, haute-résolution à proximité de la zone de rupture. A l'échelle du laboratoire, les paramètres précédents peuvent être parfaitement contrôlés et de nombreuses expériences ont été réalisées. Toutefois, cette échelle ne reflète pas forcément les propriétés et les conditions d'un milieu géologique réel. La taille limitée des échantillons n'est pas représentative de toute la complexité des processus et des hétérogénéités d'une zone de failles.

Trois échelles de mesures ont été présentées : croûte terrestre ou kilométrique, réservoir industriel ou hectométrique, et laboratoire ou centimétrique. Il en manque une : l'échelle métrique ou décimétrique. Quelques expériences ont été réalisées à cette échelle. Le paragraphe suivant les présente et se focalise sur les avantages de ce contexte.

## 2.4.2 Expériences décimétriques

Des expériences d'injection de fluide à haute pression ont été réalisées à une échelle décimétrique dans différents types de roches, en France et en Europe.

Une série d'expériences a été menée dans des roches carbonatées au Laboratoire Souterrain à Bas Bruit de Rustrel ([www.lsbb.eu](http://www.lsbb.eu), France), en 2009, à 280 m de profondeur (Jeanne et al., 2012b,a; Derode et al., 2013; Derode, 2013; Derode et al., 2015; Guglielmi et al., 2015a), dans une galerie. Ces expériences avaient, entre autres, pour objectif d'identifier les signatures sismiques de différents processus hydromécaniques (Derode, 2013). Les

fluides ont été injectés à l'aide d'une sonde, appelée SIMFIP (Guglielmi et al., 2013). Cette dernière permet, également, de mesurer simultanément le débit et la pression du fluide au point d'injection mais aussi de connaître la déformation en celui-ci. En effet, un extensiomètre 3D mesure, avec une grande précision ( $3 \mu\text{m}$ ), les déplacements au point d'injection. Le suivi de la sismicité induite était assuré par trois capteurs. Environ 80 événements sismiques ont été détectés (Guglielmi et al., 2015a). Cette sismicité comporte différents types de signaux : des micro-séismes classiques mais également des signaux de types trémors et SSE (Derode et al., 2015), marqueurs de mouvements asismiques. Par ailleurs, les mesures de déformation ont mis en évidence la présence d'un mouvement asismique au point d'injection. Celui-ci a été observé avant le déclenchement de la sismicité (Figure 2.22, Guglielmi et al. (2015a)), au temps  $S_0$ . La rupture mécanique de la faille se produit ainsi avant la rupture sismique. La sismicité est alors interprétée comme étant un effet secondaire du glissement asismique. Ce dernier serait, quant à lui, la réponse principale aux injections de fluide.

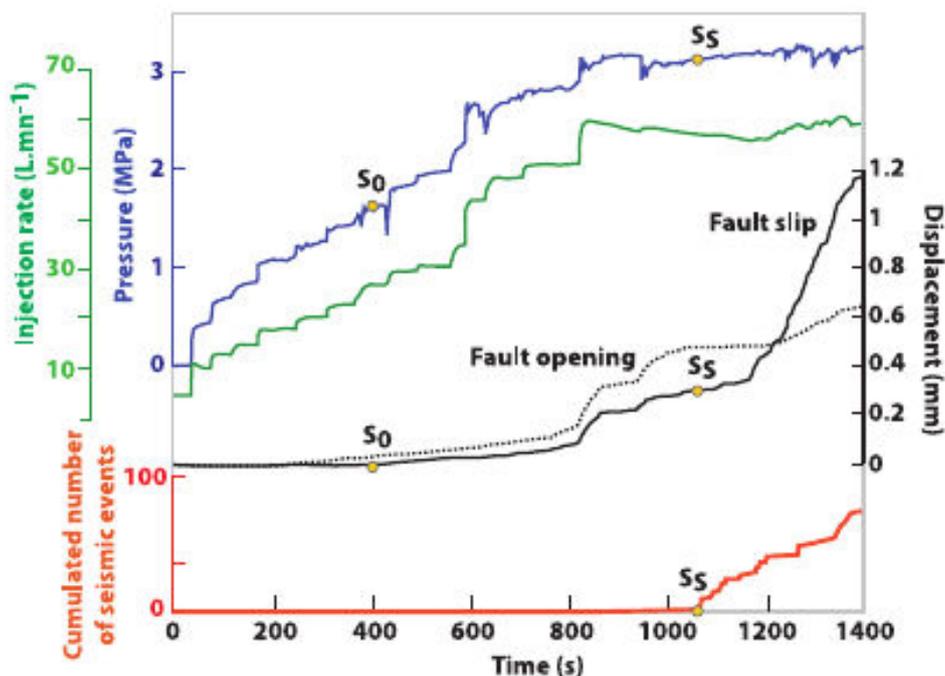


FIGURE 2.22 – Glissement asismique et sismicité lors d'une injection de fluide à l'échelle métrique. Figure extraite de Guglielmi et al. (2015a)

Cette figure présente la pression (courbe bleue), le débit d'injection (courbe verte), le glissement le long de la faille (courbe noire), le déplacement (courbe en pointillé noir) et le nombre cumulé de séismes (courbe rouge) en fonction du temps. Le glissement commence à  $S_0 = 400$  s lorsque la pression augmente brutalement de 1.5 MPa. La sismicité ne débute, quant à elle, qu'à  $S_s = 1100$  s sans qu'une variation de pression notable ne soit observée.

La sonde SIMFIP a, de nouveau, été utilisée dans le cadre d'expériences d'injection *in-situ* dans des roches argileuses, à Tournemire (France), en 2013 (Guglielmi et al., 2015b; De

Barros et al., 2016; Rivet et al., 2016). Cette série d'expériences, à l'échelle décimétrique, visait à réactiver une faille par injection de fluide. Un vaste réseau de capteurs à la fois sismiques et hydromécaniques (déformation au point d'injection, pression et débit du fluide) a permis d'assurer le suivi des expériences. 32 microséismes ont été détectés lors des 5 tests effectués avec des magnitudes variant entre -4.3 et -3.7. La distribution spatio-temporelle des événements sismiques a, par la suite, été comparée à la déformation au point d'injection. De Barros et al. (2016) ont ainsi montré que 99.9% de la déformation induite était asismique, lors de ces expériences. De plus, l'absence d'événements sismiques à proximité des puits d'injection tend à suggérer que la présence des fluides empêche le déclenchement d'événements sismiques. Les auteurs ont, ensuite, discuté du contrôle de la sismicité induite par l'architecture de la faille, par la minéralogie du milieu ou encore par l'état de contrainte.

En Suède et en Suisse, des expériences de fracturation hydraulique ont été réalisées en profondeur dans des roches granitiques. Ainsi, au laboratoire Aspö Hard Rock Laboratory, dans le Sud de la Suède, des injections de fluide ont été menées à une profondeur de 410 m (Zang et al., 2017; López-Comino et al., 2017). Cette étude vise à optimiser les échanges thermiques en géothermie profonde grâce à la fracturation hydraulique tout en minimisant le nombre de séismes induits. Six tests ont été effectués au cours de ces expériences selon trois protocoles d'injection différents (continue, progressive et par pulses). Afin d'assurer le suivi sismique, un réseau de capteurs acoustiques, sismiques (accéléromètres, géophones de puits et large-bandes) et électro-magnétiques a été installé sur le site expérimental (à 410 m de fond) et en surface à l'aplomb du site. La géologie du lieu ainsi que l'état de contrainte  $\gamma$  sont parfaitement connues. L'orientation des fractures contenues dans les zones testées a été déterminée grâce à un packer dit "impression". Finalement, 196 événements sismiques ont pu être relocalisés grâce au réseau de détection d'émissions acoustiques. Ces événements présentent un contenu fréquentiel supérieur à 1 kHz, et de magnitude de moment *a priori* inférieure à -4.5. Ils sont inégalement répartis entre les 6 tests : certains étant asismiques ou quasiment asismiques alors que d'autres présentent une sismicité plus conséquente. Dans le cas d'une injection progressive, le nombre total de microséismes ainsi que leur magnitude étaient plus faibles que s'il s'agissait d'une injection continue. Le réseau de capteurs sismiques n'a détecté aucun événement pour des fréquences comprises entre 4 et 400 Hz. Toutefois, quelques événements très basses fréquences (very low frequencies events) et durant plusieurs minutes ont été enregistrés. Par ailleurs, une faible déformation de la roche ( $40 \mu\text{rad}$ ) a été détectée. L'extension de la fracture créée a, ensuite, été cartographiée à l'aide de la distribution spatio-temporelle des émissions acoustiques. La migration des événements, observés après l'arrêt des injections, semble être due à la fermeture de cette fracture.

En Suisse, sur le site expérimental de Grimsel, des expériences d'injection de fluide à haute pression ont eu lieu dans des roches cristallines, à 450 m de profondeur, (Jalali

et al., 2017) afin de caractériser le champ de contrainte du milieu avant une expérience de stimulation et de circulation de fluides. Douze tests de fracturation hydraulique ont été effectués dans trois puits différents. Un réseau de 32 accéléromètres a été installé afin d'assurer le suivi sismique. A l'exception d'un test, une relation linéaire a été établie entre la perméabilité du milieu et le volume de fluide injecté. Le nombre de microséismes enregistrés n'a pas pu être relié au volume de fluides injecté. En effet, pour un volume injecté de 10.74 L, 713 événements ont été détectés alors que pour un autre test de volume quasiment égal (11.85 L) le nombre de séismes détectés est de 82 (Figure 2.23). La magnitude des événements étant similaire au cours de ces expériences, cela pourrait signifier que le moment sismique cumulé des séismes ne peut être relié au volume injecté. Les événements sismiques ne suivraient alors pas la loi de McGarr (2014).

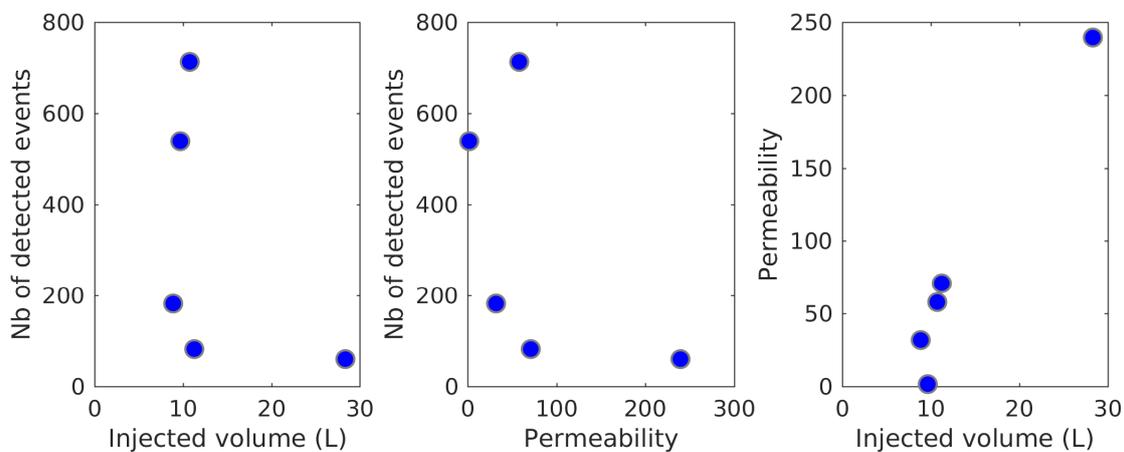


FIGURE 2.23 – Comparaison entre nombre de séismes, volume injecté et perméabilité, d'après les données de Jalali et al. (2017)

Cette figure présente une comparaison entre le nombre d'événements sismiques détectés et (a) le volume injecté et (b) la perméabilité du milieu par test de fracturation hydraulique. Elle montre également (c) une relation linéaire (exception faite du Test 2) entre le volume injecté et la perméabilité du milieu. Cette figure a été construite en utilisant le tableau Table 2 disponible dans l'article de Jalali et al. (2017).

D'autres expériences d'injection de fluide à haute pression ont été effectuées en Suisse sur le site de Mont Terri (Guglielmi et al., 2017; Jeanne et al., 2017), dans des roches argileuses, à l'aide de la sonde SIMFIP. Deux géophones et deux accéléromètres installés dans les puits assuraient le suivi sismique de cette expérience (Nussbaum et al., 2017). Quatre tests d'injection ont été réalisés à la fois dans le coeur et la zone endommagée de la faille. Un essaim d'événements sismiques de faible magnitude (maximum  $M_w = -2.5$ ) ainsi qu'un mouvement asismique (au point d'injection) ont été mesurés au cours de ces expériences. La sismicité a été observée après le début du mouvement asismique.

Ces différentes expériences ont mis en évidence plusieurs nouveaux résultats :

1. La sismicité induite serait un effet secondaire de l'injection de fluide dans le sous-sol.

Elle serait déclenchée par un mouvement asismique (Guglielmi et al., 2015a).

2. Chaque injection de fluide dans le sous-sol n'induit pas obligatoirement de la sismicité ainsi qu'observé lors des expériences à Tournemire (De Barros et al., 2016) et à Aspo Hard Rock Laboratory (Zang et al., 2017). La déformation induite par des injections pourrait ainsi être principalement asismique (De Barros et al., 2016; Rivet et al., 2016).
3. Le nombre de microséismes n'a pu être relié au volume injecté (Jalali et al., 2017).
4. L'évolution simultanée de la perméabilité et de la friction est essentielle pour expliquer l'évolution hydromécanique (Guglielmi et al., 2015a).

Travailler à l'échelle métrique ou décamétrique permet de bénéficier d'un environnement géologique réel relativement bien connu. Ainsi que le montrent les expériences ci-dessus, les paramètres d'injection des fluides sont parfaitement maîtrisés et la résolution des paramètres sismiques améliorée par la faible distance entre les séismes et les capteurs. Toutefois, un milieu réel ne peut être complètement contraint contrairement aux expériences en laboratoire.

### 2.4.3 Les moyens mis en oeuvre pour répondre à cette problématique

L'échelle métrique combine l'avantage de travailler dans un environnement géologique réel, de pouvoir contraindre les paramètres d'injection des fluides, et de connaître en détail la géologie de la zone. L'ajout de capteurs sismiques et mécaniques permet d'enregistrer les événements sismiques se produisant ainsi que la déformation asismique. C'est pourquoi, l'expérience analysée et présentée dans cette thèse se positionne à l'échelle métrique afin de bénéficier des avantages précédemment cités et également de compléter le manque de données à cette échelle.

Le site choisi pour réaliser l'expérience d'injection de fluide est une galerie du Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB, Rustrel), dans un environnement quartzitique. La géologie de cette zone avait été étudiée en détail auparavant. Un réseau dense de capteurs sismiques, hydrauliques et mécaniques a été installé afin d'assurer le suivi de ces injections, réalisées dans un environnement réel, sur une faille en profondeur.. L'ensemble du dispositif expérimental est décrit dans le chapitre 3. Les méthodes mises en oeuvre afin de traiter ces données sont explicitées dans le chapitre 4. L'analyse des données obtenues lors de ces expériences permettront de montrer que la réponse du milieu est principalement asismique lors des injections de fluide (chapitre 5). Puis, une interprétation conjointe des données sismiques, hydromécaniques et géologiques mettront en évidence l'apport des mécanismes au foyer dans la détermination du contrôle de la sismicité par transfert de contraintes plutôt que par la diffusion des fluides. Finalement, un dernier chapitre conclura cette thèse et présentera les perspectives envisagées.

# Chapitre 3

## Expériences in-situ et données expérimentales

### 3.1 Introduction

Une série d'expériences d'injections de fluide in-situ a été réalisée au Laboratoire Souterrain à Bas Bruit ([www.lsbb.eu](http://www.lsbb.eu)) - noté par la suite LSBB - de Rustrel (84400), dans le département du Vaucluse. Ce site est situé dans le bassin sédimentaire du Sud-Est de la France (Figure 3.1). Ces expériences se sont déroulées à une profondeur de 280m dans des séries sédimentaires carbonatées et naturellement fracturées, dont les propriétés sont semblables à celles des réservoirs carbonatés du Moyen-Orient.

Ces expériences s'inscrivent dans le cadre d'une collaboration entre deux projets de recherche : HYDROSEIS (Resp : F. Cappa) et HPMS-CA (Resp : Y. Guglielmi), visant à mieux appréhender le rôle des fluides dans la rupture sismique. Le projet HydroSeis (Role of fluids and fault HYDROmechanics on SEISmic rupture; <http://hydroseis.oca.eu>), à Géoazur, est financé par l'Agence Nationale de la Recherche de 2014 à 2018. Il porte sur l'étude du rôle des fluides sur la rupture des failles tectoniques et l'initiation de la rupture sismique. Quant au projet HMS-Ca (Predicting Hydraulic, Mechanical and Seismic Properties of Carbonates), au Cerege, il fait l'objet d'un financement par Total SA. Il se focalise principalement sur la relation entre les propriétés hydrauliques et mécaniques des roches carbonatées. Les sociétés SITES ([www.sites.fr](http://www.sites.fr)) et Petrometalic ([www.petrometalic.com](http://www.petrometalic.com)) ont participé au développement de certains capteurs sismiques et de la sonde hydromécanique SIMFIP. Lors des expériences, elles étaient en charge de l'installation des capteurs et de la manipulation de la sonde (J. Durand et H. Caron). De plus, une équipe composée de Louis De Barros, Frédéric Cappa, Laure Duboeuf, Yves Guglielmi et Simon Seguy a été présente sur le site expérimental pendant toute la durée des expériences et a contribué à leur réalisation.

Ce chapitre portera, dans un premier temps, sur la description du site expérimental.



FIGURE 3.1 – Le Laboratoire Souterrain à Bas Bruit de Rustrel.  
Entrée et Localisation du LSBB.

Il s'attachera, plus particulièrement, à décrire le contexte hydro-géologique de la zone étudiée. Par la suite, il se focalisera sur le principe des expériences ainsi que sur l'instrumentation mise en oeuvre afin d'assurer le suivi sismologique et hydromécanique de ces injections. Dans un troisième temps, chacune des injections effectuées sera détaillée.

Par ailleurs, dans cette thèse, la notation utilisée pour l'orientation et le pendage des fractures est la suivante : N (Nord) Azimut (en degré) - Dip (en degré) Direction du dip. L'azimut est défini comme étant l'angle depuis le nord vers l'est ; et le dip est l'angle par rapport à l'horizontale. Ainsi, une fracture d'azimut  $110^\circ$  et de pendage  $45^\circ$  vers l'est sera notée : N $110^\circ$ - $45^\circ$ E.

## 3.2 Le site expérimental : localisation, géologie et hydrogéologie

### 3.2.1 Le Laboratoire Souterrain à Bas Bruit - LSBB : un site expérimental, labellisé CNRS/INSU

Cette ancienne base militaire, fut 25 ans durant le poste de conduite de tir n°1 du système d'arme Sol Balistique Stratégique de la Force de dissuasion nucléaire française. Démantelé, il fut reconverti en 1997 en laboratoire civil scientifique. Sous une couverture rocheuse variant de 30 à 519 mètres, 3.7 kilomètres de galeries sub-horizontales (Figure 3.2) permettent d'accéder à la zone non saturée de l'aquifère karstique de Fontaine de

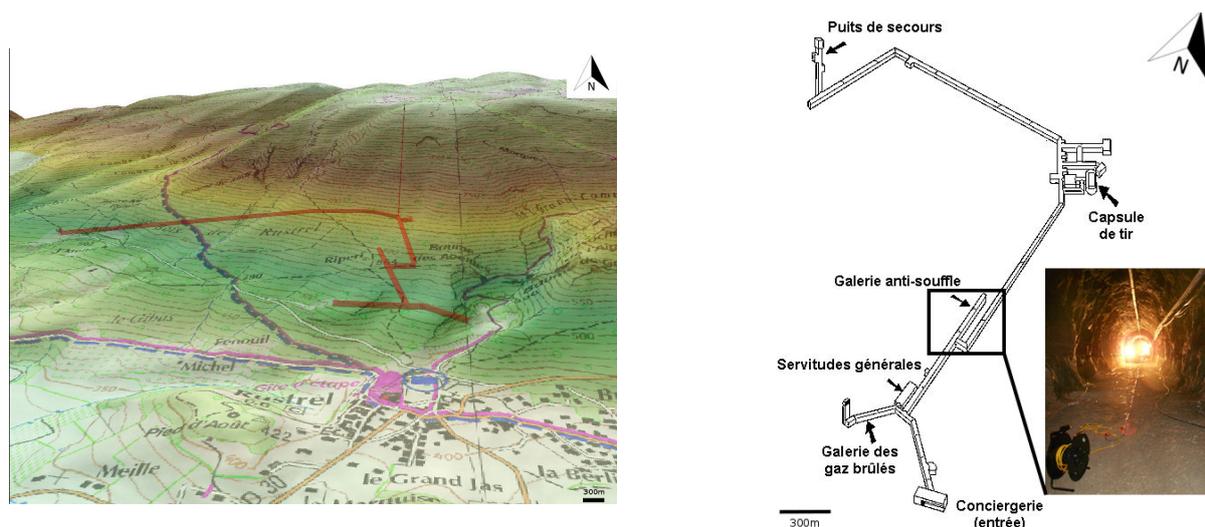


FIGURE 3.2 – Les galeries du LSBB

A gauche, une projection en 3D des galeries dans la Grande Montagne. A droite, un plan des galeries souterraines et la galerie anti-souffle.

Vaucluse. La réalisation d'expériences scientifiques se trouve facilitée par son équipement technique : électricité, internet, arrivée d'eau, fibre optique... De plus, il règne dans le laboratoire un silence quasiment absolu, le bruit électromagnétique anthropique y étant l'un des plus faibles au monde. Cet isolement favorise la détection précise de signaux de très faibles magnitudes, offrant ainsi un cadre de travail approprié pour des expériences in-situ.

### 3.2.2 Le contexte géologique du bassin du Sud-Est de la France

Le bassin du Sud-Est de la France, ancienne marge Nord-Ouest (Molliex et al., 2011) de la Téthys, est le fruit d'une histoire géologique s'étendant sur quelques deux cent vingt millions d'années (220 Ma). Il résulte d'événements tectoniques et de dépôts sédimentaires ayant débuté au Trias et s'achevant à l'ère actuelle. La mise en place de ce bassin se déroule en deux temps distincts, dissociables grâce à la différenciation observée dans la sédimentation et la tectonique. La première de ces phases correspond au Mésozoïque et s'étale sur environ 150 Ma. Quant à la seconde, elle débute au cours du Crétacé Supérieur (70 Ma) et perdure pendant le Cénozoïque.

L'ouverture de la Téthys pendant le Trias a créé un bassin en extension Nord-Sud (Dubois and Delfaud, 1989) où se sont déposés des sédiments détritiques et évaporitiques. Cette phase de "rifting" se caractérise par une forte tectonique synsédimentaire en blocs basculés. Le domaine marin externe continue son extension (Dubois and Delfaud, 1989) pendant 100 Ma. Du Jurassique au Crétacé Inférieur, la subsidence du bassin se poursuit. La sédimentation se différencie alors entre son centre et ses bordures. Une zone centrale très profonde - appelée fosse vocontienne - se met en place. L'épaisseur sédimentaire y est relativement faible et provient majoritairement de dépôts turbiditiques. Plus en bor-

de grandes épaisseurs marno-calcaires se déposent pendant le Jurassique auxquelles succèdent des calcaires au cours du Crétacé Inférieur. Ces derniers et plus particulièrement ceux déposés pendant l'ère Urgonienne, soit entre -130 et -122 Ma, retiendront notre attention dans la suite de notre étude.

La deuxième étape de création du bassin débute au cours du Crétacé Supérieur. Ce temps géologique est marqué par la convergence de l'Afrique et de l'Europe, provoquant l'orogénèse Pyrénéenne. Une phase de transpression senestre orientée Nord-Sud mène à l'émersion d'une partie de la Provence actuelle. La déformation observée se caractérise par le développement d'un réseau de failles normales (orientées Nord) dans le bassin du Sud-Est ainsi que par le plissement des couches sédimentaires (Guyonnet-Benaize et al., 2010). L'émersion de la Provence conduit à une érosion des sédiments d'âge Jurassique et Crétacé Inférieur et à un dépôt de bauxites. Le Cénozoïque est marqué par une dispersion de la sédimentation dans plusieurs bassins très subsidents (Dubois and Delfaud, 1989). A la fin de l'Eocène et pendant l'Oligocène, un régime extensif orienté Est-Ouest se met en place (Lamarche et al., 2012). Celui-ci conduit au rifting Ouest-Européen (Bergerat, 1985). Associé à la subduction de l'océan Alpin, il contribue à l'ouverture du bassin Liguro-Provençal. Les failles décrochantes du bassin Provençal conduisent à la formation de petits bassins subsidents, où se déposent successivement dépôts évaporitiques, argiles et calcaires lacustres (Molliex et al., 2011). Des transgressions marines et une érosion sont observées pendant cette période. Par la suite et jusqu'au milieu du Pliocène, la compression alpine, orientée Nord-Sud, réactive les structures pyrénéennes. Finalement, le Quaternaire se caractérise par une modification du régime de compression en un régime en transpression (Molliex et al., 2011) menant au bassin Sud-Est tel que nous le connaissons actuellement.

### 3.2.3 Le site d'étude : le LSBB

#### 3.2.3.1 Contexte géologique

Le LSBB se situe au centre du bassin Sud-Est, dans le flan Nord du pli synclinal de Cavaillon (La Grande Montagne) composé de calcaires datant du Crétacé Inférieur (Figure 3.3a-d). Au coeur de ce pli, orienté Est-Ouest, les formations sédimentaires sont d'âge Oligocène et Miocène. Il résulte de l'épisode d'émersion de la Provence pendant le Crétacé Supérieur ayant entraîné une phase de plissement en Provence (partie 3.2.2). Les couches carbonatées forment une série monoclinale orientée N080° et de pendage 10° à 20° Sud (Figure 3.3b). D'importants contrastes de faciès sont observés entre la base et le haut de la série stratigraphique (Figure 3.3.c). Ceux-ci dénotent de l'évolution progressive de l'environnement de dépôts sédimentaires : de calcaires se déposant dans un environnement de bassin à des plateformes carbonatées (Jeanne et al., 2012b).

Le laboratoire se positionne dans une série de calcaires Urgoniens. Ils se caractérisent par leur couleur claire, voir très blanche, et les fossiles de rudistes qui s'y trouvent. Ils

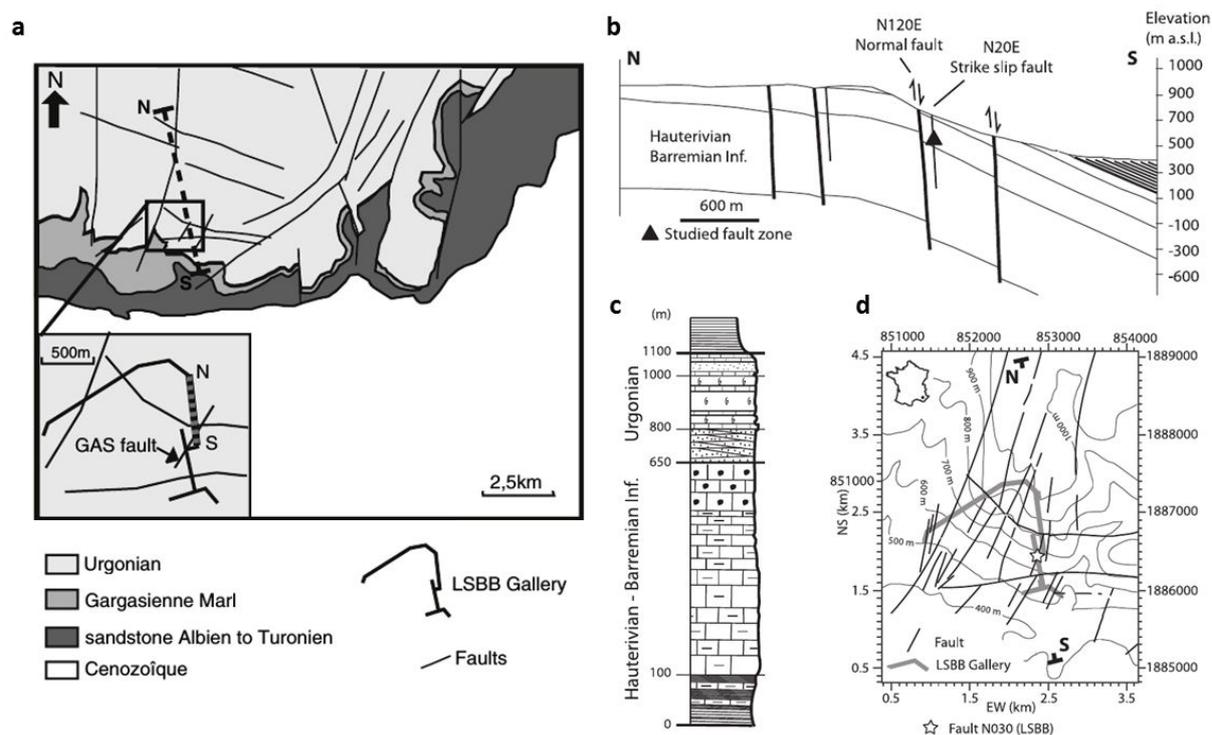


FIGURE 3.3 – Le contexte géologique du LSBB - (Jeanne et al., 2012b) adapté (a) Carte structurale de la région et emplacement du LSBB et des galeries, (b) coupe Nord-Sud de la Grande Montagne et représentation de la faille étudiée, (c) séquence stratigraphique, (d) carte structurale détaillée et focalisée sur la faille étudiée.

sont ici affectés par deux familles de failles distinctes (Figure 3.3d) :

1. L'une normale d'orientation  $N120^\circ - 75^\circ N$ , d'extension kilométrique, est caractérisée par des zones de failles de plusieurs mètres d'épaisseur et fortement cimentée par des calcaires. Ces zones cimentées présentent une porosité inférieure à 5% et s'étendent du coeur de la faille vers des structures géologiques secondaires sur des distances de un à plusieurs dizaines de mètres.
2. La seconde, également normale, orientée  $N030^\circ - 85^\circ E$ , est d'extension déca- à hectométrique (Jeanne et al., 2012b). Son coeur de faille se caractérise par la présence d'une gouge de faille.

Notre étude se porte sur cette seconde famille. Actuellement considérée comme inactive, elle recoupe les galeries du LSBB ; et plus particulièrement la Galerie Anti-Souffle où ont été effectuées les expériences d'injections de fluide. .

### 3.2.3.2 Contexte hydrogéologique

L'aquifère karstique de Fontaine de Vaucluse - le plus grand de France - s'étend du Mont Ventoux, à la montagne de la Lure, comprenant le plateau d'Albion et a, pour exutoire principal, Fontaine de Vaucluse. Son débit annuel moyen est de  $17 \text{ m}^3/\text{s}$ , sur la période 1967-2012 (Cognard-Plancq et al., 2006). Il peut néanmoins atteindre des débits

de 85 m<sup>3</sup>/s en période de crue (1994) ou de 3.77 m<sup>3</sup>/s en période d'étiage (1990). Ce système karstique est alimenté à 98 % par les eaux de pluie (Puig, 1987; Emblanch et al., 2003).

Le site d'étude se situe dans la zone non saturée de l'aquifère karstique de Fontaine de Vaucluse. L'étude des traceurs géochimiques contenus dans l'eau a permis d'identifier trois fonctionnements temporels différents de l'aquifère (Garry, 2007) :

1. Un régime transitif : l'eau ne reste pas longtemps dans cette zone, d'où des stocks relativement faibles.
2. Un régime capacitif : l'eau séjourne plusieurs mois dans la zone due à de faibles vitesses d'écoulements. Le stock d'eau est important.
3. Un régime intermédiaire : ce régime est un intermédiaire des deux précédents régimes. Les vitesses d'écoulement sont tour à tour rapides et inertielles.

Ainsi, la zone non saturée peut tout aussi être, dans le même temps, un lieu de stockage qu'un lieu de transfert vers l'exutoire. Les apports de cette zone sont estimés, en moyenne, entre 15 et 30 % du débit total de la Fontaine de Vaucluse (Batiot et al., 2003; Emblanch et al., 2003).

De part ses formations géologiques et le système hydrogéologique en place, ce réservoir est analogue aux réservoirs pétroliers du Moyen Orient (Jeanne et al., 2012b,a, 2013). En effet, les formations Kharab, Hawar et Shu'aiba du Moyen-Orient, qui se sont déposées sur la marge Sud de la Téthys, sont similaires aux formations d'âge Urgoniens du bassin Sud Est (marge Nord de la Téthys). Les mêmes faciès s'y retrouvent ainsi que les mêmes restes fossiles, entre autres des rudistes. De ce fait, les conditions environnementales étaient identiques lors de la formations de ces réservoirs (Bastide, 2014).

### 3.2.4 La Galerie Anti-Souffle ou GAS

La galerie anti-souffle se situe à une profondeur de 280 m, et s'étend sur une longueur de 300 mètres au coeur du laboratoire (Figure 3.4a). Contrairement aux autres galeries du site consolidées par 70 cm de béton, elle n'est recouverte que d'une fine couche de béton projeté. Une fois décapée, elle offre ainsi un libre accès à la roche. Une surface de 50 m sur 4 m de cette galerie a été étudiée en détail sur une profondeur de 20 m. En effet, à cette profondeur, roches et failles se trouvent protégées des phénomènes d'altération et d'érosion sévissant en surface.

#### 3.2.4.1 Contexte géologique

La galerie se compose de séries de roches carbonatées dont l'épaisseur varie de un à cinq mètres. L'ensemble de ces strates est recoupé par la faille principale N030°-85°E (partie 3.2.3.1). Le coeur de cette faille, caractérisée par une gouge de faille, se compose de deux zones distinctes :

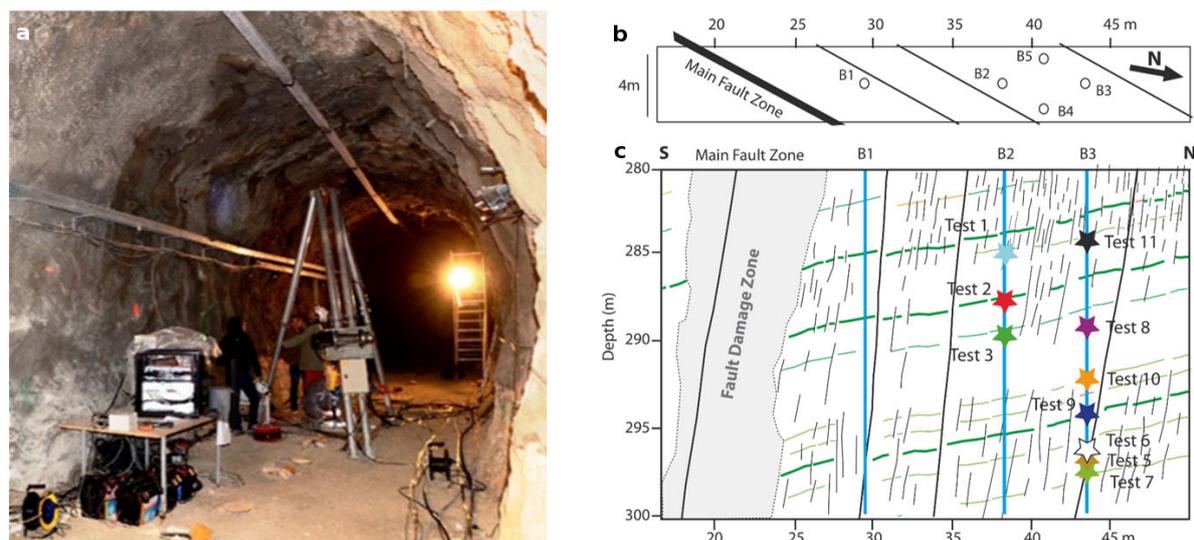


FIGURE 3.4 – La galerie anti-souffle : géologie

(a) Photo de la galerie et de la zone d'expériences ; (b) Vue de la surface de galerie montrant les positions de la faille principale et des failles secondaires, ainsi que celle des cinq forages ; (c) Section NS du sous-sol de la galerie montrant les fractures sub-verticales, les joints de stratification sub-horizontaux et les points d'injections (étoiles). La profondeur est comptée depuis la surface de la galerie.

1. Au centre de la faille, se trouve un couloir d'une trentaine de centimètres d'épaisseur où se concentre la plupart de la déformation. Il est délimité par des fractures indurées et polies présentant de nombreuses stylolites. Des gouges formées d'argiles pouvant atteindre trente centimètres d'épaisseur sur un mètre de haut et quatre mètres de long se situent entre les plans de failles. Les blocs de roche les plus imposants se situent au centre de ces gouges (Jeanne et al., 2012b).
2. Vient, ensuite, une zone de transition, de six mètres d'épaisseur en moyenne, entourant ce couloir central. Elle se compose de fragments de roches angulaires de 5 à 20 cm<sup>3</sup> et d'un grand nombre de fractures. Les roches y sont "concassées".

Cette zone de transition mène à la zone endommagée de la faille où ont été menées les expériences, à environ 18 m de la faille principale. La densité de fracture diminue progressivement en s'éloignant du coeur de faille. A une dizaine de mètre de cette dernière, diverses structures géologiques secondaires peuvent être observées. Parmi elles, trois failles secondaires, provenant du même système géologique que la faille principale, et se trouvant à 10, 15 et 25 m respectivement de cette dernière affectent la série calcaire (Figure 3.4b-c). Chacune de ces failles se caractérise par l'existence d'une zone endommagée allant de quelques centimètres à un mètre. Par ailleurs, des fractures sub-verticales, orientées 10° à 30° Nord et présentant un pendage de 70° soit vers l'Est soit vers l'Ouest ainsi que des fractures Nord 90° et dont le pendage varie de 20° à 50° vers le Sud sont également observées. Finalement des plans de stratification sub-horizontaux, orientés Nord 110° à 135° et de pendage 20° à 35° Sud-Ouest, séparent les strates calcaires. Ces dernières

sont principalement des grainstones, c'est-à-dire des roches carbonatées dont les grains jointifs, de diamètre supérieur à 0.25 mm, ne sont pas cimentés par de la boue (d'après la classification de Durham). Des couches de quelques centimètres d'épaisseur de packstone (grains jointifs cimentés par de la boue carbonatée) voire de mudstone (boue carbonatée où la proportion de grains est inférieure à 10%) s'intercallent entre celles de grainstones.

Ces strates de grainstone présentent un important contraste de porosité. Deux couches, très fracturées, se caractérisant par une faible porosité (inférieure 5%), entourent une couche peu fracturée mais de forte porosité (supérieure 15%). La déformation dans les couches peu poreuses augmente en direction du coeur de faille. Elle se traduit par une forte augmentation de la densité de fractures. Celle-ci s'observe sur une distance allant jusqu'à 17 m depuis le coeur de faille. Elle est liée à une augmentation de la micro-porosité observée à proximité du coeur de faille. A contrario, dans les couches poreuses, la densité de fractures s'atténue très rapidement (5m du coeur de faille). Ceux-ci se traduisent par une diminution progressive de la micro-porosité à 14m du coeur de faille (Jeanne et al., 2012b).

### 3.2.4.2 Contexte hydrogéologique et mécanique

A l'échelle centimétrique, dans les couches poreuses, le module d'Young mesuré est de 14 GPa dans la roche mère et de 21 GPa proche du coeur de faille. Cette différence provient de la rapide diminution de la porosité du coeur de faille vers la roche saine. A contrario, dans les couches peu poreuses, le module d'Young est plus fort dans la roche mère (29 GPa) que dans le coeur de faille (19 GPa). Ce qui peut être expliqué par le développement de micro-fractures et de la porosité.

A l'échelle plurimétrique, le module d'élasticité peut atteindre 40 GPa dans la roche mère alors qu'il est de 22 GPa près du coeur de faille pour les couches poreuses. Cette diminution provient de l'accommodation des contraintes s'exerçant dans le coeur de faille par des déformations à l'échelle microscopique. Dans les couches peu poreuses, ce module d'élasticité peut monter jusqu'à 60 GPa dans la roche mère mais est seulement de 13 GPa dans le coeur de faille. Cette importante différence provient du grand nombre de fractures dans cette zone.

La perméabilité, déterminée à partir de mesures pétrophysiques (essais in-situ et expériences en laboratoire, Jeanne et al. (2012b)), dans les zones peu poreuses varie de trois ordres de grandeur entre la roche mère ( $10^{-10} \text{ m.s}^{-1}$ ) et le coeur de faille ( $10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$ ). Cette variabilité provient de l'augmentation du nombre de fractures en direction du coeur de faille : celles-ci permettant aux fluides de circuler. Ainsi la zone endommagée de la faille conduit mieux les fluides que la roche mère. Toutefois, dans les couches poreuses, la perméabilité reste sensiblement la même dans la roche mère ( $10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ ) que dans le coeur de faille ( $5 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ ). Ceci conduit à l'existence d'une perméabilité anisotrope, influencée par l'orientation des fractures où des flux de fluides se mettront préférentiel-

lement en place. Le réseau de fractures étant peu connecté, ces couches peuvent jouer le rôle de barrières imperméables pour les fluides. Elles favorisent alors l'apparition de surpressions locales, pouvant mener à des faiblesses locales de la faille.

Des tests hydrauliques sur des fractures pré-existantes, suivant le protocole décrit par Haimson and Cornet (2003) ont permis la détermination de l'état de contrainte du milieu par Guglielmi et al. (2015a). La contrainte principale maximale  $\sigma_1$  est de 6 MPa ( $\pm 0.4$ ). Elle s'oriente sub-verticalement et présente un pendage de  $80^\circ$  vers le sud. La contrainte  $\sigma_2$  est, quant à elle, sub-horizontale avec un azimut de  $20^\circ$  (à plus ou moins  $20^\circ$ ) et vaut 5 MPa ( $\pm 0.5$ ). Finalement la contrainte minimale  $\sigma_3$ , également sub-horizontale, a un azimut de  $110^\circ$  vers l'Est (à plus ou moins  $20^\circ$ ) et est de 3 MPa ( $\pm 1$ ).

### 3.2.4.3 Aménagement de la galerie

La galerie a été aménagée afin d'accueillir les instruments d'acquisition nécessaires aux expériences.

Cinq puits verticaux, d'une profondeur moyenne de vingt mètres, ont ainsi été forés depuis le sol de la galerie et recoupent une partie de la zone endommagée de la faille. Connus sous la dénomination B1 à B5 et de diamètre 14.6 cm, leurs profondeurs respectives sont de 21.25, 20.85, 21.19, 21.50 et 20.85 m (Figures 3.4b et c). A ceux-ci s'ajoutent, sur le sol de la galerie, vingt-deux bases, cimentées également, d'une cinquantaine de centimètres de fond permettant ainsi d'atteindre le rocher sain. Puits et bases sont destinés à accueillir l'instrumentation nécessaire au suivi des expériences.

## 3.3 Principe expérimental et instrumentation

### 3.3.1 Principe et protocole expérimental

Cette étude vise à mieux appréhender la réponse sismique, hydraulique et mécanique d'une zone de faille à une stimulation hydraulique en l'étudiant en détail. Pour ce faire, les expériences réalisées consistaient à injecter de l'eau à haute-pression, en profondeur, dans une structure géologique choisie, en utilisant la sonde Step-rate Injection Method for Fracture In-situ Properties, notée par la suite SIMFIP (Guglielmi et al., 2013). Cette dernière permet, non seulement de procéder à l'injection des fluides, mais aussi de mesurer simultanément la pression, le débit du fluide et la déformation mécanique au point d'injection. Une instrumentation dense de la zone de faille a permis de réaliser simultanément le suivi hydraulique, mécanique et sismique des expériences.

### 3.3.1.1 La sonde SIMFIP et son fonctionnement

Pensée et développée par Yves Guglielmi (Cerege, ANR HPPC0<sub>2</sub>) en association avec les entreprises SITES et Petrometalic (Guglielmi et al., 2013), la sonde SIMFIP (figure 3.5) permet d'étudier la réponse hydro-mécanique d'une zone géologique de petite taille voire d'une unique structure en l'isolant du milieu environnant.

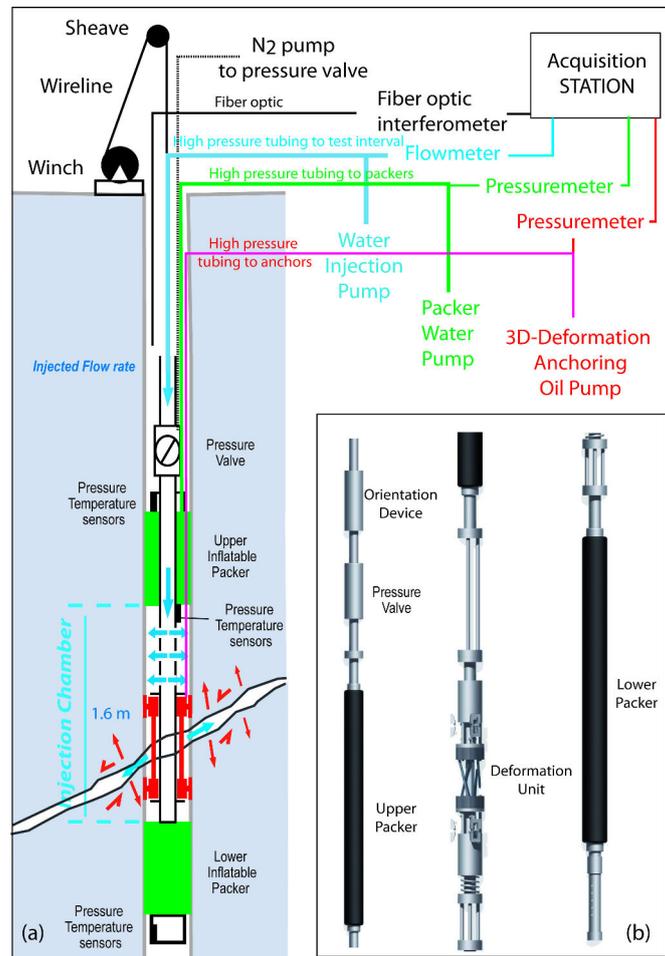


FIGURE 3.5 – La sonde d'injection et les différents éléments la composant : a) instruments et équipements techniques de la sonde SIMFIP ; b) les 3 composants de la sonde (Guglielmi et al., 2013).

La figure (a) présente un test d'injection avec la sonde SIMFIP et les différents éléments la composant. La sonde est suspendue à un treuil qui la descend dans le puits. Les différents fluides sont acheminés par des flexibles (lignes bleues, vertes et rouges). Les données sont acheminées par fibres optiques jusqu'à la station d'acquisition (ligne noire). En profondeur, les deux packers (rectangles verts) entourent la chambre d'injection. Celle-ci est centrée sur une fracture, dans laquelle l'eau est envoyée sous pression. Les rectangles noirs se trouvant dans et autour de la chambre d'injection indiquent la position des capteurs de température et de pression. La figure (b) montre les trois principales unités composant la sonde (les deux packers et la chambre d'injection). Le capteur d'orientation, la vanne de fond de puits ainsi que le capteur de déformation y sont également représentés.

Elle se compose de trois parties distinctes : une chambre d'injection - de longueur 2.4 m

- entourée de deux packers gonflables. Une fois la structure géologique à tester identifiée, la sonde est descendue dans le forage et la chambre d'injection centrée sur la structure sus-mentionnée. Les packers sont alors gonflés et viennent se plaquer contre les parois du forage. Ils maintiennent, par conséquent, la sonde à la hauteur désirée.

Outre le système d'injection, plusieurs capteurs hydromécaniques se trouvent dans la chambre d'injection. Les capteurs de pression et de température, situés dans la chambre d'injection, ont des précisions respectives de 0.001 MPa et de 0.1 °C. La précision du capteur de pression lui permet d'enregistrer les petites variations de pression liées au mouvement de la fracture ou structure géologique testée. Trois autres capteurs de pression et de température se situent au-dessus et en-dessous des packers. Ils contrôlent la pression et la température du fluide lors de l'injection. Leurs gammes de fonctionnement respectives s'étendent de 0 à 10 MPa et jusqu'à 80 °C. Le débit du fluide injecté est quant à lui directement mesuré à la pompe d'injection.

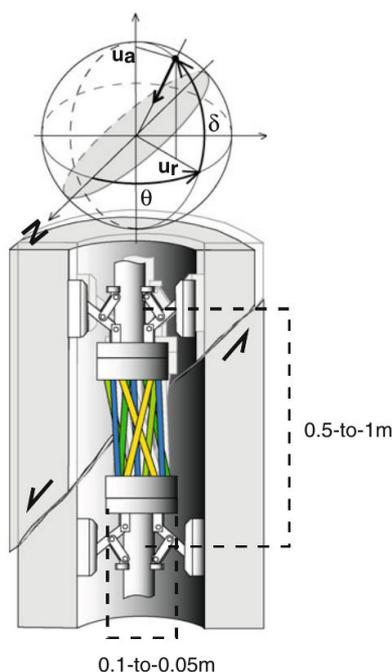


FIGURE 3.6 – Vue schématique du capteur de déformation de la sonde SIMFIP (Guglielmi et al., 2013).

Les tubes sont identifiés par différentes couleurs afin de montrer les différentes déformations engendrées par un mouvement de la fracture testée. La sphère indique l'orientation du mouvement dans le plan de contrainte cisailante maximum ( $u_r$ ;  $u_a$ ); le plan de la fracture testée étant représenté en gris.

Afin de compléter ces données hydrauliques, un extensomètre 3D (Figures 3.5 et 3.6) permet de mesurer précisément (1  $\mu\text{m}$ ) la déformation au point d'injection. Il doit être centré le long de l'axe reliant les deux packers dans la chambre d'injection et se compose de deux anneaux en acier indéformables - fixés au mur du puits par neuf patins actionnés par un verin hydraulique - et reliés entre eux par neuf tubes en acier (ou aluminium) dé-

formables. Une fois positionné dans le puits et les ancrages se situant de part et d'autre de la structure géologique à tester, le système est indépendant des packers. Les mouvements de la structure engendrent un déplacement relatif entre les ancrages. Celui-ci induit une déformation des tubes dans les trois dimensions de l'espace. Ces différentes déformations sont enregistrées par 10 à 15 fibres optiques disposées sur un réseau Bragg, attachées aux tubes déformables. L'information est alors acheminée à la station d'acquisition. Un algorithme d'inversion est ensuite utilisé afin de calculer le déplacement relatif en 3 dimensions entre les anneaux à partir de la déformation des tubes. Lors de ces expériences, l'extensomètre mesure 0.48 m de long.

Un instrument permettant de connaître l'orientation est également accroché au packer supérieur. Il s'agit ici d'une boussole magnétique.

Par ailleurs, une vanne de fond est installée à l'entrée de l'intervalle, afin : (1) d'isoler la chambre du système d'injection et laisser ainsi l'eau diffuser dans le milieu ou (2) de permettre une variation brutale de pression.

Les données sont acheminées à la station d'acquisition par fibre optique. Les problèmes de connectique liés à la présence d'eau sont ainsi évités.

La sonde permet de mesurer la réponse hydromécanique au point d'injection. Son installation en profondeur nécessite trois composants particuliers en surface. Tout d'abord, un tripode auquel la sonde est fixée permet de la descendre dans le puits. Puis, trois pompes hydrauliques permettent d'acheminer respectivement (1) l'huile pour fixer l'extensomètre, (2) l'eau afin de gonfler les packers, et (3) l'eau à injecter pour les expériences. Finalement, un système d'acquisition, composé de plusieurs canaux et avec une interface, enregistre les données et rend possible le suivi des expériences en temps réel. Certains paramètres peuvent alors être modifiés au cours de l'expérience afin de s'adapter à la réponse immédiate du milieu à l'injection. Ce système est aisément synchronisable avec un système d'acquisition sismique.

### 3.3.1.2 Protocole expérimental

Un test d'injection s'opère selon le protocole établi par Guglielmi et al. (2013) (Figure 3.7) et comporte quatre étapes. Dans un premier temps (phase A), la chambre d'injection est saturée en eau puis des impulsions de pression de fluide de courte durée (quelques secondes à minutes, qualifiées par la suite de pulses) sont envoyées dans le milieu. La décroissance de la pression à la suite de cette impulsion permet d'estimer sa perméabilité et son emmagasinement. Dans des milieux fracturés et très hétérogènes, des déformations inélastiques peuvent rapidement se produire. C'est pourquoi les augmentations de pression doivent être faibles et progressives. Lors de la phase B, la pression est, par conséquent, augmentée progressivement par palier : chaque augmentation de pression est séparée de la suivante par un certain laps de temps (généralement une minute) afin qu'elle se stabilise. Cette augmentation progressive de la pression permet également de détecter précisément,

au point d'injection, le moment où s'initient les déformations ainsi qu'une éventuelle ré-activation des structures. Lorsque la pression atteint une valeur donnée, elle y est maintenue, de façon quasi-constante, le temps nécessaire à la propagation de la rupture (phase C). La phase D conclut le test par de nouvelles séries de pulses. La perméabilité du milieu après la stimulation hydraulique peut ainsi être estimée. En la comparant à la perméabilité initiale (phase A), l'impact de l'injection sur le milieu peut être estimé, d'un point de vue hydraulique et mécanique.

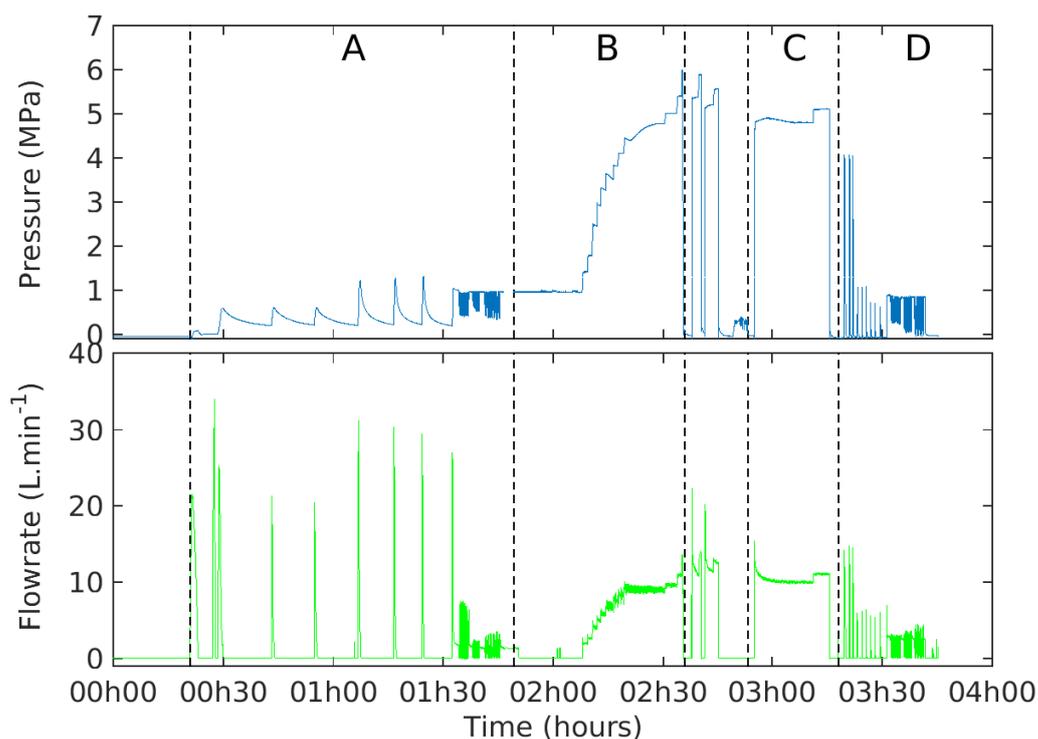


FIGURE 3.7 – Protocole d'un test d'injection de fluide à hautes pressions. Le temps 00h00 est arbitraire et correspond au début du test. La figure du haut présente l'évolution de la pression en fonction du temps et celle du bas montre l'évolution du débit au cours du temps. Les phases A, B, C et D sont les mêmes sur les deux figures et correspondent respectivement aux phases de (A) pulses initiaux, (B) augmentation de la pression par palier, (C) maintien de la pression à une valeur quasiment constante et (D) pulses de fin.

Grâce à la sonde SIMFIP, le suivi hydromécanique est effectué au point d'injection. Nous désirons également étudier les perturbations engendrées par les injections dans le milieu. C'est pourquoi, la zone expérimentale de la faille a été instrumentée en utilisant les cinq forages verticaux ainsi que les vingt-deux bases de la galerie.

### 3.3.2 Instrumentation de surveillance

Afin de procéder aux injections, la sonde SIMFIP est descendue dans un puits, qualifié par la suite de puits d'injection. Lors des expériences, deux forages (B2 et B3) ont successivement servi de puits d'injections (Figure 3.4). Un réseau dense de capteurs (cinquante)

a été installé non seulement en surface mais aussi en profondeur (Figures 3.8 et 3.9, et Tables 3.2 et 3.1) afin d'assurer le suivi sismique et hydromécanique de la zone testée.

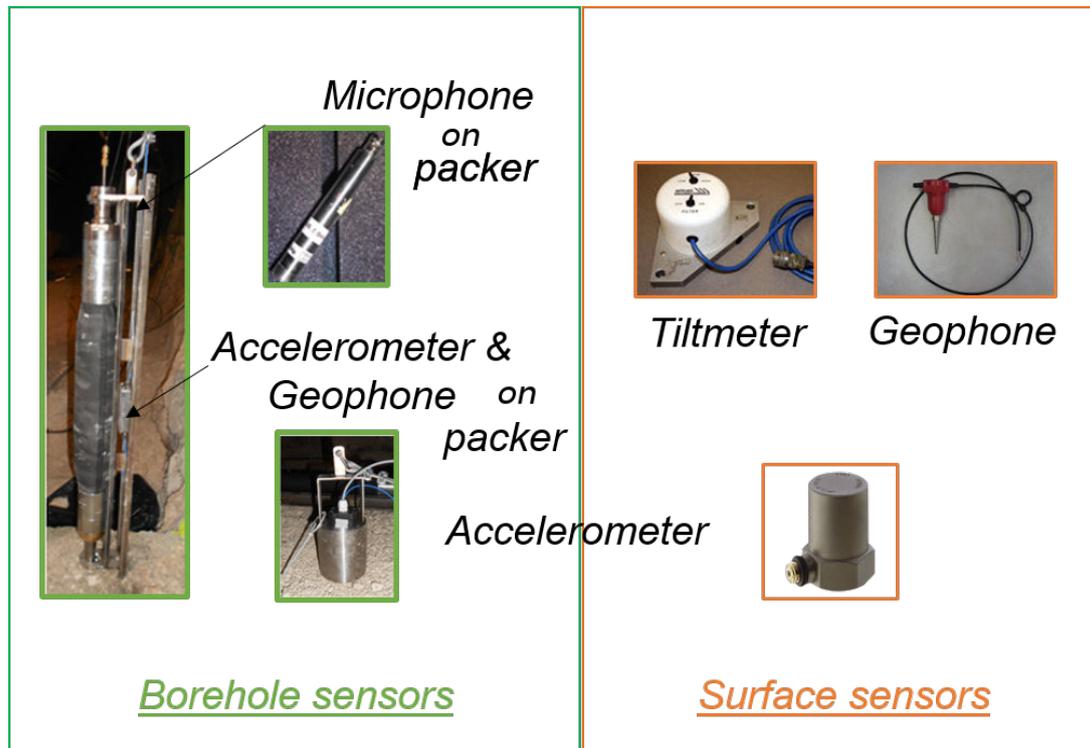


FIGURE 3.8 – Instruments de mesures sismiques et non sismiques.

La partie gauche de la figure (encadré vert) représente les instruments descendus dans les puits. Dans chaque puits, un microphone, un accéléromètre et un géophone ont été installés sur un packer afin d'être maintenus à une hauteur intermédiaire dans les puits. Le dernier accéléromètre est, quant à lui, directement posé sur le socle du puits. La partie droite de la figure (encadré orange) présente les instruments installés dans les bases de surface : inclinomètre, géophone et accéléromètre.

La diversité des instruments utilisés - accéléromètres, géophones, inclinomètres et microphones (Figure 3.8, décrits ci-après) - permet de balayer une très large gamme de fréquences allant de 1 Hz à 20 kHz. L'enregistrement de signaux contenant de très hautes ou bien de très basses fréquences est ainsi rendu possible. Par conséquent, quelque soit la fréquence des mouvements du sol, ceux-ci peuvent être captés. Par ailleurs, la répartition spatiale des capteurs (Figure 3.9), en surface ainsi qu'à différentes profondeurs dans la zone expérimentale, contribue à optimiser la résolution du réseau. Celle-ci se trouve d'autant plus renforcée par la faible distance séparant les capteurs les uns des autres (1 à 14 m) et celle les séparant du point d'injection (3 à 35 m).

### 3.3.2.1 Le suivi sismique

Trente et un capteurs sismiques ont été installés afin d'assurer l'enregistrement d'une possible sismicité.

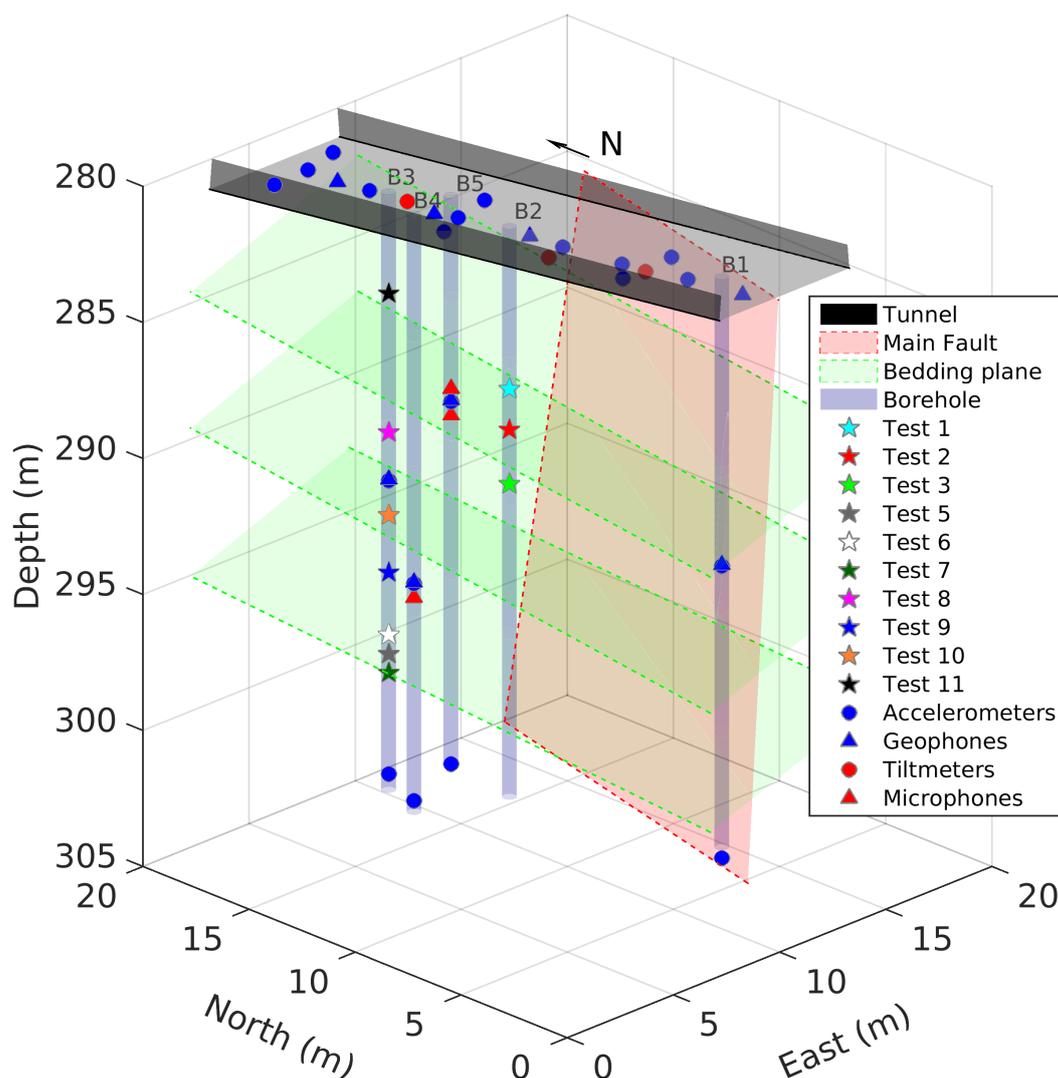


FIGURE 3.9 – Instrumentation de la zone de faille, principales structures géologiques et emplacement des injections

La faille principale est symbolisée par un plan rouge alors que les plans de stratification sont en vert. Les lignes en pointillé indiquent le prolongement dans l'espace des plans. La galerie est représentée par la surface grise et les cinq puits verticaux par les cylindres bleus. Les instruments sismiques sont en bleu ; les cercles symbolisant les accéléromètres et les triangles, les géophones. Finalement, les triangles rouges indiquent l'emplacement des microphones et les cercles rouges celui des inclinomètres. Les étoiles montrent la localisation des injections.

Des expériences d'injections in-situ similaires avaient, précédemment, été menées dans des roches carbonatées au LSBB (Derode et al., 2013) et dans des argiles à Tournemire (De Barros et al., 2016). Elles ont mis en évidence le contenu très hautes fréquences (supérieur à 1 kHz) des événements induits ainsi que leur faible magnitude (approximativement -4). Leur détection nécessite par conséquent des instruments sismiques dont la gamme de réponse est supérieure à 1 kHz. C'est pourquoi, nous avons installé vingt-deux accéléromètres. Huit de ceux-ci, triaxiaux, ont été positionnés dans les puits. Ces accéléromètres,

3 composantes et de type PCB 356B18, enregistrent dans une gamme de fréquences allant de 2 à 4000 Hz avec un pas d'échantillonnage de 10 kHz. Lestés par un poids de 5 kg (Figure 3.8), quatre d'entre eux ont été posés sur le fond cimenté des forages B1, B3, B4 et B5, lorsque B2 était le puits d'injection, puis B1, B2, B4 et B5 lorsque B3 remplissait ce rôle. Les quatre autres, fixés sur les barres métalliques de quatre packers touch (Figure 3.8), ont été installés, dans les puits sus-mentionnés, aux profondeurs respectives de 10.52 m, 10.52 m, 13.52 m et 7.52 m.

Quant aux quatorze accéléromètres restant (Figure 3.8), tous uni-axiaux, ils ont été positionnés sur les bases de surface de la galerie. De marque BK4383, enregistrant de 10 à 10 000 Hz avec un pas d'échantillonnage de 10 kHz, ils ont été collés sur le ciment des bases, à l'aide d'une colle dite de jauge de contrainte et fréquemment utilisée en mécanique. Les accéléromètres de puits sont référencés par la suite sous la dénomination Bn3 et Bn2 où n est le numéro du puits où ils se trouvent et les chiffres 2 et 3 indiquent si les instruments sont respectivement à une hauteur intermédiaire dans le puits ou posés sur le fond. En surface, les accéléromètres sont nommés de A61 à A74 du Sud vers le Nord.

Des événements plus basses fréquences sont également susceptibles de se produire. Afin de les capter, nous avons adjoint un réseau de neuf géophones aux accéléromètres déjà installés. Quatre d'entre eux, verticaux (Figure 3.8), ont été ancrés dans les mêmes puits que les accéléromètres, cinq centimètres en-dessous de ces derniers. Ces vélocimètres, 3 composantes et de type GS20DM (Figure 3.8), enregistrent de 10 à 500 Hz avec un pas d'échantillonnage de 2 kHz. Les autres géophones, des RTC-10Hz, ont été cimentés dans les bases de surface. Ils acquièrent avec un pas d'échantillonnage de 2 kHz les données entre 10 et 500 Hz. Les géophones de puits s'appellent Bn1 où n est le numéro du puits. En surface, ils vont de G1 à G5 du Sud vers le Nord.

Les capteurs installés en forage ont fait l'objet d'une étanchéité afin d'assurer leur fonctionnement sous une colonne d'eau de 5 m. L'ensemble des capteurs sismiques explorent ainsi une gamme de fréquences allant de 20 Hz à 10000 Hz. Par conséquent, quelque soit le type d'événements sismiques (événements basses fréquences, tremors, séismes ou microséismes) pouvant avoir lieu, il devrait être enregistré par ce réseau.

### 3.3.2.2 Le suivi dans les domaines quasi-statiques et acoustiques

A ce vaste réseau sismique, s'ajoutent sept autres instruments de mesures de déformation et acoustiques : trois inclinomètres positionnés dans les bases de surface et quatre microphones dans les puits. Leur ajout permet ainsi d'enregistrer à la fois des mouvements quasi-statiques mais également les émissions acoustiques. Les inclinomètres, 2 composantes, 501-2(4x), ont une fréquence d'échantillonnage de 2 kHz. Ils ont été posés sur le ciment des bases. Quant aux microphones, monodirectionnels orientés up/down, des PCB 378B02, ils balayent une gamme de fréquences allant de 3.5 Hz à 20 kHz, avec un pas d'échantillonnage de 20 kHz. Ils ont, à l'instar des accéléromètres et géophones de

profondeur, été fixés sur les packers touch. Un a été installé dans le forage B4 à 10,04 m de fond, et deux dans le puits B5 aux profondeurs respectives de 8.03 m et 7.05 m. Le quatrième et dernier microphone a été placé dans le forage d'injection en surface.

### 3.3.3 Mesure des variations de vitesses des ondes sismiques

Les injections de fluide, en perturbant le milieu, peuvent induire des variations de vitesses des ondes sismiques. Afin d'observer ces changements, un pot vibrant a été installé dans la galerie. Il produit ainsi un bruit contrôlé. Celui-ci est une fonction exponentielle balayant les fréquences de 50 à 450 Hz pendant 30 secondes, suivies d'un silence de 60 secondes. Le second est, également, une fonction exponentielle allant de 50 à 150 Hz pendant 30 secondes puis de 130 à 450 Hz pendant 15 secondes; le tout suivi d'un silence de 60 secondes.

Les vitesses des ondes P sont sensibles à la présence de fluides. Les variations observées dans les vitesses d'ondes sismiques peuvent être reliées à de faibles perturbations ( $<0.1\%$ ) des propriétés mécaniques des zones de faille. De plus, les ondes sismiques sont sensibles aux déformations asismiques (Rivet et al., 2016). Ainsi, suivre les déformations asismiques à partir des variations de vitesses des ondes permet de mieux contraindre l'origine mécanique de ces déformations. Elles permettent également de mieux comprendre quelles déformations accompagnent une réactivation de faille.

De ce fait, le pot vibrant a été installé afin de suivre les variations de vitesses des ondes. L'analyse des données n'a pas été faite dans cette thèse mais se base sur une mesure précise de la variation des ondes sismiques effectuée en utilisant l'ensemble du signal sismique avant, pendant et après les injections.

### 3.3.4 L'acquisition des données

Tous les capteurs utilisés ont été connectés à un système d'acquisition. La chaîne d'acquisition comporte trois composants : des conditionneurs de signaux (Gantner Q.bloxx A107 et Q.bloxx A101) une centrale de marque Gantner Q.Station, et un ordinateur permettant le traitement et la sauvegarde des données (Figure 3.10).

Les données des instruments sont acheminées vers la station d'acquisition via un réseau de câbles. Ayant toutes des fréquences d'échantillonnage différentes, elles sont pré-conditionnées avant d'arriver à la station d'acquisition, afin de pouvoir être stockées dans un espace tampon. Elles sont ensuite transmises à un ordinateur d'acquisition qui les convertit au format SEG2. Ce système d'acquisition convertit également les unités des capteurs en unités de mesure. Chaque fichier comporte cinq minutes de données.

Le système d'acquisition synchronise temporellement les signaux sismiques (accéléromètres et géophones), acoustiques (microphones) et quasi-statiques (inclinomètres); et ce, même si leur pas d'échantillonnage diffère. Il peut également être synchronisé avec

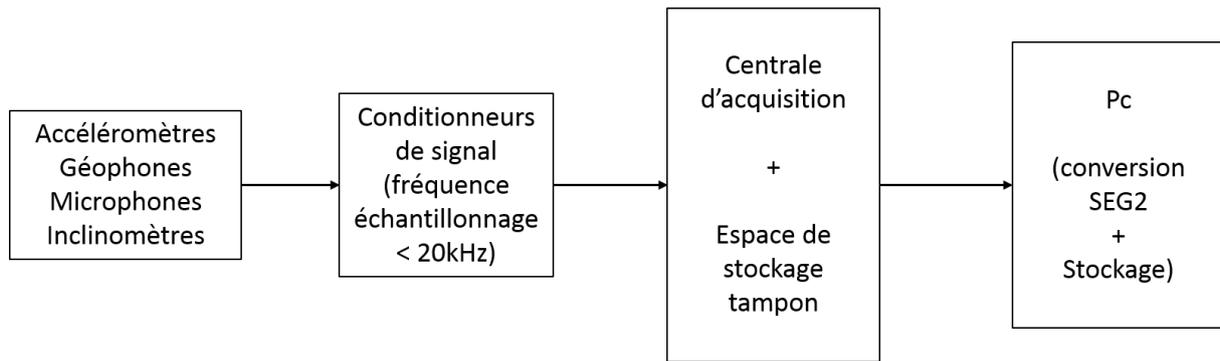


FIGURE 3.10 – La chaîne d’acquisition, d’après la société SITES.

un autre système d’acquisition par l’utilisation d’une horloge GPS commune aux deux systèmes et connectée au même réseau Ethernet. Ainsi les signaux mécaniques et hydrauliques sont, en théorie, synchronisés avec les autres signaux. Toutefois, lors du traitement des données sismiques, la comparaison avec les données hydromécaniques a mis en évidence une perte de la synchronisation au cours de certains tests. L’utilisation des en-têtes de fichiers des données hydrauliques a permis de re-synchroniser les données avec une précision de l’ordre de la seconde (Table 3.3).

Par ailleurs, lors de la phase expérimentale, une visualisation en direct des données sismiques, hydrauliques et mécaniques était possible. Ce contrôle en temps réel des différents paramètres expérimentaux a permis d’ajuster la pression d’eau injectée dans le milieu ainsi que la durée des tests en fonction de la réponse du milieu. Le système d’acquisition sismique fonctionnait également les nuits suivant les tests afin d’enregistrer les événements sismiques susceptibles de se produire après l’arrêt des injections de fluide. En effet, les plus grands événements sismiques enregistrés dans les réservoirs géothermiques l’ont été après l’arrêt des injections (Majer and Peterson, 2007; Zang et al., 2014). 2 Tera-Octets de données sismiques ont, ainsi, été recueillies au cours de ces expériences.

| Capteurs           | Type de mesures | Nombre de capteurs | Fréquence d’échantillonnage (kHz) | Emplacement        |
|--------------------|-----------------|--------------------|-----------------------------------|--------------------|
| <b>Pression</b>    | Hydraulique     | 3                  | 1                                 | forage d’injection |
| <b>Température</b> | Thermique       | 1                  | 1                                 | forage d’injection |
| <b>Débit</b>       | Hydraulique     | 1                  | 1                                 | forage d’injection |
| <b>Déformation</b> | Mécanique       | 1                  | 1                                 | forage d’injection |

TABLE 3.1 – Tableau des instruments non sismiques utilisés.

Cette table présente les capteurs utilisés pour effectuer le suivi non sismique des expériences. Le tableau indique le type de capteur, quelle sorte de mesures il effectue, le nombre de capteurs installés, leur fréquence d’échantillonnage et leur emplacement dans le réseau.

| Capteurs              | Série      | Nombre de capteurs | Gamme de fréquences (Hz) | Fréquence d'échantillonnage (kHz) | Emplacement | Nom        |
|-----------------------|------------|--------------------|--------------------------|-----------------------------------|-------------|------------|
| <b>Accéléromètres</b> | PCB 356B18 | 8                  | [2-4000]                 | 10                                | forage      | Bn3 ou Bn2 |
| <b>Accéléromètres</b> | BK4383     | 14                 | [10-10000]               | 10                                | galerie     | A61 à A74  |
| <b>Géophones</b>      | GS20DM     | 4                  | [10-500]                 | 2                                 | forage      | Bn1        |
| <b>Géophones</b>      | RTC-10Hz   | 5                  | [10-500]                 | 2                                 | galerie     | G1 à G5    |
| <b>Microphones</b>    | PCB 378B02 | 4                  | [3.5-20000]              | 20                                | forage      | Mn1 à Mn4  |
| <b>Inclinomètres</b>  | 501-2(4x)  | 3                  |                          | 2                                 | galerie     | T1 à T3    |

TABLE 3.2 – Tableau des instruments non hydromécaniques utilisés.

Ce tableau présente les capteurs utilisés, leur série, leur nombre, leur gamme de fréquences de réponse, leur fréquence d'échantillonnage, leur emplacement et enfin leur dénomination. Pour les capteurs en profondeur, le "n" fait référence au forage où sont descendus les capteurs. Quant aux chiffres 1, 2 et 3, ils indiquent respectivement qu'il s'agit d'un géophone, d'un accéléromètre à hauteur intermédiaire dans le puits et d'un accéléromètre posé sur le fond du puits.

## 3.4 Les expériences détaillées

Cette partie se centre davantage sur la description minutieuse des différentes injections réalisées. Elle présente la géologie de chaque test au point d'injection ainsi que les principaux paramètres hydrauliques. Les tables 3.3 et 3.4 synthétisent les temps absolus des tests, les problèmes de synchronisation, les structures géologiques testées et les caractéristiques hydrauliques de chaque injection.

### 3.4.1 Introduction aux injections

Les puits B2 et B3 ont, tous deux, été utilisés afin de procéder aux injections. Dix injections de fluide à haute-pression, numérotées de 1 à 11 - le test 4 n'ayant pu être réalisé - ont été effectuées en plusieurs endroits de la zone endommagée de la faille (Figure 3.9). Ces dernières peuvent alors se scinder en deux séries distinctes de tests. Les quatre premiers tests furent réalisés dans le forage B2 aux profondeurs respectives de 6, 7.5, 9.5 et 17.8 m. La deuxième série inclut, quant à elle, sept tests d'injection à 17, 16.3, 17.7, 8.85, 14, 11.9 et 3.75 m de fond, et s'est déroulée dans le puits B3. Ces séries de tests ont permis d'étudier les réponses sismiques et mécaniques de différentes structures géologiques (Figure 3.9) : (i) des plans de stratification, d'orientation  $N135^\circ - 25^\circ$  Sud-Ouest ont été testés lors des injections 1, 2, 9 et 11 ; (ii) alors que des fractures  $N10^\circ - 75^\circ$  Est ou  $N10^\circ - 75^\circ$  Ouest ont été stimulées au cours des tests 3, 5, 6, 7, et 8. Les tests 5 à 7 ont été réalisés entre 16.3 et 17.7 m afin d'étudier en détail cette zone très fracturée.

### 3.4.2 Description test par test

Dans cette partie, nous allons détailler chaque injection d'un point de vue géologique et hydrogéologique en utilisant les figures 3.11 à 3.18. Chacune de ces figures présente (a) le log optique du forage aux profondeurs de positionnement de la chambre d'injection. Le log indique l'ensemble des structures géologiques présentes dans la chambre d'injection ainsi que le positionnement du capteur de déformation de part et d'autre de la structure géologique étudiée. Les carrés rouges indiquent les ancrages supérieurs et inférieurs de ce dernier. Une coupe, généralement orientée Nord-Sud, montre de façon schématique l'emplacement du capteur ainsi que les différentes fractures recoupant le forage. (b) Le stéréonet indique les différentes orientations des structures géologiques de cette zone. Et finalement (c) présente la pression (courbe bleue) et le débit (courbe verte) du fluide injecté en fonction du temps. Ce dernier est compté de manière relative par rapport au début de l'injection de telle sorte que le temps 00 : 00 correspond au début du test.

### 3.4.2.1 Test 1 : Injection dans un joint de stratification ( $P_{max} = 1.97$ MPa)

Lors du premier test (06/03/2015 11h16-14h46), la chambre d'injection a été positionnée dans le puits B2 entre 4.65 m et 7.13 m de profondeur (Figure 3.11a).

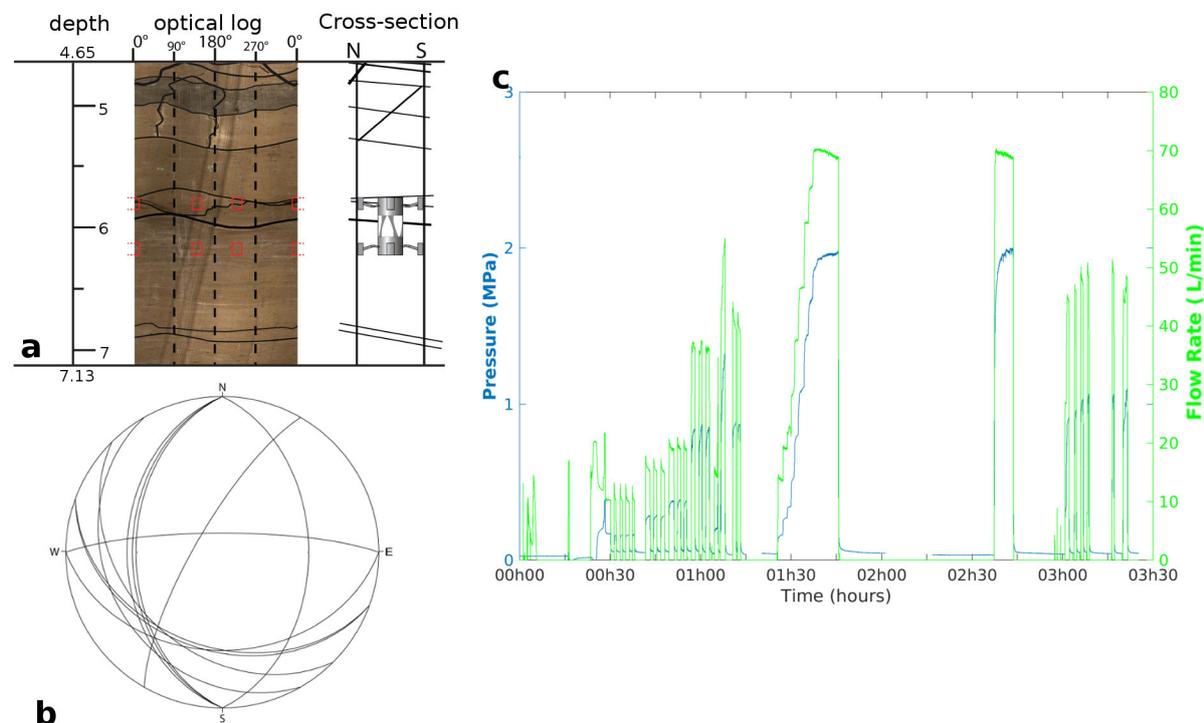


FIGURE 3.11 – Test 1 : Géologie, fracturation et courbes Pression-Débit à 6m de fond. (a) Log optique du forage et coupe schématique des structures. La sonde d'injection se situe entre 4.65 et 7.13 m de profondeur ; le capteur de déformation étant centré à 6m de fond sur un plan stratigraphique N135°-25° Sud-Ouest. (b) Plans des structures présentes dans la zone : fractures N0-30° de pendage 60-80° Est ou Ouest et plans de stratification N120-140° de pendage 10-30° Sud-Ouest . (c) Evolution de la pression (courbe bleue) et débit (courbe verte) en fonction du temps.

Cette zone, constituée par une roche avec des grains de faible dimension (de diamètre inférieur à 2 mm) se définit comme un grainstone d'après la classification de Durham et présente une faible porosité, de l'ordre de 3%. Elle se caractérise par la présence de fractures N0-30° et de pendage 70°Est ainsi que de plans stratigraphiques N120-140° et de pendage 10-30°Sud-Ouest (Figure 3.11ab). Nous souhaitons, ici, étudier la réponse d'un plan stratigraphique. Le capteur de déformation a, par conséquent, été centré sur ce dernier, à 6 m de fond (Figure 3.11a).

La pression maximale atteinte, pendant les paliers (phase C de la figure 3.7) est de 1.7 MPa pour un débit maximum de 70 L.min<sup>-1</sup> (Figure 3.11c). Le régime hydraulique observé ici, se manifeste ainsi par une faible pression mais un débit important. Il n'a pas été possible d'augmenter la pression lors du test. Un court-circuit hydraulique, dû à la présence d'une fracture verticale, a ainsi été constaté lors de l'injection mettant ainsi en

cause l'intégrité de la chambre. C'est pourquoi ce test n'a pas été étudié par la suite.

### 3.4.2.2 Test 2 : Injection entre un joint de stratification et une fracture (Pmax = 4.86 MPa)

La deuxième injection (09/03/2015 12h00-15h00) s'est déroulée entre 6.15 m et 8.63 m de profondeur dans le puits B2 (Figure 3.12a).

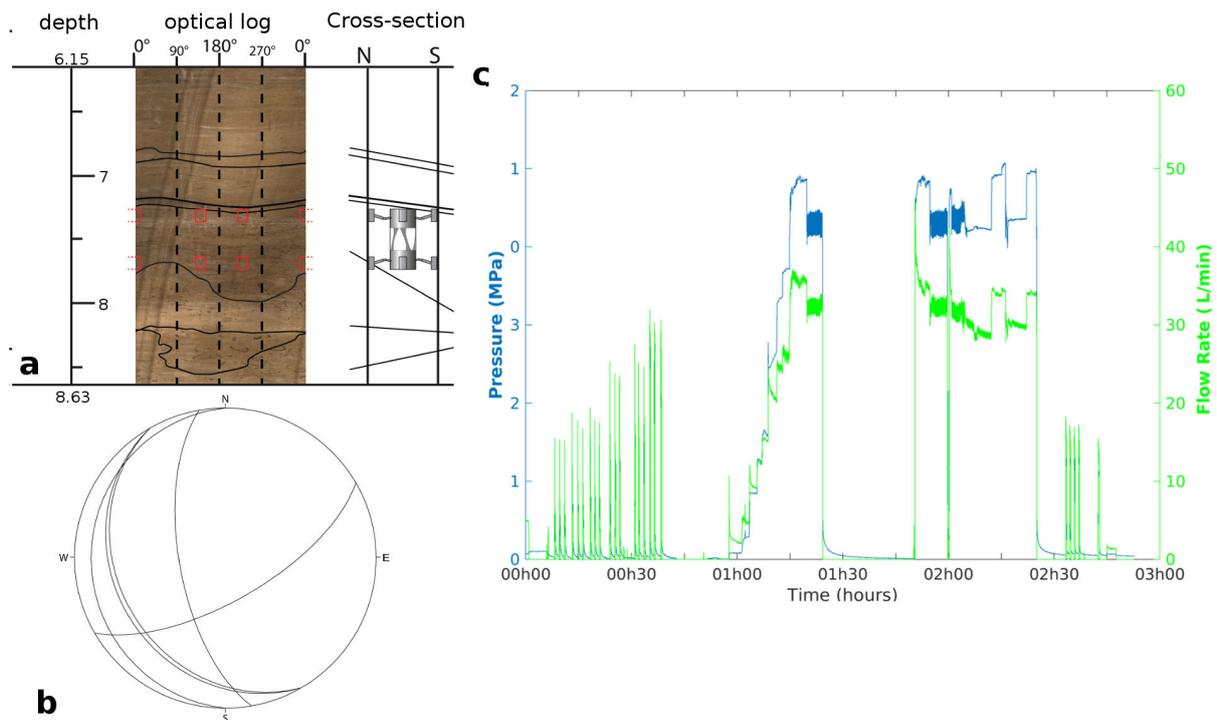


FIGURE 3.12 – Test 2 : Géologie, fracturation et courbes Pression-Débit à 7.5m de fond. (a) Log optique du forage et coupe schématique des structures. La sonde d'injection se situe entre 6.15 et 8.63m de profondeur ; le capteur de déformation étant centré à 7.5m de fond entre un plan stratigraphique N135°-25° Sud-Ouest et une fracture N170°-65° Sud-Ouest (b) Plans des structures présentes dans la zone : fractures N170° de pendage 60-80° Sud-Ouest et plans de stratification N135° de pendage 25° Sud-Ouest. (c) Evolution de la pression (courbe bleue) et débit (courbe verte) en fonction du temps.

A l'instar de l'injection précédente, le milieu, peu poreux (inférieur à 3%) est de type grainstone. La fracturation de cette zone se distingue par des plans de stratification orientés, en moyenne, N135° et pendant de 25° vers le Sud-Ouest ainsi que par des fractures orientées N170° et de pendage 60-80° vers le Sud-Ouest (Figure 3.12a,b). Le capteur de déformation a été placé entre un plan stratigraphique et une fracture (Figure 3.12a), à 7.5 m de fond. Les données mécaniques ont, par ailleurs, révélé la réactivation de la fracture N170°-60° Sud-Ouest. Lors de ce test, la pression maximale est de 48.7 bars pour un débit maximal de 35.11 L.min<sup>-1</sup>. Le régime hydraulique s'oppose au précédent en ce que la pression atteint une forte valeur (4,87 MPa) alors que le débit reste relativement faible (35.11 L.min<sup>-1</sup>, Figure 3.12c).

### 3.4.2.3 Test 3 : Injection dans une fracture ( $P_{max} = 5.36$ MPa)

Le troisième test a été effectué entre 8.15 et 10.65 m de profondeur dans le puits B2 (Figure 3.13), sur deux jours (09/03/2015 17h15-18h30 et 10/03/2015 9h00-11h00).

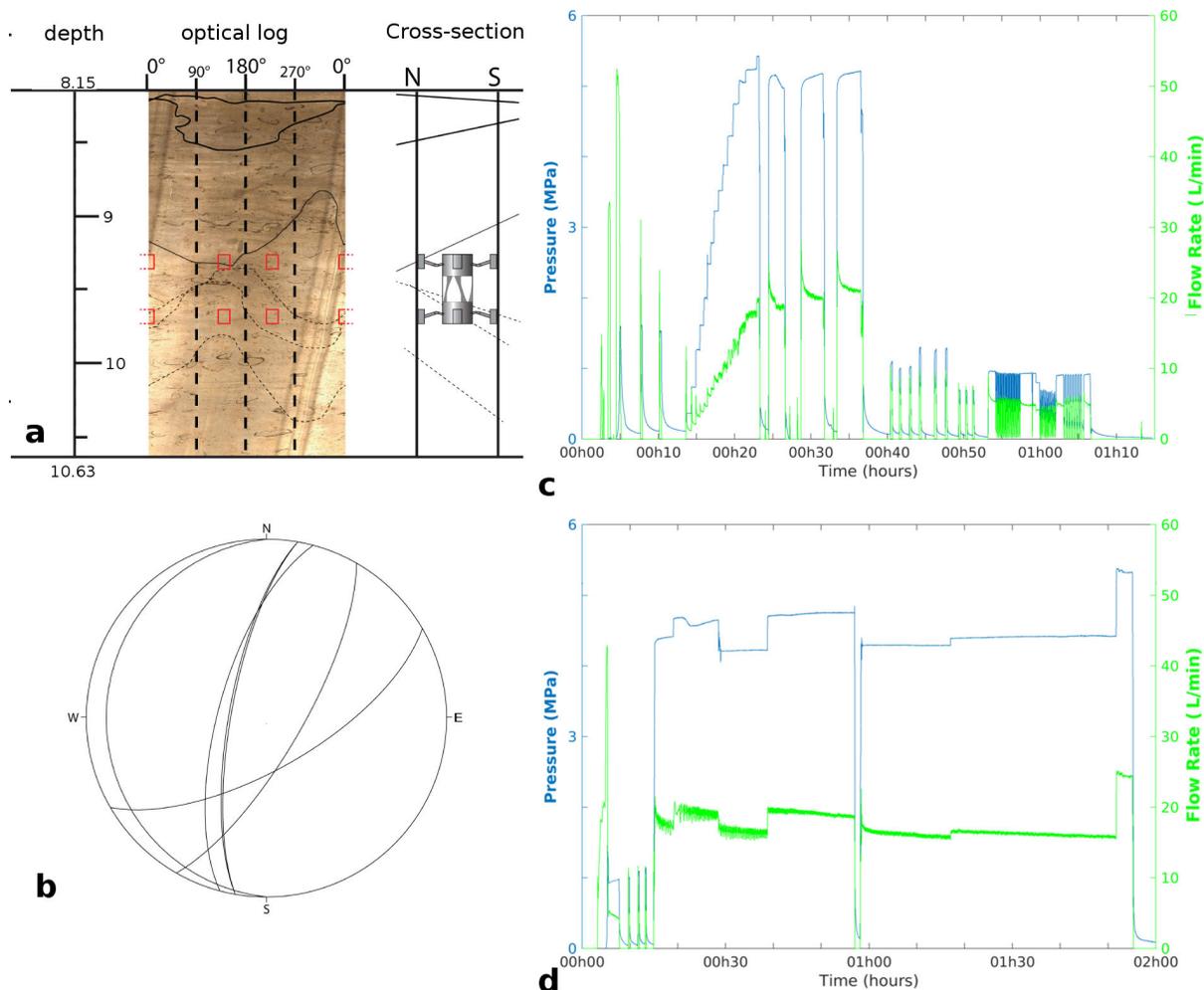


FIGURE 3.13 – Test 3 : Géologie, fracturation et courbes Pression-Débit à 7.5 m de fond. Log optique du forage et coupe schématique des structures. La sonde d'injection se situe entre 8.15 et 10.65 m de profondeur ; le capteur de déformation étant centré à 9.5m de fond sur une fracture  $N30^{\circ}-74^{\circ}W$ . (b) Plans des structures présentes dans la zone : fractures  $N0-60^{\circ}$  de pendage  $60-80^{\circ}W$ . (c et d) Evolution de la pression (courbe bleue) et débit (courbe verte) en fonction du temps.

Caractérisé par une porosité bien plus importante que dans les deux précédentes injections puisque variant de 10 à 20%, le milieu est de type grainstone. Cette zone comprend plusieurs fractures  $N0-60^{\circ}$  et de pendage de l'ordre de  $70^{\circ}$  Ouest (Figures 3.13a,b). Le capteur de déformation a été positionné sur l'une des fractures sus-mentionnée. L'injection réalisée a, par ailleurs, réactivé une fracture  $N30^{\circ}-74^{\circ}$  Ouest. La pression maximale atteinte lors de ce troisième test est de 5.3 MPa et le débit maximal de  $19.67 \text{ L}\cdot\text{min}^{-1}$ . Le régime hydraulique est, par conséquent, marqué par une pression forte et un faible débit

(Figures 3.13c, d).

#### 3.4.2.4 Test 4 : Injection dans un karst

La quatrième injection aurait dû se tenir à une profondeur de 17.8 m dans le puits B2. Dans cette zone, des joints stratigraphiques - N120-130° et de pendage 10-30° - et des fractures - N10-20° et de pendage 70°Est sont observés. La présence d'un karst, de taille conséquente, a également été notée à l'emplacement de la chambre d'injection. Celui-ci a provoqué l'explosion du packer haut lors de l'installation de la sonde. C'est pourquoi, cette zone n'a pu être hydrauliquement stimulée.

Par ailleurs, cet incident technique a conduit à un changement du puits d'injection de B2 vers B3.

#### 3.4.2.5 Tests 5, 6 et 7 : Injection dans une zone de faille très fracturée ( $P_{max} = 2.42$ MPa)

Les tests 5 à 7 ont été réalisés entre 15 et 18.3 m de profondeur dans le puits d'injection B3 (Figure 3.14). Le test 5 s'est déroulé sur deux jours le 19/03/2015 de 17h00 à 18h30 et le 23/03/2015 de 11h24 à 13h24. Les tests 6 et 7 ont eu lieu le 24/03/2015 respectivement de 11h30 à 12h30 et de 14h30 à 15h30.

Cette zone est recoupée par une faille secondaire (Figure 3.2.3.1) orientée N30°-85°E. Elle se caractérise par une faible porosité, de l'ordre de 3%, mais également par une forte fracturation et, est de type grainstone. S'y trouvent aussi des plans de stratification N135°-25° Sud-Ouest et des fractures orientées entre N0 et 50° et de pendage 60 à 80° Sud-Ouest (Figures 3.14a et b). Le capteur de déformation se place sur ces fractures aux profondeurs respectives de 17, 16.3 et 17.7 m pour les tests 5, 6 et 7.

En réalisant trois injections sur des intervalles si proches les uns des autres qu'ils se superposent mutuellement, nous souhaitons étudier en détail une zone de faille très fracturée. La même structure géologique, une fracture N10° et de pendage 70° à 80° Est y a été activée, d'après les données mécaniques.

Ces trois tests présentent un régime hydraulique similaire, marqué par de faibles pressions (1.58, 2.42 et 1.86 MPa) et des débits importants (67.87, 68.9 et 68.86 L.min<sup>-1</sup>) (Figures 3.14c, d, e et f). Par ailleurs, les tests 6 et 7 se démarquent de par leur courte durée, inférieure à 30 min (Figures 3.14e et f).

#### 3.4.2.6 Test 8 : Injection dans des fractures ( $P_{max} = 5.3$ MPa)

Pour la huitième injection (25/03/2015 08h30-13h00), la chambre d'injection a été placée entre 7.5 et 9.98 m de profondeur dans le puits B3 (Figure 3.15a).

Le milieu contenu dans la chambre d'injection présente une forte porosité (environ 13%) et est de type grainstone. Il contient 3 fractures : deux N10°-80°Est ou Ouest et une

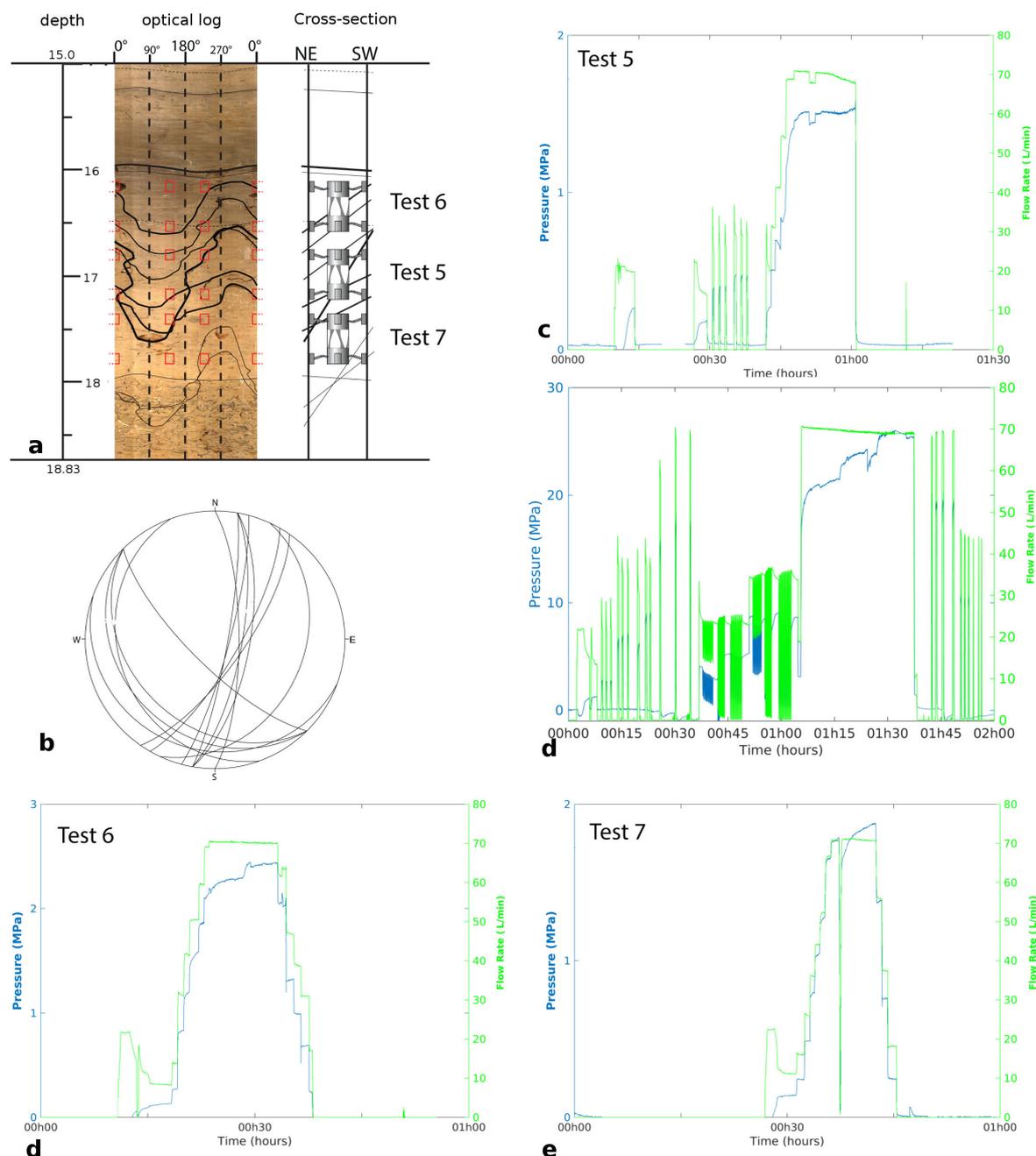


FIGURE 3.14 – Tests 5, 6 et 7 : Géologie, fracturation et courbes Pression-Débit entre 16 et 18 m de fond.

(a) Log optique du forage et coupe schématique des structures. La sonde d'injection se situe entre 15 et 18.3 m de profondeur ; le capteur de déformation étant centré respectivement à 17, 16.3 et 17.7 m de fond pour les tests 5, 6 et 7 sur des fractures N0-50°-60-80° Sud-Ouest. (b) Plans des structures présentes dans la zone : fractures N0-60° de pendage 60-80° Sud-Ouest et plans de stratification N135°-25° Sud-Ouest. (c, d, e, et f) Evolution de la pression (courbe bleue) et débit (courbe verte) en fonction du temps.

N30°-60° Est (Figures 3.15a et b). Le capteur de déformation se situe à 8.85 m de fond sur cette dernière. Toutefois, les données mécaniques indiquent que les fractures réactivées sont celles orientées N10° et de pendage 80° Est ou Ouest.

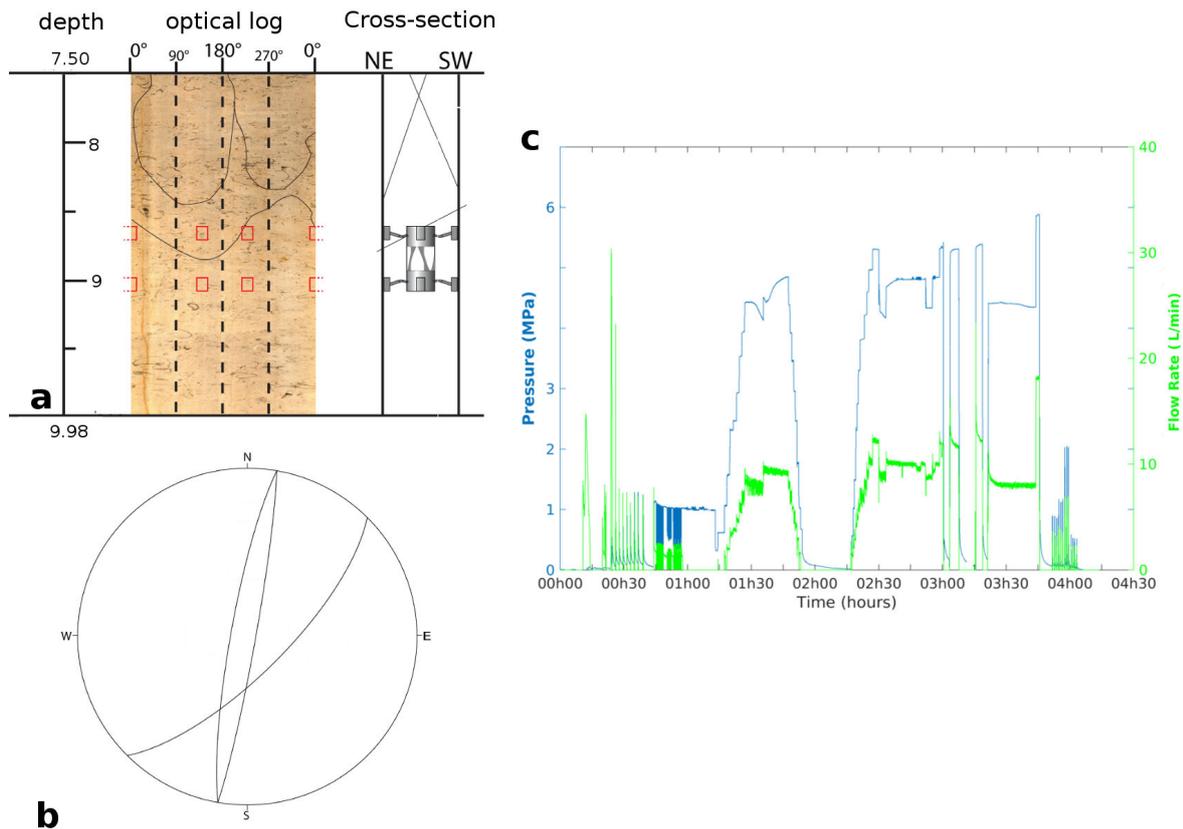


FIGURE 3.15 – Test 8 : Géologie, fracturation et courbes Pression-Débit entre 8.85 m de fond.

(a) Log optique du forage et coupe schématique des structures. La sonde d'injection se situe entre 7.5 m et 9.98 m de profondeur ; le capteur de déformation étant centré à 8.85 m sur une fracture N30°-60° Est. (b) Plans des structures présentes dans la zone : fractures N10°-80°Est/Ouest et une fracture N30°-60° Est. (c) Evolution de la pression (courbe bleue) et débit (courbe verte) en fonction du temps.

Lors de ce test, une pression de 5.3 MPa a été atteinte et le débit maximum était de  $11.63 \text{ L}\cdot\text{min}^{-1}$  (Figure 3.15c). Le régime hydraulique se démarque ainsi par une très forte pression et un débit très faible.

### 3.4.2.7 Test 9 : Injection dans un joint stratigraphique et des fractures ( $P_{\max} = 5.93 \text{ MPa}$ )

Le test neuf (25/03/2015 15h00-19h00) a eu lieu entre 12.65 et 15.13 m de fond dans le puits B3 (Figure 3.16).

Il présente la particularité d'être centré sur un plan de stratification marquant la séparation entre deux zones de porosité très différentes. Au-dessus de ce plan, le milieu est très poreux, entre 12 et 16% de porosité, peu fracturé et est de type grainstone. En-dessous du joint stratigraphique, le milieu est peu poreux (environ 3%) mais très fracturé et de type packstone. La zone contenue dans la chambre d'injection est impactée par

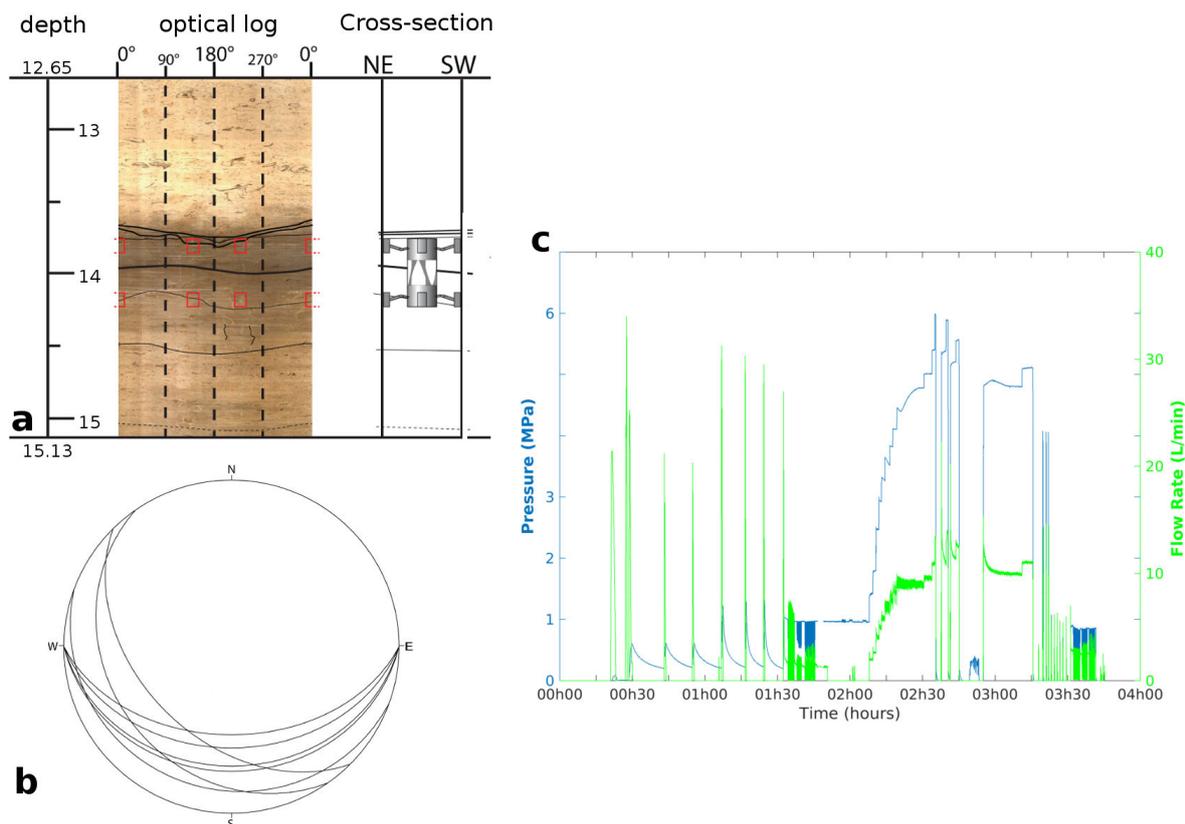


FIGURE 3.16 – Test 9 : Géologie, fracturation et courbes Pression-Débit entre 14 m de fond.

(a) Log optique du forage et coupe schématique des structures. La sonde d'injection se situe entre 12.65 m et 15.13 m de profondeur ; le capteur de déformation étant centré à 14 m sur un plan stratigraphique N135°-26° Sud-Ouest. (b) Plans des structures présentes dans la zone : plans de stratification N135° et de pendage variant entre 15 et 26° vers le Sud-Ouest. (c) Evolution de la pression (courbe bleue) et débit (courbe verte) en fonction du temps.

des plans de stratification N135° et de pendage variant entre 15 et 25° vers le Sud-Ouest (Figures 3.16a et b). Le capteur de déformation fut ancré autour du plan de stratification N135°-26° Sud-Ouest, localisé à 14 m de fond (Figure 3.16a). Les données mécaniques ont mis en évidence la réactivation de deux structures géologiques. Tout d'abord, le plan de stratification N135°-26° Sud-Ouest se trouvant dans la chambre mais également, une fracture d'orientation N10°-70-80° Est ne se trouvant pas dans l'intervalle d'injection.

La pression atteint la valeur de 5.93 MPa et le débit maximum celle de 13.3 L.min<sup>-1</sup>. Tout comme pour le test 8, le régime hydraulique se caractérise par une forte pression associée à un faible débit (Figure 3.16c).

### 3.4.2.8 Test 10 : Injection dans une roche quasiment saine (P<sub>max</sub> = 5.98 MPa)

La dixième zone testée (26/03/2015 12h15-14h00) se situe à une profondeur comprise

entre 10.54 et 13.02 m dans le puits B3 (Figure 3.17a).

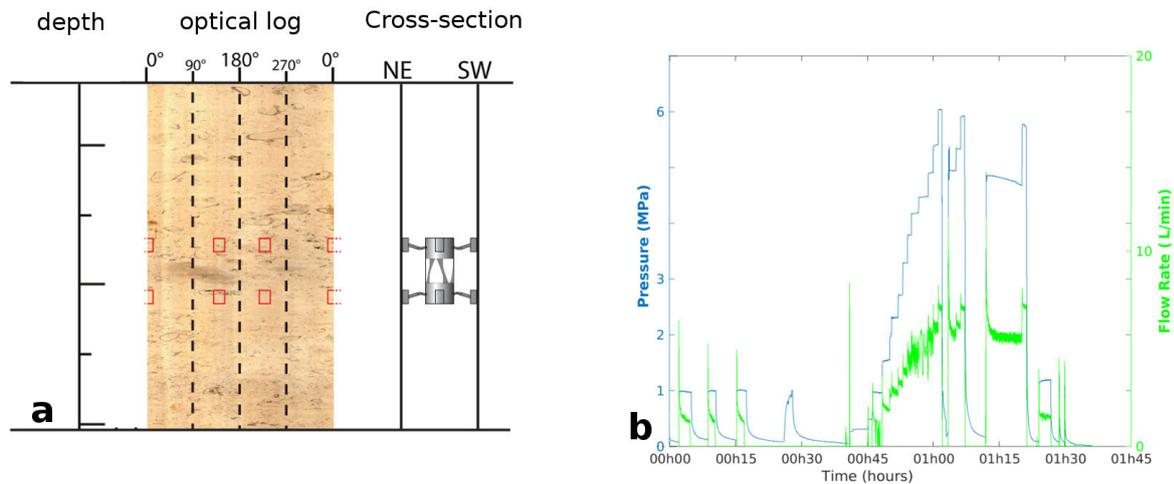


FIGURE 3.17 – Test 10 : Géologie, fracturation et courbes Pression-Débit entre 11.89 m de fond.

(a) Log optique du forage et coupe schématique des structures. La sonde d'injection se situe entre 10.54 m et 13.02 m de profondeur ; le capteur de déformation étant centré à 11.89 m dans une roche quasiment intacte. (b) Evolution de la pression (courbe bleue) et débit (courbe verte) en fonction du temps.

La roche semble être quasiment intacte, sans fracture, faille ou joint de stratification. Elle présente une forte porosité, variant entre 16 et 18%. Le capteur de déformation a, quant à lui, été positionné à 11.89 m de fond. Lors de cet essai, 5.98 MPa de pression et un débit de  $6.92 \text{ L}\cdot\text{min}^{-1}$  ont été atteints (Figure 3.17b).

### 3.4.2.9 Test 11 : Injection dans une fracture ( $P_{\max} = 5.89 \text{ MPa}$ )

Le test 11 (26/03/2015 19h00-23h00) a été exécuté entre 2.40 et 4.88 m de profondeur, c'est-à-dire très proche de la surface du tunnel, dans le puits B3 (Figure 3.18).

La porosité de cette zone varie entre 1 et 3% et évolue du type grainstone au type wackstone. Elle contient deux fractures N0-10° mais de pendage 30° et 80° vers l'Est. Des plans de stratification orientés N120-130° et de pendage 20-30° Sud-Ouest y ont, également, été dénombrés (Figures 3.18a et b). Le capteur de déformation a été centré sur l'un d'entre eux (Figure 3.18a). Tout comme pour les tests 9 et 10, les données mécaniques indiquent qu'une fracture N10°-80° Est a été réactivée au cours de l'essai.

La pression est montée jusqu'à 5.89 MPa tandis que le débit atteignait une valeur de  $48.6 \text{ L}\cdot\text{min}^{-1}$  (Figure 3.18c). De nouveau, des fortes pressions sont observées mais, ici, le débit est relativement fort.

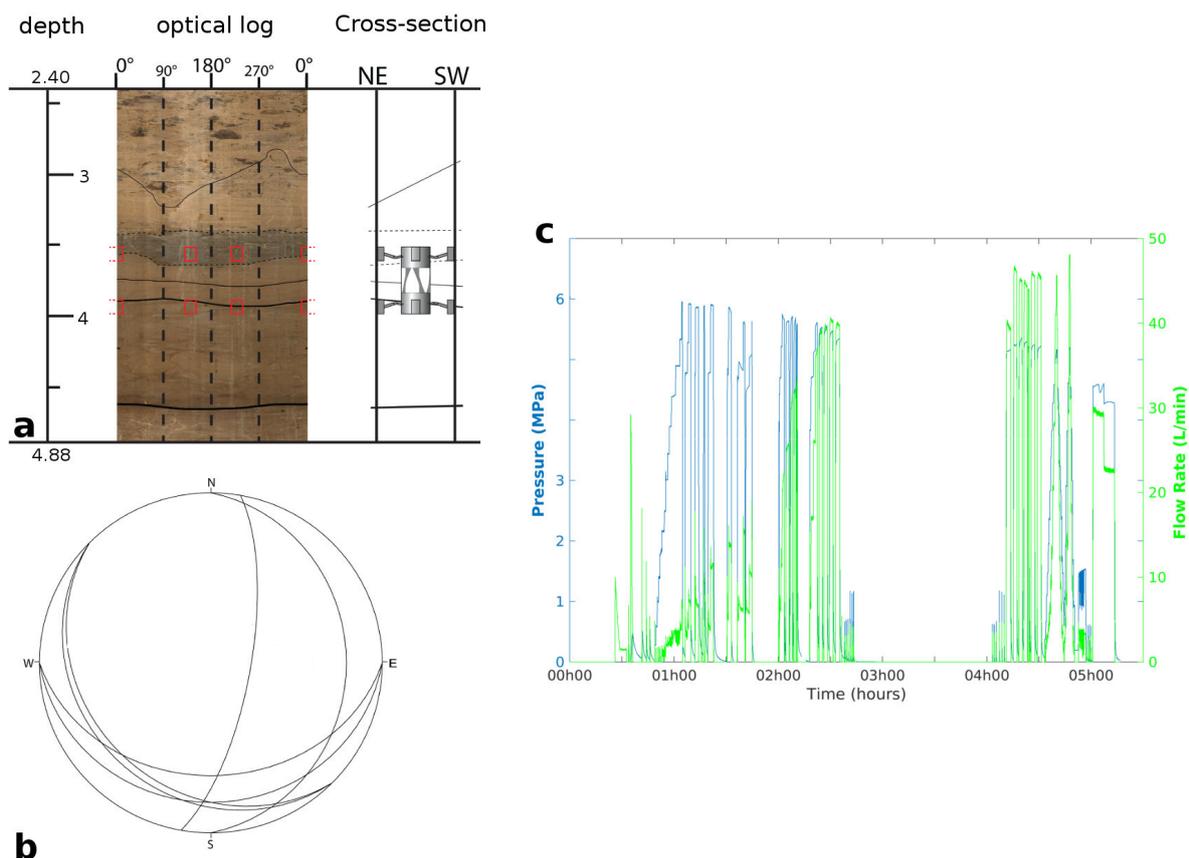


FIGURE 3.18 – Test 11 : Géologie, fracturation et courbes Pression-Débit entre 3.75 m de fond.

(a) Log optique du forage et coupe schématique des structures. La sonde d'injection se situe entre 2.40 m et 4.88 m de profondeur ; le capteur de déformation étant centré à 3.75 m sur un plan stratigraphique N135°-25° Sud-Ouest. (b) Plans des structures présentes dans la zone : plans de stratification N120-130° et de pendage 20-30° Sud-Ouest et deux fractures N0-10° pendant à 30° et 80° vers l'Est . (c) Evolution de la pression (courbe bleue) et débit (courbe verte) en fonction du temps.

### 3.4.3 Synthèse sur les expériences d'injections

#### 3.4.3.1 Synthèse sur les structures géologiques testées

Sur les onze injections initialement prévues, dix d'entre elles furent réalisées. Les tests 1 et 4 n'ont pu être étudiés dus respectivement à un court-circuit hydraulique et à un souci technique. Le test 2 a consisté à tester un plan de stratification N135° - 25° Sud-Ouest et une fracture N170°-65° Ouest dans une roche de type grainstone de porosité 3%. Quant au test 3, il a permis l'étude d'une fracture N30°-74° Ouest dans un grainstone de porosité variant de 15 à 20%, soit bien plus importante que dans le test précédent. Après quoi, les tests 5 à 7 se sont portés sur l'investigation d'une zone de faille très fracturée, dans une roche de type grainstone et de faible porosité (3%), et plus particulièrement sur des fractures orientées 10° au Nord et de pendage variant entre 70 et 80° soit vers l'Est soit vers

l'Ouest. Le test 8 s'est, également, vu consacrer à la stimulation de fractures N10° pendant de 70 à 80° vers l'Est ou l'Ouest dans un grainstone mais de forte porosité cette fois (de l'ordre de 13%). Puis le test 9 a été effectué sur un plan stratigraphique N135°-44°Sud-Ouest, séparant une zone de type grainstone et de forte porosité (12 à 16%) d'un milieu de type packstone et de faible porosité (3%). Le test 10 fut conduit dans une zone intacte présentant une forte porosité (16 à 18%). Finalement le test 11 a visé l'étude d'une fracture N30°-70-80°Est dans un environnement dont le type de calcaire évolue du grainstone à un wackstone peu poreux (moins de 3%). Ainsi, toutes les structures géologiques ont pu être testées dans des environnements géologiques de porosité différentes et des types de roches divers.

### 3.4.3.2 Synthèse sur les régimes hydrauliques observés lors des tests

Dus à ces contrastes géologiques, les régimes hydrauliques observés lors des expériences, sont très variés. Trois régimes peuvent ainsi se distinguer (Figure 3.19, contribution de Séguy Simon, doctorant au Cerege).

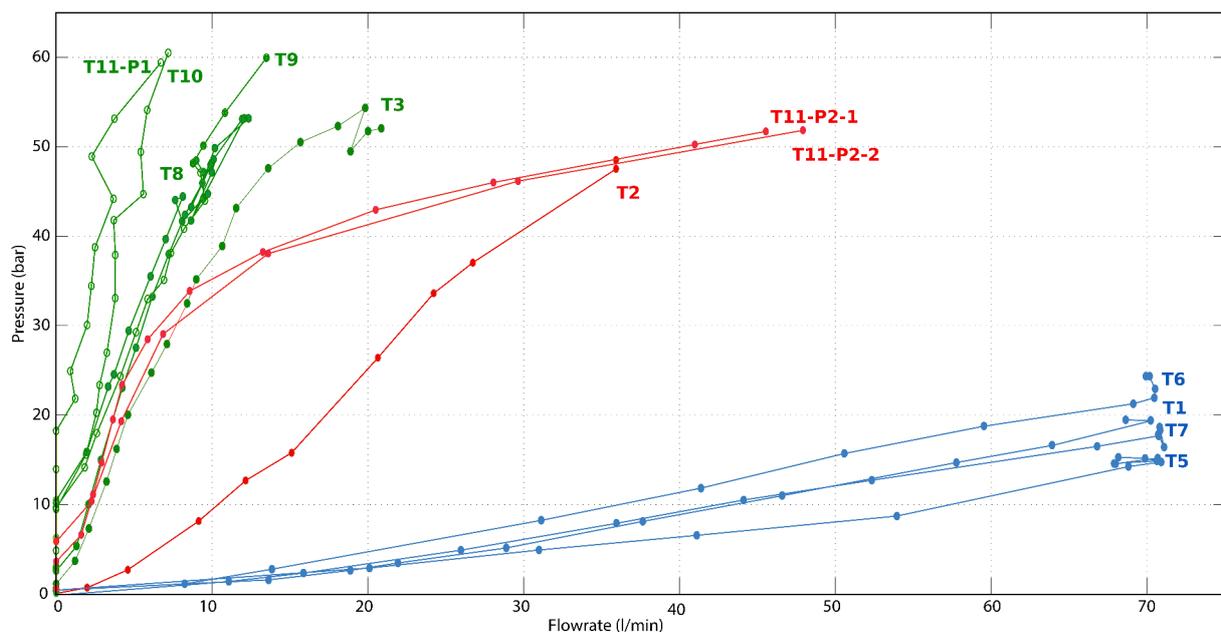


FIGURE 3.19 – Régimes hydrauliques observés, contribution de Séguy Simon.

La pression est représentée en fonction du débit pour chaque palier (phase C dans les tests) de chaque injection. Les courbes vertes représentent des régimes hydrauliques en milieux poreux et très peu perméables. Ils concernent les Tests 3, 8, 9, 10 et le palier 1 du test 11. Les courbes bleues sont représentatives de régimes hydrauliques en milieu très perméable. Ces régimes se produisent au cours des injections 1, 5, 6 et 7. Finalement, les courbes rouges symbolisent des régimes intermédiaires (test 3 et le palier 2 du test 11).

Certains tests atteignent de très fortes pressions (supérieures à 5 MPa) pour des débits relativement faibles (inférieurs à 20 L/min). C'est ainsi le cas pour les tests 3, 8, 9, 10 et 11 (Figure 3.19, courbes vertes). Ces milieux sont peu fracturés, poreux et très

peu perméables. A contrario, lors d'autres tests (1, 5, 6 et 7) la pression est restée relativement faible (inférieur à 2 MPa), alors que le débit atteignait de grandes valeurs (70 L.min<sup>-1</sup>). Ces milieux sont très fracturés, karstifiés et perméables (Figure 3.19, courbes bleues). Finalement, d'autres tests se caractérisent par des pressions et des débits ayant des valeurs intermédiaires (environ 3 MPa et 35 L.min<sup>-1</sup>), tels que les tests 2 et 11 (Figure 3.19, courbes rouges). Les milieux sont fracturés et la perméabilité dépend de l'état de contraintes. Les tests 3 et 11 changent de régime hydraulique au cours de l'injection. Ils passent d'un régime en milieu peu perméable à un régime intermédiaire. Ceci tend à montrer que l'injection a modifié le milieu. Ce changement est-il le fait d'une modification purement hydraulique ? Ou la déformation induite par l'injection a-t-elle créée de nouvelles connections hydrauliques, modifiant ainsi le régime hydraulique ? Il s'agirait alors d'un processus hydromécanique.

| Test | Temps absolu                                     | Puits injection | Profondeur injection (m) | Problème de synchronisation  |
|------|--|-----------------|--------------------------|--|
| 1    | 06/03/2015<br>11h16-14h28                        | B2              | 4.65 à 7.13              |  |
| 2    | 09/03/2015<br>12h00-15h00                        | B2              | 6.15 à 8.63              | 20 s. de décalage sur tout le test   |
| 3    | 09/03/2015 17h15-18h30<br>10/03/2015 09h00-11h00 | B2              | 8.15 à 10.65             |  |
| 5    | 19/03/2015 17h00-18h30<br>23/03/2015 11h24-13h24 | B3              | 15 à 18.3                | 21s. de décalage sur tout le test  |
| 6    | 24/03/2015 11h30-12h30                           | B3              | 15 à 18.3                |  |
| 7    | 24/03/2015 14h30-15h30                           | B3              | 15 à 18.3                |  |
| 8    | 25/03/2015 08h30-13h00                           | B3              | 7.5 à 9.98               |  |
| 9    | 25/03/2015 15h00-19h00                           | B3              | 12.65 à 15.13            |  |
| 10   | 26/03/2015 12h15-14h00                           | B3              | 10.54 à 13.02            |  |
| 11   | 26/03/2015 17h00-23h00                           | B3              | 2.4 à 4.88               | 35s de décalage de 18h42:56 à 18h44:50<br>20s de décalage de 20h36:22 à 21h46:31 |

TABLE 3.3 – Tableau récapitulatif des tests : localisation temporelle et spatiale et problème de synchronisation.

| Test | Volume injecté (m <sup>3</sup> ) | Pression max (MPa) | Débit max (L.min <sup>-1</sup> ) | Géologie de l'intervalle  | Structure activée                    |
|------|----------------------------------|--------------------|----------------------------------|---|--------------------------------------|
| 1    | 2.3                              | 1.97               | 67.82                            | Graistone : Porosité 5%<br>Fractures : N0° to N30°<br>Plan de stratification : N135°-25° Sud-Ouest  |                                      |
| 2    | 1.78                             | 4.86               | 35.1                             | Graistone : Porosité 3%<br>Plan de stratification : N135°-25° Sud-Ouest<br>Fracture : N170°-65° Sud-Ouest                                     | N170°-65°Ouest                       |
| 3    | 0.38                             | 5.36               | 19.67                            | Graistone : Porosité 10 to 20%<br>Fractures N0° to N60°   | N30°-74°Ouest                        |
| 5    | 1.17                             | 1.58               | 67.17                            | Graistone : Porosité 5%<br>Zone de faille avec fractures N0° to N50° and quelques plans de stratification                                     | N10°-70-80°Est                       |
| 6    | 1.19                             | 2.42               | 69.3                             | comme Test 5  | N10°-70-80°Est                       |
| 7    | 0.77                             | 1.86               | 69.8                             | comme Test 5  | N10°-70-80°Est                       |
| 8    | 1.03                             | 5.33               | 11.63                            | Graistone : Porosité 13%<br>Fractures : N10° to N25°  | N10°-70-80°Est                       |
| 9    | 0.66                             | 5.93               | 13.3                             | Plans de stratification délimitant le milieu supérieur poreux fracturé (grainstone) et le milieu inférieur peu poreux et fracturé (packstone) | N10°-70-80°Est<br>N135°-44°Sud-Ouest |
| 10   | 0.12                             | 5.98               | 6.92                             | Roche intacte - Graistone<br>Porosité 16 to 18%   |                                      |
| 11   | 2.01                             | 5.89               | 48.6                             | Graistone à wackstone :<br>Porosité 1 to 3%<br>Fractures : N10° and N90°<br>Plans de stratification<br>N135°-25° Sud-Ouest                    | N10°-70-80°Est                       |

TABLE 3.4 – Tableau récapitulatif des caractéristiques hydrauliques de chaque injection et des structures géologiques.

## 3.5 Tirs de calibrations sismiques

### 3.5.1 Obtention et utilité des tirs de calibration

Trois séries de tirs de calibration ont été réalisées en sus des injections (Figure 3.20). La première d'entre elles a été accomplie avant le début des injections. Elle a consisté en des lâchers de poids dans le forage d'injection B2. La deuxième et la troisième série ont été effectuées entre les tests 4 et 5, soit lors du changement de puits d'injection. La deuxième série est identique à la première à l'exception du puits (B3 dans ce cas). La dernière et troisième série de tirs se compose de coups de masse donnés à la fois sur le sol et le mur de la galerie expérimentale. Ces frappes se situent à l'intérieur mais aussi à l'extérieur du réseau instrumental.

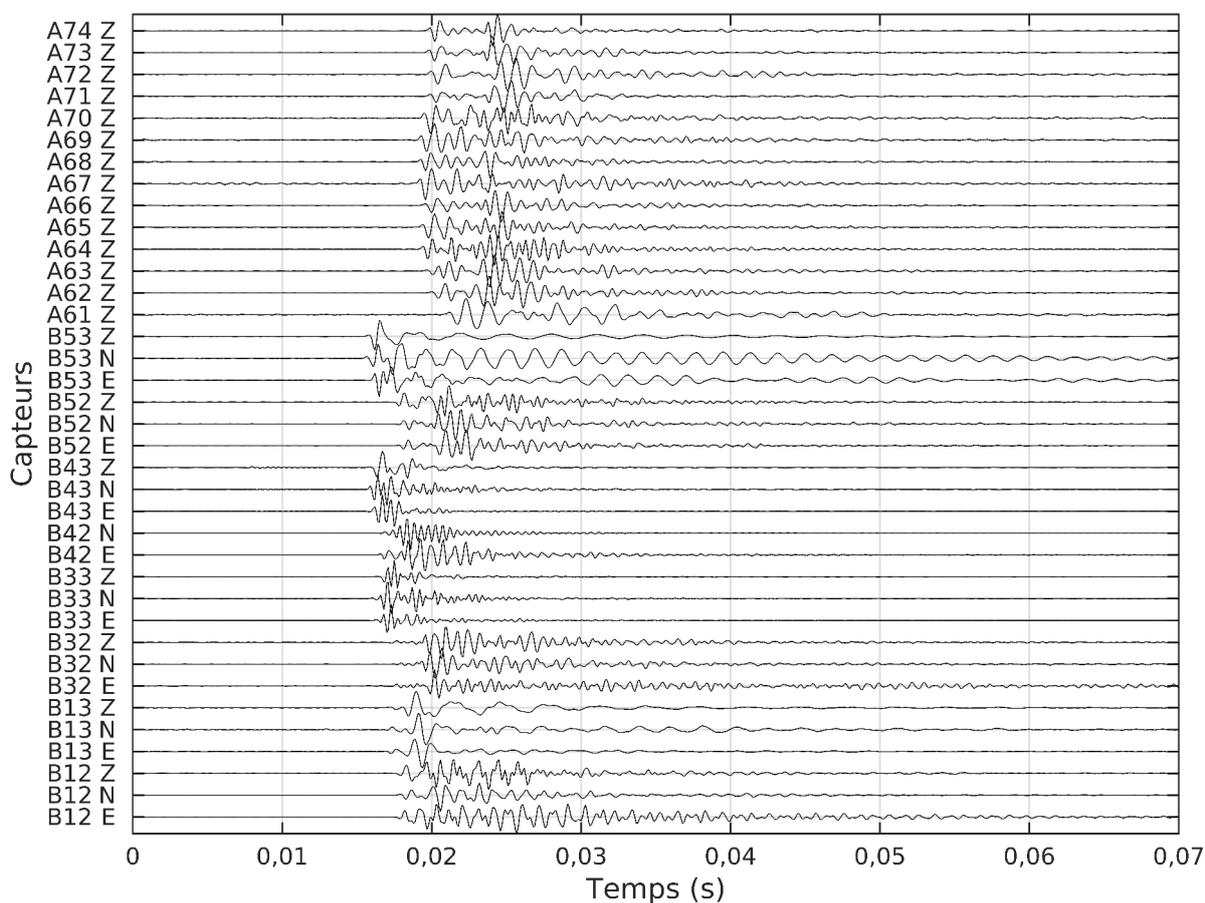


FIGURE 3.20 – Exemple d'un tir de calibration en profondeur vu sur les accéléromètres. Tir de calibration effectué le 27/02/2015 13h45:27.4 dans le puits d'injection B2.

Les tirs de calibration ont été utilisés pendant la phase expérimentale mais aussi lors du traitement des données. En effet, ils ont permis, dans un premier temps, de vérifier la réponse des capteurs sismiques et donc leur bon fonctionnement. Les méthodes de traitement du signal développées par la suite ont pu être testées sur ces tirs.

## 3.5.2 Réponse des différents capteurs sismologiques

### 3.5.2.1 Réponse des accéléromètres

La figure 3.21 présente la réponse des accéléromètres à un tir de calibration (a) en profondeur issu de la première série de tirs, effectué dans le puits d'injection B2; et (b) en surface, réalisé à l'intérieur du réseau expérimental.

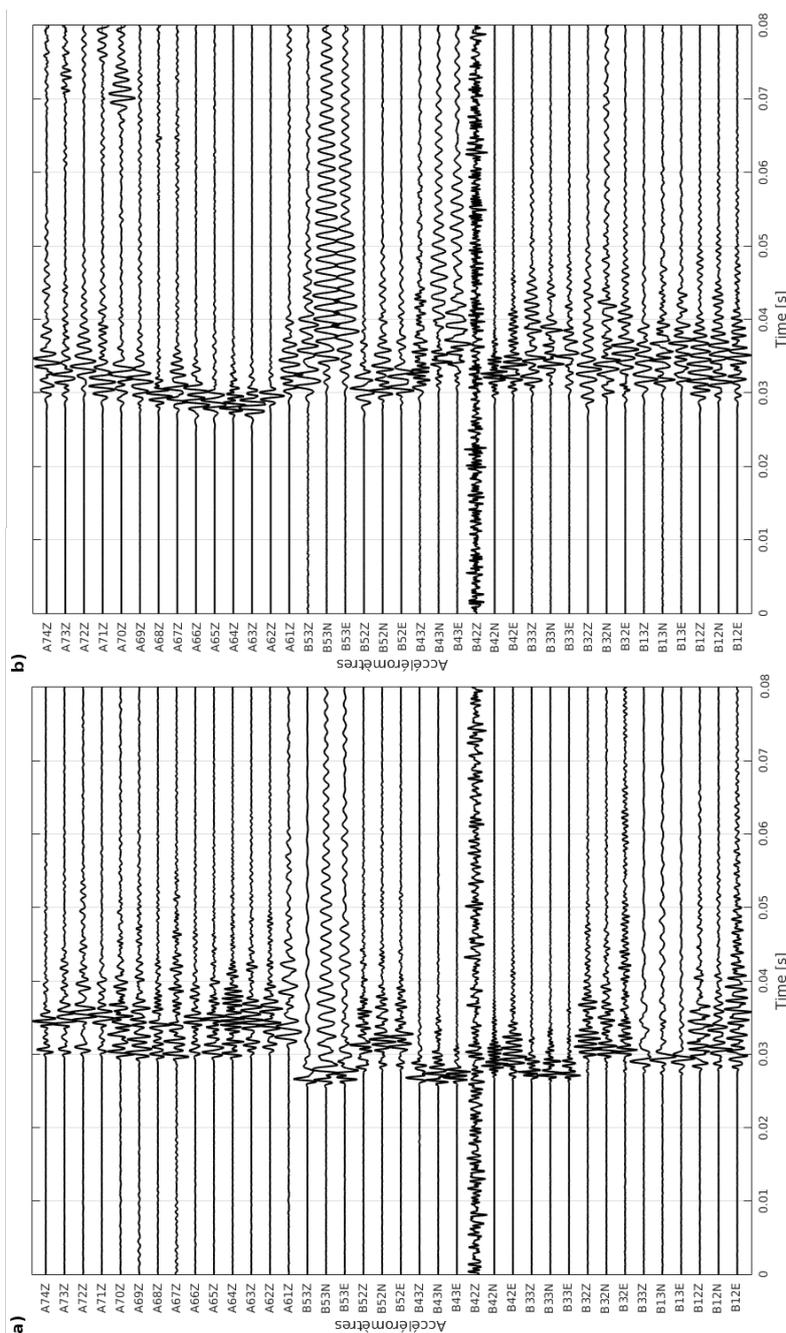


FIGURE 3.21 – Réponse des accéléromètres à des tirs de calibration.

Réponse des accéléromètres à un tir de calibration (a) en profondeur (27/02/2015 13h45:27.4), effectué dans le puits B2; (b) en surface, réalisé à l'intérieur du réseau (18/03/2015 17h26:13.7).

Une des premières observations concerne la composante Z du capteur B42. Contrairement aux autres capteurs, aucune forme d'onde correspondant au tir effectué n'apparaît sur cette composante ; qui, par conséquent, ne fonctionne pas et n'a pas fonctionné pendant toute la durée des expériences.

Une deuxième observation porte sur le capteur A61Z. L'onde P y arrive bien plus tard en terme de temps, comparé aux autres capteurs de surface. Ce décalage n'est pas compatible avec la géométrie du réseau et peut laisser supposer une anomalie de propagation très locale. Par conséquent, le capteur A61Z est considéré comme ayant une erreur sur le temps d'arrivée et ne peut être utilisé.

Le capteur B42N présente une résonance dans sa forme d'onde. Il est maintenu à une hauteur intermédiaire dans le puits B4 par un packer touch. La résonance observée provient, probablement, du couplage capteur/puits. La plupart des capteurs Bn2, où n est le numéro du puits, présente cette résonance sur les signaux réels (Figure 4.2).

Finalement, une résonance est observée sur les capteurs Bn3, c'est-à-dire, ceux posés sur le socle des puits. Par ailleurs, sur les signaux réels, leur réponse est plus bruitée que celles des autres capteurs (Figure 4.2).

### 3.5.2.2 Réponse des géophones

La figure 3.22 présente la réponse des géophones à un tir de calibration en profondeur issu de la première série de tirs, effectuée dans le puits d'injection B2.

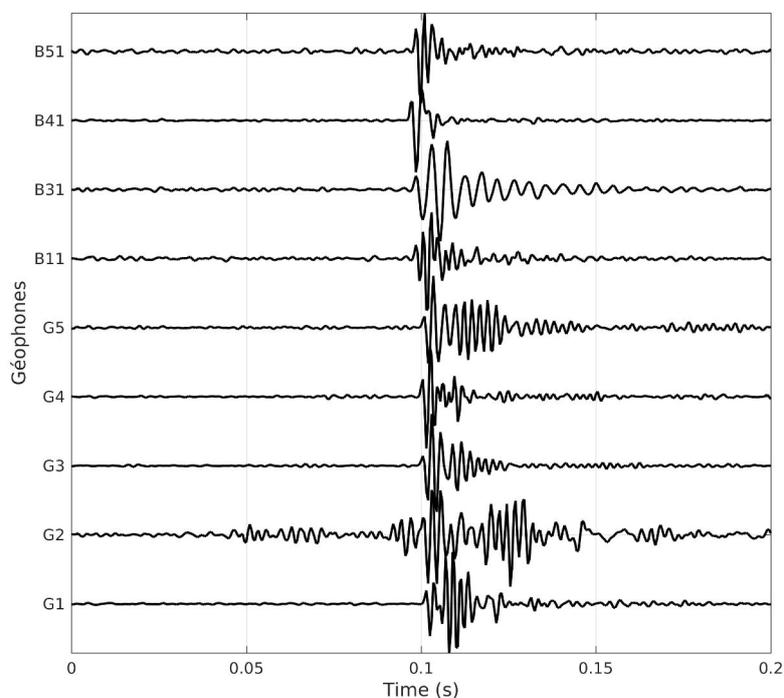


FIGURE 3.22 – Réponse des géophones à des tirs de calibration en profondeur (27/02/2015 13h59:41.00).

Tous les capteurs affichent un signal suite au tir de calibration. Les géophones B31 en forage et G5 en surface présentent tous deux une résonance dans leur forme d'onde. Le capteur B31 se situant 5 cm sous l'accéléromètre B32, la résonance observée provient probablement de la même raison, à savoir le couplage avec le puits. Concernant le géophone G5, ce phénomène peut être dû au couplage entre le capteur et la base ou alors au couplage entre la base (et donc le capteur) et le sol. Il se peut que le rocher sain n'ait pas été atteint pour ce capteur.

Le signal sur G2 est en avance comparé aux autres géophones. Pourtant il se trouve à 20 m de la source alors que les géophones B41 et B51 se situent respectivement à 13.55 et 7.85 m. Par conséquent, une erreur sur le temps d'arrivée est ici suspectée.

### 3.5.2.3 Comparaison des réponses des accéléromètres et des géophones

La figure 3.23 présente la trace sismique (a, d), le spectrogramme (b, e) et le spectre (c, f) sur l'accéléromètre de puits B52E et sur le géophone B51, distants de 5 cm, d'un tir de calibration réalisé en profondeur (27/03/2015 13h45:27.2). Ce tir se situe à 13.5 m et 13.55 m respectivement de B52 et B51. Les signaux sont filtrés entre 500 et 4500 Hz et 100 et 800 Hz respectivement. Les accéléromètres répondent jusqu'à un peu plus de 4 kHz (Figure 3.23b, c, e, f), mais la réponse des capteurs décroît à partir de 3 kHz. Quant aux géophones, leur réponse décroît à partir de 700 Hz.

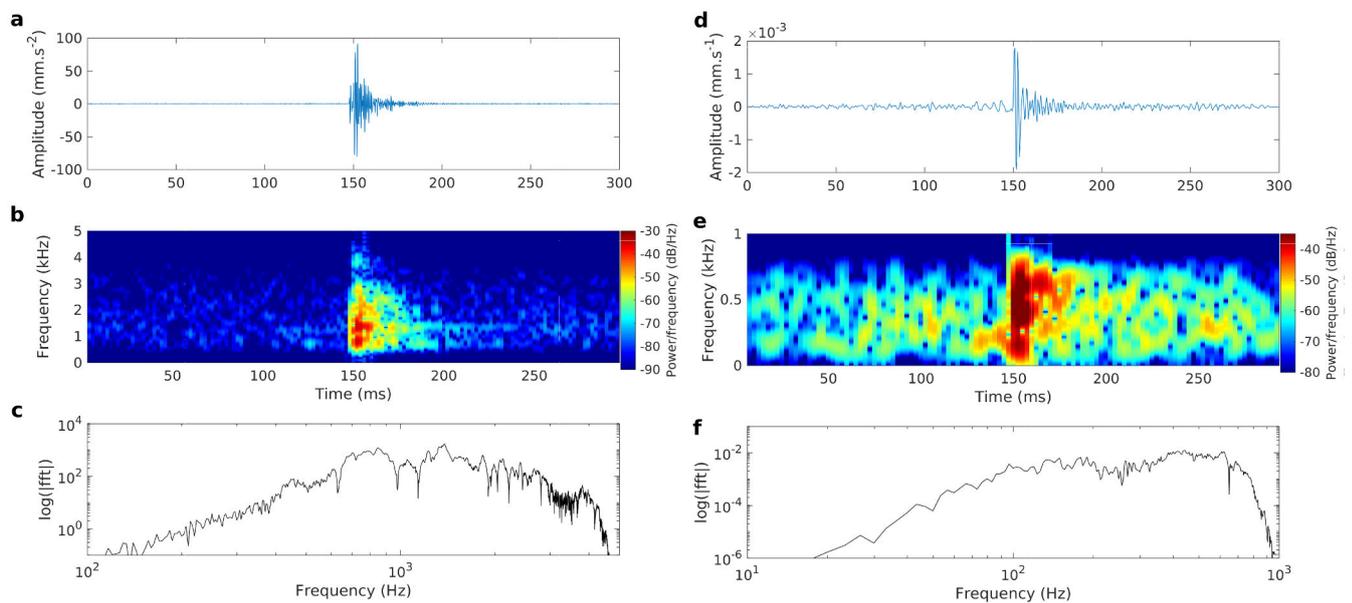


FIGURE 3.23 – Réponses d'un accéléromètre en forage et d'un géophone de puits, distants de 5 cm.

Réponse d'un accéléromètre en forage B52E (a, b, c) et d'un géophone de puits (d, e, f) à un tir de calibration dans le puits B2. (a,d) sont les traces sismiques filtrées entre 500 et 4000 Hz (accéléromètre) et 100 et 800 Hz (géophone), (b, e) sont les spectrogrammes et (c, f) les spectres.

Afin d'étudier les réponses des accéléromètres et des géophones, la trace sismique d'un géophone a été dérivée. L'amplitude est alors une accélération et son spectre peut être directement comparé au spectre de l'accéléromètre (Figure 3.24). Le géophone enregistre à des fréquences plus basses (100-700 Hz) que l'accéléromètre (600-4000 Hz). Les deux instruments se complètent afin de balayer une gamme de fréquences allant de 100 à 4000 Hz et ainsi d'enregistrer les différents types d'événements sismiques. Ils présentent également une bande de fréquence commune entre 600 et 700 Hz.

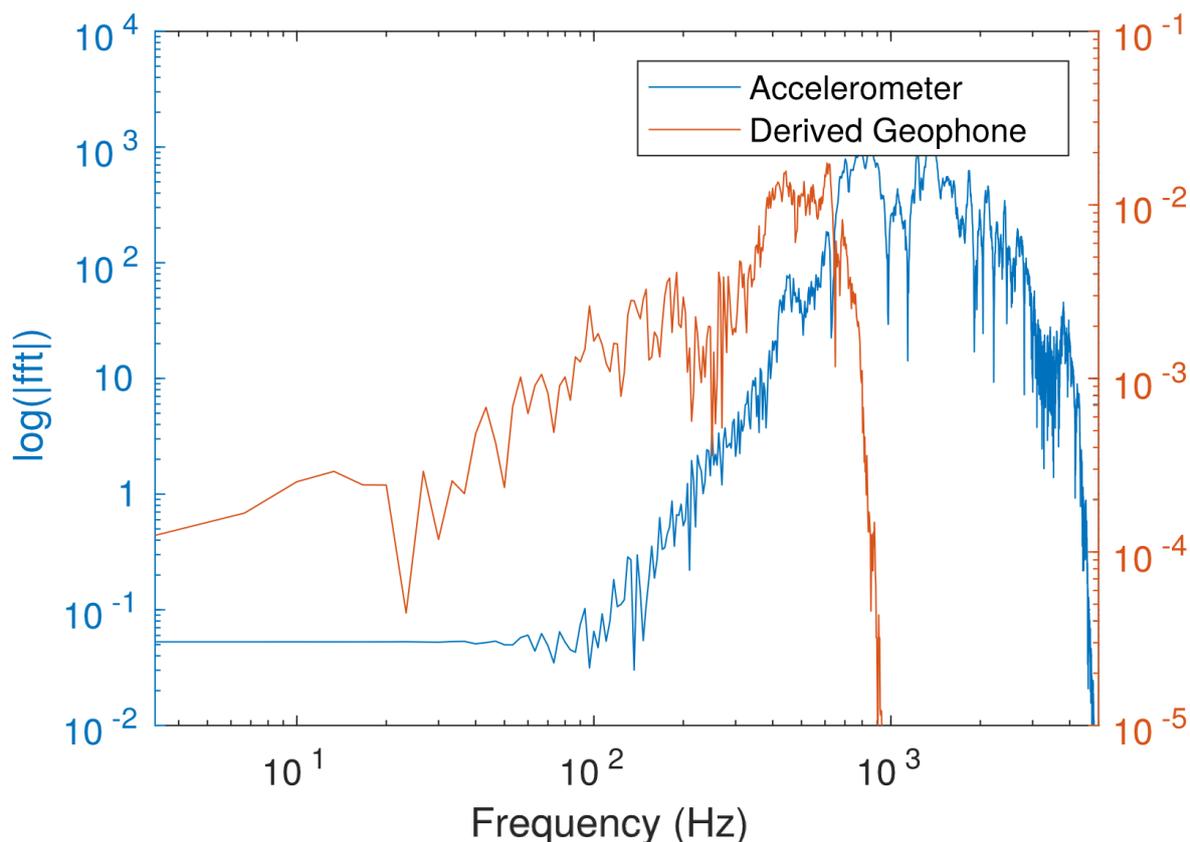


FIGURE 3.24 – Gamme de fréquences parcourue par l'utilisation conjuguée des accéléromètres et des géophones.

Cette figure présente le spectre d'un accéléromètre en puits (B52E, courbe bleue) et le spectre de la dérivée de la trace sismique d'un géophone en forage (B51, courbe orange).

### 3.5.3 Vitesse des ondes P et des ondes S dans le milieu

#### 3.5.3.1 Estimation des vitesses des ondes P et des ondes S à partir des tirs de calibration

La vitesse des ondes P et S a été déterminée à partir des tirs de calibration. Les longueurs d'ondes, considérées ici, permettent de supposer le milieu homogène.

Les temps d'arrivées des deux ondes ont été manuellement pointés, lorsque cela était possible, sur chaque accéléromètre. La distance entre les récepteurs et les tirs est repré-

sentée en fonction du temps (Figure 3.25). En appliquant une régression linéaire basée sur la méthode des moindres carrés, la vitesse des ondes P est estimée à  $4750 \text{ m.s}^{-1}$ . Cette valeur est cohérente (Assefa et al., 2003) pour un calcaire massif tel que celui de la zone expérimentale. La vitesse des ondes S est, quant à elle, de  $2750 \text{ m.s}^{-1}$ . Ce qui conduit à un rapport des ondes P sur les ondes S de  $\sqrt{3}$  (Wilkins et al., 1984).

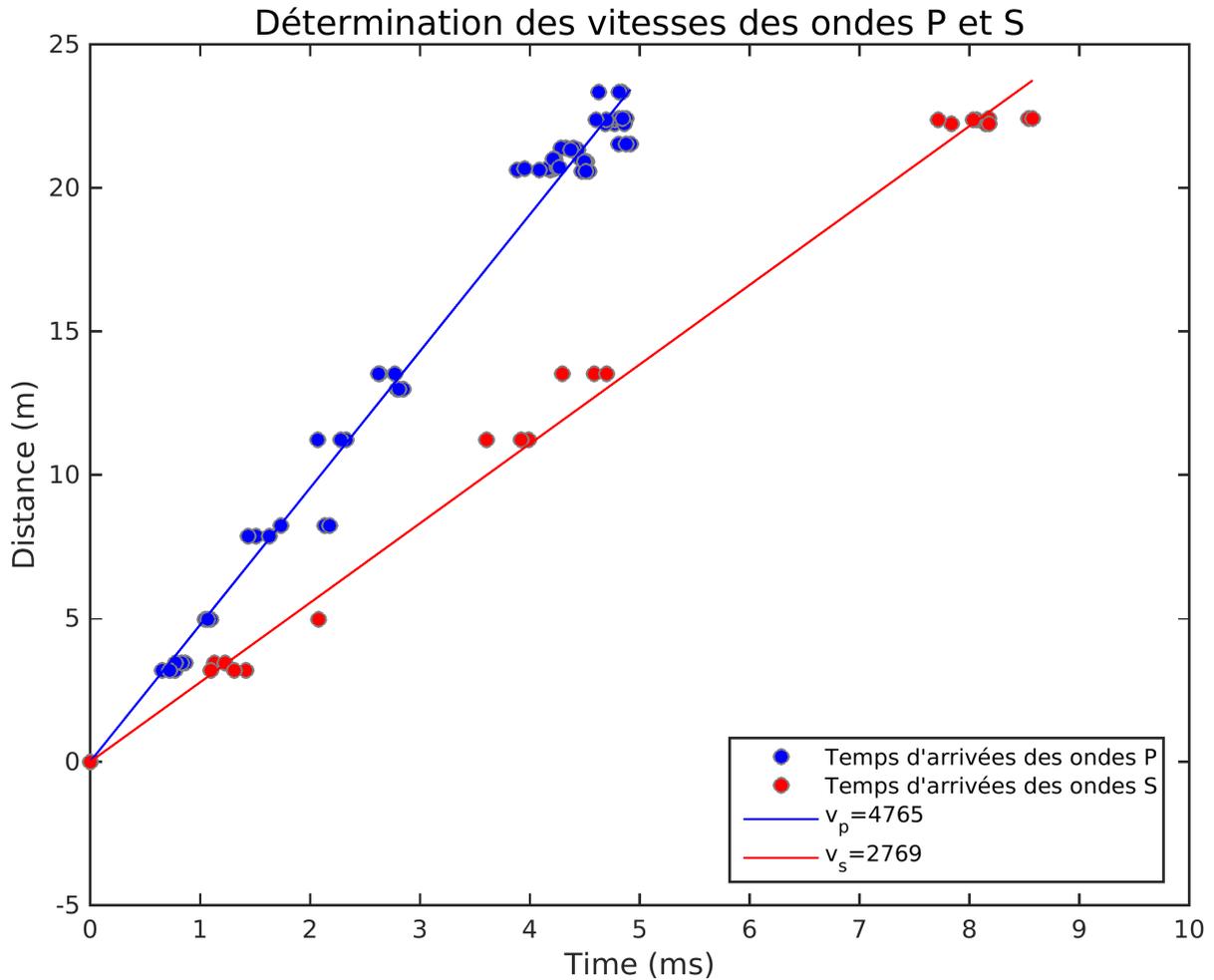


FIGURE 3.25 – Estimation des vitesses des ondes P et S.

La distance entre le tir de calibration et le capteur est représentée en fonction du temps. Une régression linéaire par moindres carrés conduit à la détermination des vitesses d'ondes P et S.  $v_p = 4765 \pm 62 \text{ m/s}$  et  $v_s = 2769 \pm 50 \text{ m/s}$ .

### 3.5.3.2 Comparaison avec les vitesses obtenues en laboratoire

L'analyse en laboratoire des carottes prélevées à différents endroits (coeur de faille, zone endommagée de la faille, et roche mère) et à différentes profondeurs de la zone d'étude, a conduit à des valeurs de vitesses d'ondes P variant de  $3400$  à  $7500 \text{ m.s}^{-1}$  (Jeanne et al., 2012a). Cette valeur est un peu élevée pour des vitesses d'ondes P dans des calcaires. Celles-ci n'excèdent pas  $6500 \text{ m.s}^{-1}$  dans de la calcite pure. La figure 3.26 présente l'évolution respective de la vitesse des ondes P et de la porosité (a,b) le long de

la galerie anti-souffle ainsi que (c,d) le long des puits B2 et B3. La vitesse des ondes P est plus faible dans les zones poreuses que dans les zones non poreuses (Figure 3.26a,b,c,d).

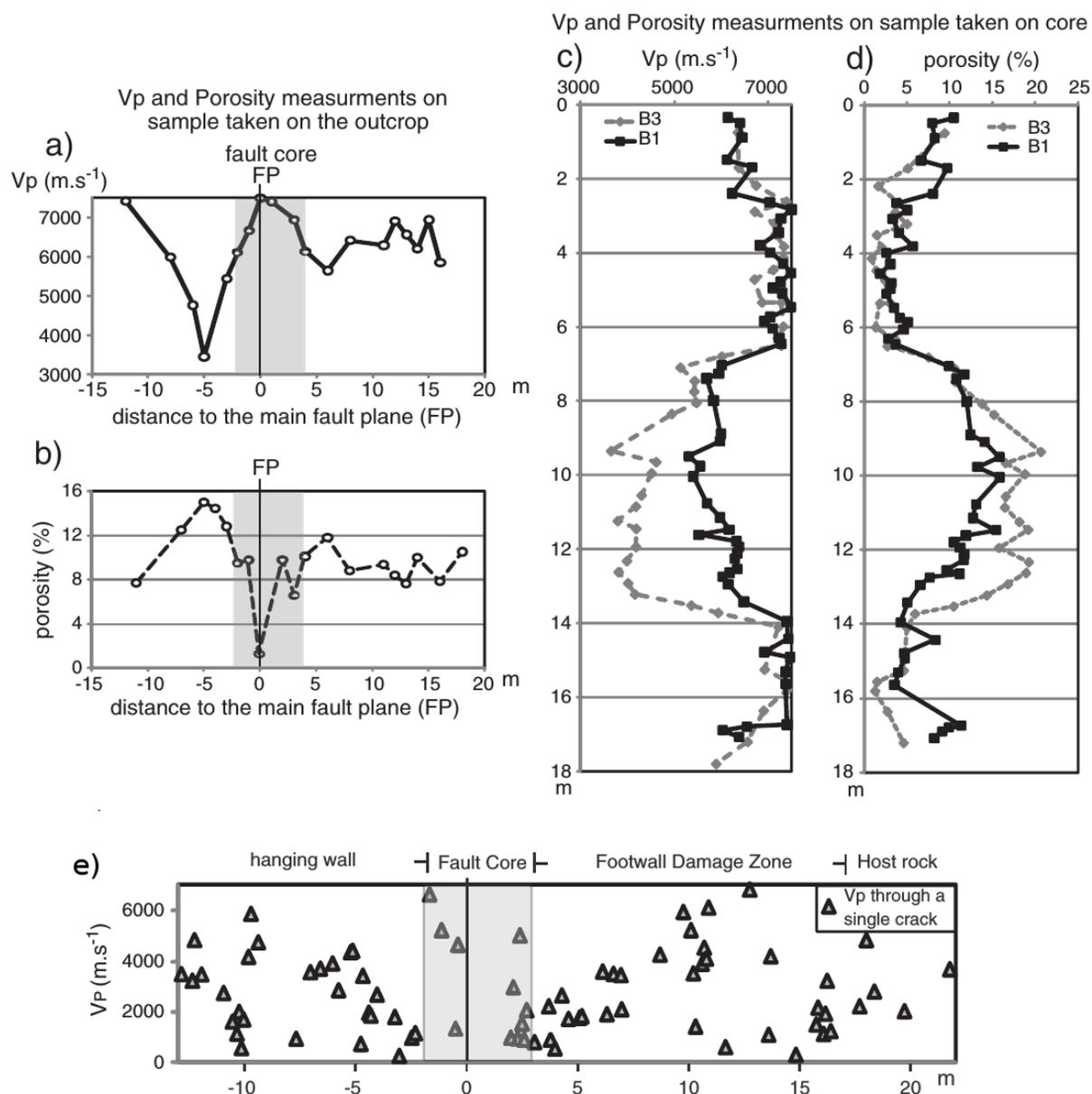


FIGURE 3.26 – Variation de la vitesse des ondes P et de la porosité dans la zone de faille, adapté de Jeanne et al. (2012a).

La vitesse des ondes P varie de 3400 à 7400 m/s (a) horizontalement le long de la zone de faille et (c) verticalement dans la roche mère (puits B3) et le coeur de faille (puits B2). Elle est inversement proportionnelle à la variation de la porosité (b) horizontalement et (d) verticalement. De plus, cette vitesse est fortement influencée par les hétérogénéités du milieu le long de la zone de faille (e).

La vitesse des ondes P trouvée à partir des tirs de calibration est de  $4750 \text{ m.s}^{-1}$ . Comparée aux vitesses déterminées en laboratoire, elle est sous-estimée de 57% dans les zones non poreuses et surestimée de 32% dans les couches poreuses. Les vitesses estimées en laboratoire ne sont pas forcément représentatives du fait de la petite taille de l'échantillon

testé, celui-ci ne prenant pas en compte toute la complexité d'un environnement réel. De plus, la vitesse des ondes P est fortement influencée par les hétérogénéités locales (Jeanne et al., 2012a). Ainsi, les vitesses d'ondes P mesurées à travers des fractures peuvent varier de 500 à 2000  $m.s^{-1}$  pour des échantillons prélevés au même endroit de la zone de faille (Figure 3.26e). Cette vitesse peut ainsi varier fortement de façon ponctuelle. A plus grande échelle, la vitesse des ondes P dépend fortement de la fracturation et non pas d'une hétérogénéité locale. Par conséquent, les valeurs déterminées expérimentalement sur les tirs de calibrations sont considérées comme étant pertinentes. Elles seront utilisées, par la suite, afin de localiser les événements sismiques.

### 3.6 Conclusion

Les onze tests réalisés ont pour but d'étudier les réponses sismiques, hydrauliques, et mécaniques de diverses structures géologiques soumises à des pressions et des débits de fluides divers. L'analyse des données sismiques en lien avec une connaissance détaillée non seulement de la géologie du milieu mais aussi des propriétés hydromécaniques au point d'injection devrait nous permettre de mieux comprendre l'interaction entre ses différents paramètres. L'ajout des tirs de calibration a permis de réaliser différents tests à la fois pendant la partie expérimentale mais aussi pendant la phase de traitement des données en testant les méthodes utilisées.

La suite de ce travail présentera les méthodes développées afin de traiter les données sismiques acquises.

# Chapitre 4

## Méthodes de traitement des données sismiques

Ce chapitre sera consacré à la description et à l'explication des différentes méthodes mises en oeuvre afin de traiter et d'exploiter les données sismiques acquises lors des expériences décrites dans le chapitre 3. Ces méthodes, classiques à la base, ont dû être adaptées au jeu de données inhabituelles (contenu fréquentiel très haute fréquence et faible amplitude des signaux) de ces expériences. Dans un premier temps, la manière dont les événements sismiques ont pu être détectés sera présentée. Le paragraphe suivant se focalisera sur la méthode de localisation utilisée. Celle-ci se distingue de par sa capacité à réaliser dans la même inversion, la localisation absolue et relative. La troisième partie de ce chapitre s'attachera à expliquer la technique de calcul des magnitudes des événements reposant sur une analyse spectrale. Finalement, les différentes techniques utilisées pour estimer les mécanismes de la source sismique conclueront ce chapitre.

### 4.1 Détection des événements sismiques

#### 4.1.1 Principe de la technique de détection utilisée

Lors des expériences, un peu plus de 2 Tera-octets de données sismiques ont été collectées. Afin de réaliser la détection de possibles événements, je me suis focalisée sur les périodes d'injections, c'est-à-dire le temps entre l'installation de la sonde à la profondeur voulue et les quelques heures suivant la fin des injections. Cette étape de traitement a été effectuée sur les accéléromètres. En effet, ceux-ci permettent de détecter des signaux très hautes-fréquences ( $> 1000$  Hz), généralement observés lors d'expériences à l'échelle décimétrique (De Barros et al., 2016).

Le processus de détection est une méthode semi-automatique qui sélectionne automatiquement des signaux potentiellement sismiques. Ceux-ci sont ensuite vérifiés manuellement. L'amplitude d'un signal sismique est supérieure à celle du bruit ambiant. Par son

caractère propagatif, elle est, de plus, observée sur plusieurs capteurs dans un laps de temps relativement court. Le principe de la méthode repose sur le calcul de l'énergie de l'onde, et la définition d'un seuil de détection. Lorsque ce dernier est atteint pour un certain nombre de capteurs, un événement sismique est suspecté. Il est alors extrait et vérifié manuellement. Les injections n'ayant pas lieu au même endroit ni au même moment, un seuil de détection a du être défini pour chacune d'entre elles, en fonction du niveau de bruit.

Les données sismiques ont été pré-traitées avant d'effectuer la détection. La moyenne a été calculée puis enlevée et un filtre passe-bande entre 600 et 3500 Hz a été appliqué (Figure 4.1).

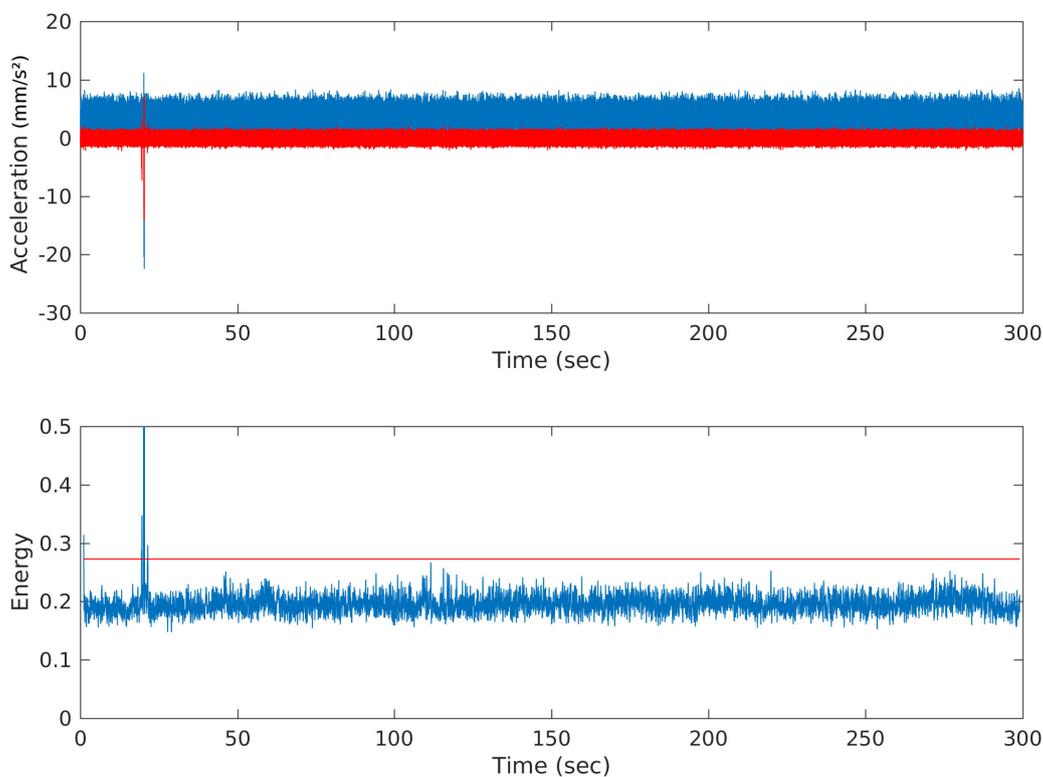


FIGURE 4.1 – Détection d'un événement sismique sur un accéléromètre en forage (B42N). La figure du haut présente le signal brut (bleu) et filtré entre 600 et 3500 Hz (rouge) sur une fenêtre de 5 min, le 09 mars 2015 de 13h50 à 13h55. Celle du bas représente l'énergie du signal (bleu) et le seuil de détection (rouge). Un événement (ou série d'événements sismiques) est clairement visible à 20 s.

Une étude de sensibilité menée sur les différentes injections a mis en évidence que les seuils de détection devaient être atteints sur au moins dix stations dont une en profondeur afin de sélectionner un signal. En deçà de ce nombre, le nombre d'artefacts sélectionnés augmentait drastiquement. Afin de limiter le risque de ne pas détecter un séisme, un seuil de détection relativement bas a été choisi. De ce fait, plusieurs milliers de signaux ont

été extraits par la détection automatique. L'étape de détection manuelle en a éliminé la plupart. Toutefois, peu de séismes ont ainsi dû échapper à la détection. Deux cent quinze (215) événements sismiques ont ainsi pu être validés comme étant des séismes. La figure 4.2 présente un séisme enregistré sur les accéléromètres lors du test 9. Les accéléromètres de surface sont indiqués sous la dénomination "An" et ceux de profondeur sous celle "Bn" où n désigne un numéro. Ce signal, filtré entre 600 et 3500 Hz, dure environ 10 ms.

En profondeur, une très nette différence entre les accéléromètres Bn3, posés sur le fond des forages, et ceux accrochés au puits (Bn2) peut être remarquée. Sur ces derniers, l'onde P est clairement visible alors qu'elle est plus ou moins perdue dans le bruit pour les autres accéléromètres de fond. En surface, les arrivées des ondes P sont plus émergentes que sur les accéléromètres Bn2. Par ailleurs, l'onde S se démarque peu dans le signal et est difficilement identifiable que ce soit en surface ou en profondeur.

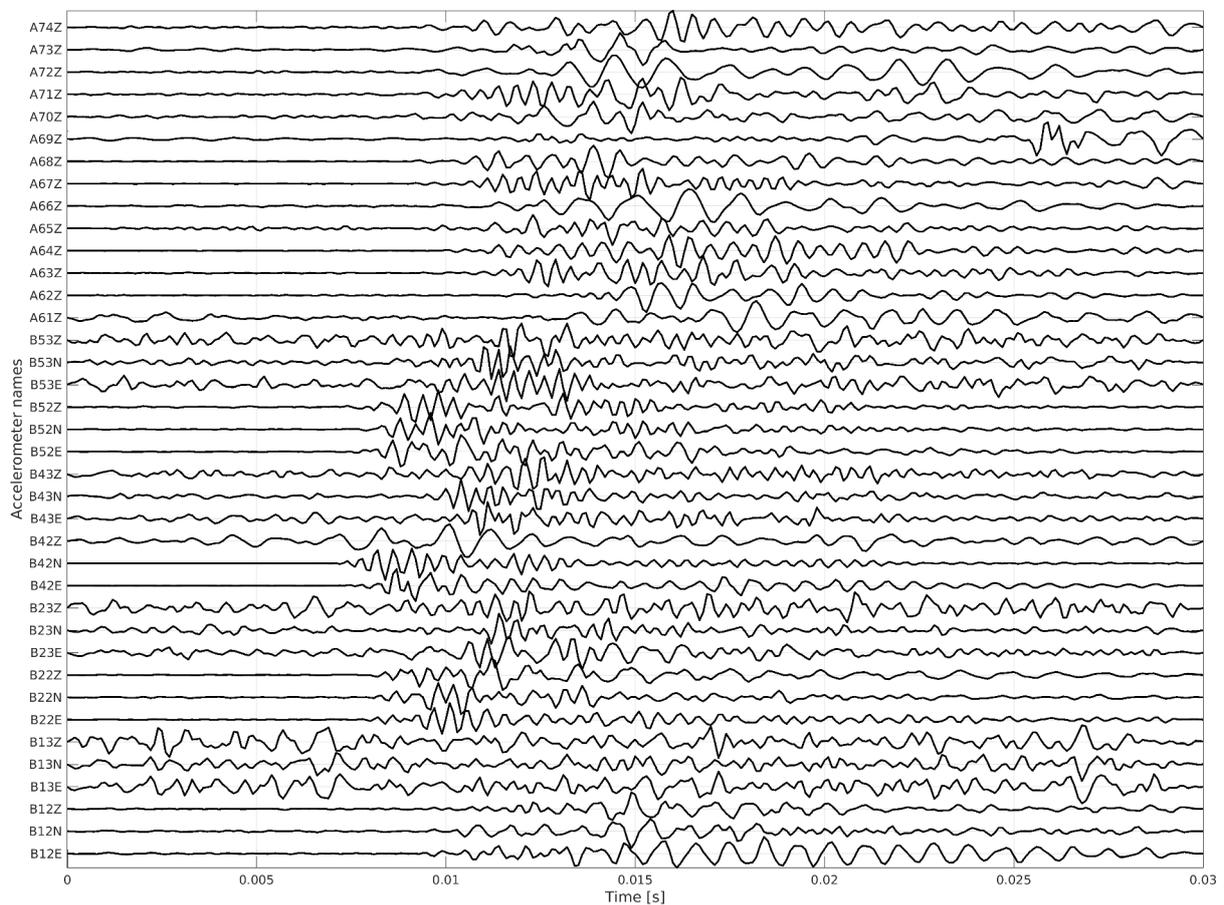


FIGURE 4.2 – Exemple d'un signal sismique détecté sur les accéléromètres.

Cette figure présente les traces sismiques pour tous les accéléromètres de surface (An) et de profondeur (Bn) d'un événement détecté le 25/03/2015 à 17h38:00 et de magnitude  $M_w = -3.1$ , lors du Test 9. Celui-ci est filtré entre 600 et 3500 Hz. D'une durée de 10ms, il est propagatif. En surface ainsi que pour les accéléromètres de fond de puits, le signal est émergent alors qu'il est quasiment impulsif sur les instruments installés à mi-hauteurs dans les puits.

### 4.1.2 Famille d'événements

Les formes d'ondes des événements sismiques détectés lors d'une même injection peuvent présenter de fortes similitudes visuelles (Figure 4.3.a). C'est pourquoi, une cross-corrélation des événements appartenant à un même test a été effectuée, afin de déterminer leur degré de ressemblance (Figure 4.3.b.). Lorsque le coefficient minimum de cross-corrélation est supérieur à 0.7, les séismes peuvent être considérés comme présentant de fortes similarités et sont rassemblés dans un même groupe. Plusieurs familles d'événements sismiques ont ainsi pu être construites pour les Tests 2, 3, 9 et 11, et seront par la suite utilisées lors de l'étape de localisation.

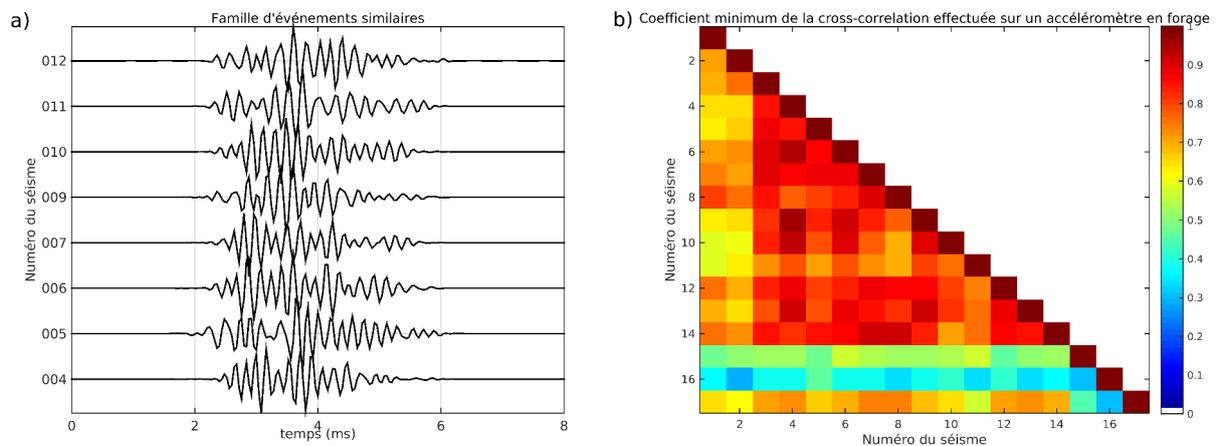


FIGURE 4.3 – Similitudes dans les formes d'ondes et cross-corrélation pour les séismes du Test 9.

La figure montre (a) huit événements sismiques enregistrés au cours du Test 9 sur un accéléromètre de puits B42E, alignés sur l'arrivée des ondes P, et dont les formes d'ondes présentent des similitudes; (b) les coefficients maximum de cross-corrélation pour tous les séismes du Test 9, sur un accéléromètre de puits B42E. Un fort (proche de 1, en rouge) coefficient indique une ressemblance importante dans les formes d'ondes; alors qu'un faible coefficient (proche de 0, en bleu) signale une faible similitude.

## 4.2 Localisation des événements sismiques

Cette partie se concentre sur la méthode de localisation utilisée lors de ce travail. Celle-ci tire son originalité de sa capacité à déterminer au cours d'une même inversion la localisation absolue et relative des événements sismiques. Elle utilise les temps d'arrivée observés des ondes P ( $t_p^{obs}$ ) et S ( $t_s^{obs}$ ), la différence entre les temps d'arrivée observés S et P ( $t_s^{obs} - t_p^{obs}$ ) et le différentiel de temps ( $t_{dd_{ij}}^{calc}$ ) calculé entre deux stations  $i$  et  $j$ . Ce dernier est obtenu à partir des temps d'arrivée d'événements semblables, rassemblés dans une même famille. L'obtention des données nécessaires à la localisation est décrite ci-dessous.

## 4.2.1 Les données requises pour réaliser la localisation

### 4.2.1.1 Obtention des données nécessaires à la localisation des événements sismiques

#### (a) Les temps d'arrivée des ondes P et des ondes S

Les temps d'arrivée des ondes P et des ondes S ont été manuellement pointés, pour chaque séisme et sur tous les accéléromètres, lorsque celles-ci étaient suffisamment impulsives (Figure 4.4). Les ondes S ne représentent que 12.7 % de la totalité des phases pointées lors de cette étude, du fait de leur arrivée difficilement identifiable dans les formes d'ondes des séismes.

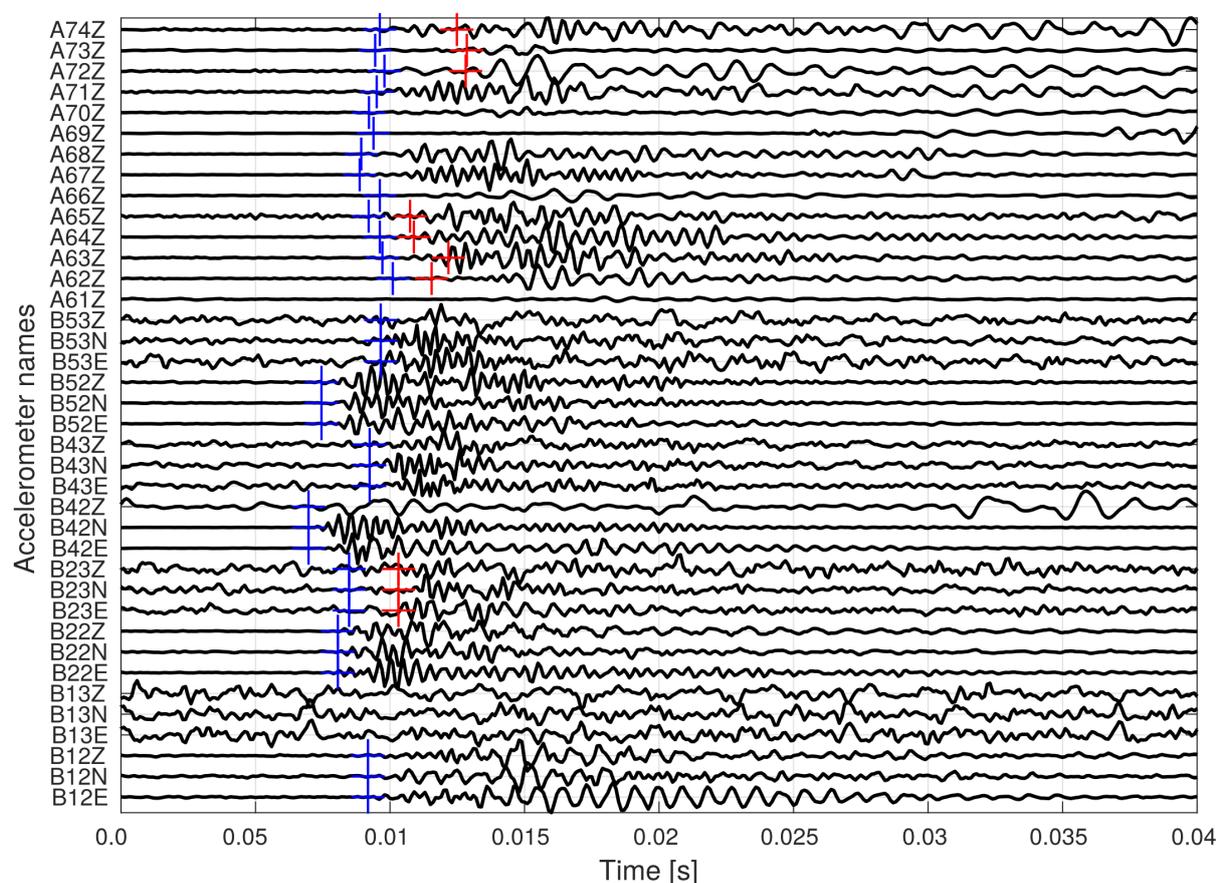


FIGURE 4.4 – Exemple des pointés des ondes P et S sur les accéléromètres. Cette figure présente les pointés des ondes P (en bleu) et des ondes S (en rouge) sur les traces sismiques d'un événement sismique filtré entre 600 et 3500 Hz, provenant du Test 9 (25/03/2015 17h38:00).

#### (b) Le différentiel de temps de trajet entre deux capteurs

L'introduction dans la fonction du différentiel de temps entre deux capteurs  $i$  et  $j$  ( $t_{dd_{ij}}$ ) permet de relocaliser les événements sismiques les uns par rapport aux autres et non pas par rapport à un unique événement. Il est obtenu en se basant sur le principe

des doubles-différences (Shearer, 1997; Waldhauser and Ellsworth, 2000; Zecevic et al., 2016b). Les séismes présentant une forme d'onde semblable sont rassemblés au sein d'une même famille lorsque leur coefficient maximum de cross-corrélation est supérieur à 0.7. Cette ressemblance entre deux signaux implique une proximité spatiale et permet de s'affranchir du modèle de vitesse. En effet, lorsque deux événements sismiques proviennent de deux points sources proches, leurs rais sismiques parcourent un trajet similaire dans le milieu. Par conséquent, ils sont affectés de la même façon par le milieu traversé. Des familles d'événements similaires ayant été trouvées pour les injections 2, 3, 9 et 11, une localisation relative a pu être effectuée sur ces tests.

Le différentiel de temps entre deux capteurs  $i$  et  $j$  pour un événement A ( $\Delta t_A^{ij}$ ) est calculé à partir de la différence de temps de trajet entre deux événements semblables A et B ( $\Delta t_{AB}^i$ ), lui-même trouvé par cross-corrélation (Zecevic et al., 2016b). Celle-ci est réalisée sur une fenêtre de temps de 15 ms, débutant 10 ms avant l'arrivée de l'onde P. La différence de temps de trajet entre deux événements (A et B) appartenant à une même famille pour un capteur  $k$  ( $\Delta t_{AB}^k$ ) correspond à la différence de temps entre les deux signaux sismiques considérés lorsque le coefficient maximum de cross-corrélation est atteint. La double-différence de temps entre deux stations  $i$  et  $j$  pour deux événements A et B est la même que la double-différence de temps entre une paire d'événements A et B aux stations  $i$  et  $j$  :

$$\Delta t_{AB}^i - \Delta t_{AB}^j = \Delta t_A^{ij} - \Delta t_B^{ij} \quad (4.1)$$

Résoudre cette équation revient à poser un problème inverse sous-déterminé, nécessitant le calcul de temps, *a priori*,  $\Delta t_A^{ij}$ . La stabilisation requiert un unique temps *a priori*, noté :  $\Delta t_{precis}^{ij}$ . Au cours de cette étude, tous les temps *a priori* ont été utilisés afin de renforcer la stabilité du problème et de la solution obtenue.

Sur un exemple de trois événements, l'équation 4.1 devient alors, sous forme matricielle :

$$\begin{bmatrix} \Delta t_{precis}^{ij} \\ \Delta t_{12}^i - \Delta t_{12}^j \\ \Delta t_{13}^i - \Delta t_{13}^j \\ \Delta t_{23}^i - \Delta t_{23}^j \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 1 & -1 & 0 \\ 1 & 0 & -1 \\ 0 & 1 & -1 \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} \Delta t_1^{ij} \\ \Delta t_2^{ij} \\ \Delta t_3^{ij} \end{bmatrix} \quad (4.2)$$

Cette équation peut se poser sous la forme :

$$d = Gm, \quad (4.3)$$

où  $d$  est le vecteur données ( $\Delta t_{AB}^i - \Delta t_{AB}^j$ ),  $G$  une matrice auxiliaire et  $m$  le vecteur modèle ( $\Delta t_A^{ij}$ ). L'équation est résolue en utilisant la méthode des moindres carrés :

$$m = (G^T W G)^{-1} G^T W d, \quad (4.4)$$

où  $W$  est un vecteur poids défini d'après le coefficient de cross-corrélation entre les événements  $A$  et  $B$ .

Le différentiel de temps entre deux capteurs  $\Delta t_A^{ij}$  est alors obtenu ainsi qu'un poids  $W_{dd}$  sur la qualité de la cross-corrélation et par conséquent sur la qualité de la différence de temps  $\Delta t_A^{ij}$ . Le calcul de ce différentiel est réalisé en amont de la localisation des événements sismiques. Intégrer cette donnée dans la localisation permet de relocaliser les séismes semblables (double-différence), tout en localisant les événements les uns après les autres.

#### 4.2.1.2 Les différents poids associés aux données

Des poids ont été définis afin de prendre en compte les erreurs commises lors du traitement des données mais également l'influence de la position des capteurs dans le réseau.

**(a) Les poids prenant en compte les erreurs commises lors des pointés des temps d'arrivée des ondes P et S :  $W_p$  et  $W_s$ .**

Une erreur sur le pointé des temps d'arrivée des ondes P et S engendre automatiquement une erreur de localisation. Les pointés présentant une grande incertitude n'auront, par conséquent, pas la même influence dans la localisation qu'un pointé précis. Pour une onde P, la dégradation de la qualité du pointé va de 3 à 0. Trois (3) correspond à une onde parfaitement impulsive et par conséquent à un pointé pouvant être considéré comme parfaitement juste. Alors que 0 implique une onde totalement émergente et donc impossible ou presque à pointer. Du fait de la faible durée des séismes, l'onde S se trouve parfois dans la coda de l'onde P et son arrivée est généralement moins impulsive. Elle se révèle alors plus difficile à pointer précisément.

Pour les ondes P, une qualité de pointé de 3 correspond à un poids  $W_p$  égal à 1, c'est-à-dire une arrivée pointée avec la plus grande précision possible. 2 correspond à 0.75, soit 25% de précision en moins en comparaison d'un poids de 3; 1 à 0.33 et finalement 0 à 0. Les poids attribués aux ondes S suivent la même échelle de valeur multipliée par un facteur 0.75, dû à la difficulté récurrente de saisir avec exactitude leurs arrivées.

**(b) Les poids associés à la distribution spatiale des capteurs sismiques dans la galerie :  $W_{c_i}$  et  $W_{c_j}$ .**

La position des capteurs dans le réseau peut également influencer dans la localisation. Les accéléromètres, utilisés dans l'étape de localisation, se situent à la fois en surface et en profondeur. Selon leur position dans le réseau, ils apportent une contrainte plus ou moins forte dans une direction donnée pour la localisation de l'événement sismique considéré.

En augmentant le poids de ces capteurs, la contrainte dans une direction donnée est ainsi augmentée et la solution plus précise.

Le réseau de fond se compose de huit accéléromètres contrairement à celui de surface qui en compte quatorze. Afin de renforcer la précision de la localisation en profondeur, un poids de 1.5 est attribué à ces capteurs. En surface, huit accéléromètres sont alignés dans la direction Nord. Cette dernière est ainsi bien contrainte par ces capteurs qui reçoivent un poids de 1. Les six derniers accéléromètres de surface sont répartis en dehors de cet alignement Nord-Sud, soit dans la direction Est-Ouest, à proximité des murs de la galerie. Positionnés en divers endroits du réseau, ils contraignent la solution dans la direction Est et se voient octroyer un poids de 1.5.

## 4.2.2 La localisation

### 4.2.2.1 Un modèle de vitesse homogène

La localisation des événements sismiques s'effectue dans un modèle de vitesse supposé homogène (chapitre 3.5.3.1). Les vitesses des ondes P et S, déterminées grâce aux tirs de calibration (chapitre 3.5.3.1), sont respectivement de  $4750 \text{ m.s}^{-1}$  et de  $2750 \text{ m.s}^{-1}$ . A l'aide de l'ensemble des données disponibles et décrites ci-dessus, une fonction coût, appelée par la suite RMS (équation 4.5), est construite. Elle intègre également les temps de parcours théoriques des ondes P ( $t_p^{th}$ ) et des ondes S ( $t_s^{th}$ ) calculés dans ce modèle homogène entre les capteurs et la source du séisme. Afin de s'affranchir du calcul du temps initial  $t_0$ , la moyenne des temps d'arrivée des ondes P et S observés sur les capteurs a été retirée pour chaque temps d'arrivée. Il en a été fait de même pour les temps de trajets théoriques.

### 4.2.2.2 Fonction RMS et pondération des différents types de données

La RMS se définit telle que (équation 4.5) :

$$\begin{aligned}
 RMS = & W_p W_{c_i} \sum_i [\overline{t_{p_i}^{obs}} - \overline{t_{p_i}^{th}}]^2 + A_s W_s W_{c_i} \sum_i [\overline{t_{s_i}^{obs}} - \overline{t_{s_i}^{th}}]^2 \\
 & + A_{sp} W_p W_s W_{c_i} \sum_i [(t_{s_i}^{obs} - t_{p_i}^{obs}) - (t_{s_i}^{th} - t_{p_i}^{th})]^2 \\
 & + A_{dd} W_{dd} W_{c_i} W_{c_j} \sum_j \sum_i [\Delta t^{ijcal} - \Delta t^{ijth}]^2,
 \end{aligned} \tag{4.5}$$

où les indices  $i$  et  $j$  représentent les stations. Elle intègre de plus un facteur ( $A$ ) de pondération entre les différentes parties de l'équation. En effet, la RMS (équation 4.5) se compose de quatre parties distinctes correspondant respectivement à l'utilisation des ondes P, à celle des ondes S, à la différence  $t_s - t_p$  et, finalement au différentiel de temps entre deux événements semblables. Chacune de ces parties doit être calibrée par rapport

aux autres en fonction de l'importance et de la qualité de l'information qu'elle apporte. Les études de sensibilité menées sur les tirs de calibrations ont permis de définir les poids suivants :

**1. Pondération des ondes S : facteur  $A_s$**

L'utilisation d'une seule phase S dans la localisation d'un événement sismique permet d'améliorer la localisation aux erreurs de traitement près. Le facteur calibrant la localisation avec les ondes S par rapport aux ondes P ( $A_s$ ) est de 1. Sachant qu'elles ne représentent que 12.7 % des phases pointées, leur influence est importante dans la localisation si elles sont utilisées.

**2. Pondération de la différence  $t_s - t_p$  : facteur  $A_{sp}$**

L'utilisation de la différence  $t_s - t_p$  permet de s'affranchir du temps initial. Elle améliore sensiblement la localisation des séismes et ce malgré le peu d'ondes S utilisées. Un facteur de 5 a été attribué à  $A_{sp}$ .

**3. Pondération de la relocalisation par double-différence : facteur  $A_{dd}$**

En relocalisant les événements les uns par rapport aux autres, la précision de la localisation augmente. Le coefficient maximum de cross-corrélation des familles des événements des injections 2, 9 et 11 est de 0.7 alors qu'il est de 0.8 pour le numéro 3. Par conséquent, les séismes du Test 3 présentent plus de ressemblance entre eux que ceux des autres injections. Un facteur de 1.5 a ainsi été attribué pour le Test 3 alors qu'il est de 0.6 pour les Tests 2, 9 et 11.

#### **4.2.2.3 Détermination de l'emplacement d'un événement sismique grâce à une recherche par grille**

Les séismes sont localisés événement par événement grâce à la fonction RMS (équation 4.5). Le minimum de cette dernière donne la localisation la plus probable pour le séisme considéré, et est obtenu en utilisant une recherche par grille. Celle-ci est définie dans le volume de la zone expérimentale avec un pas de 25 cm. De ce fait, la résolution maximale de la localisation est de 25 cm, meilleur compromis trouvé entre le temps d'exécution des calculs et la précision obtenue. Chaque point de la grille, également nommé noeud, représente une localisation possible pour l'événement sismique considéré. Les temps de trajet théoriques des ondes P ( $t_p^{th}$ ) et S ( $t_s^{th}$ ) sont ainsi calculés entre tous les noeuds et tous les capteurs. Le noeud dont les temps de trajet théoriques sont les plus proches des temps observés donne la position la plus probable du séisme. L'erreur commise est estimée à partir d'un intervalle de confiance de 98% entourant la localisation.

Un exemple de la localisation obtenue par cette méthode pour un événement du Test 9, ayant eu lieu le 25/03/2015 à 17h38:00 et de magnitude  $M_w = -3.14$  (également présenté dans les figures 4.2 et 4.4), est présenté sur la figure 4.5.

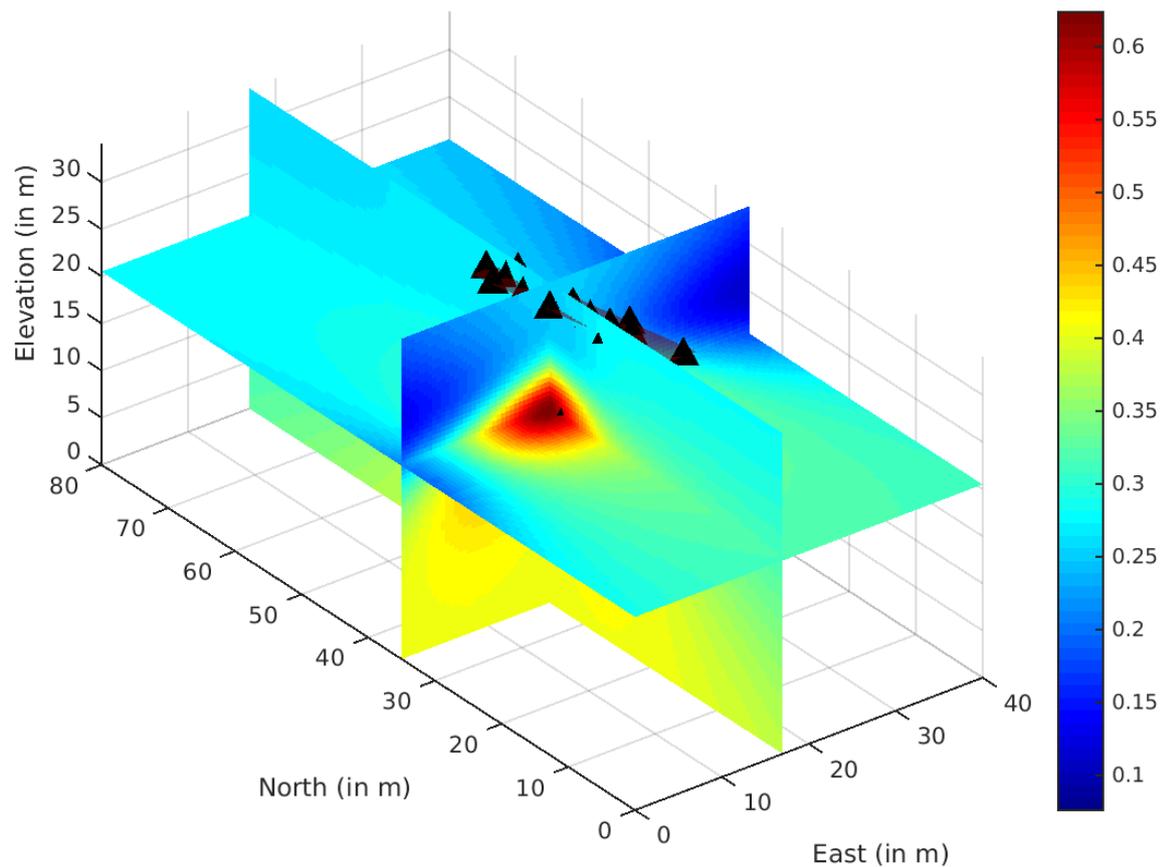


FIGURE 4.5 – Exemple de localisation d’un séisme provenant du Test 9 (25/03/2015 17h38:00).

Cette figure présente la distribution de  $e^{-RMS}$ , ce qui revient à une carte de probabilité qu’un événement sismique soit localisé en un point de l’espace. La couleur bleue représente une faible probabilité que le séisme se situe à ce point alors que le rouge en indique une forte. Les triangles noirs représentent la position des accéléromètres.

Afin de vérifier la validité et la fiabilité de cette méthode, plusieurs tests ont été effectués.

#### 4.2.2.4 Tests et validité de la méthode

Les tirs de calibration, présentés dans la partie 3.5, ont permis de tester, non seulement, l’efficacité mais aussi les limites de la méthode de localisation, présentée ci-dessus.

##### (a) Précision de la localisation selon la position de l’événement sismique par rapport au réseau de capteur

En utilisant comme données d’entrée, les temps d’arrivées des ondes P et S de ces signaux, les tirs effectués en forage ont été positionnés à une distance comprise entre 25 et 50 cm de leur position réelle (figure 4.6). Ainsi, lorsque les signaux sont impulsifs et pour des événements se produisant dans le réseau de capteurs, la localisation peut atteindre une précision inférieure à cinquante centimètres. Cette localisation est absolue et ne prend

pas en compte les temps relatifs.

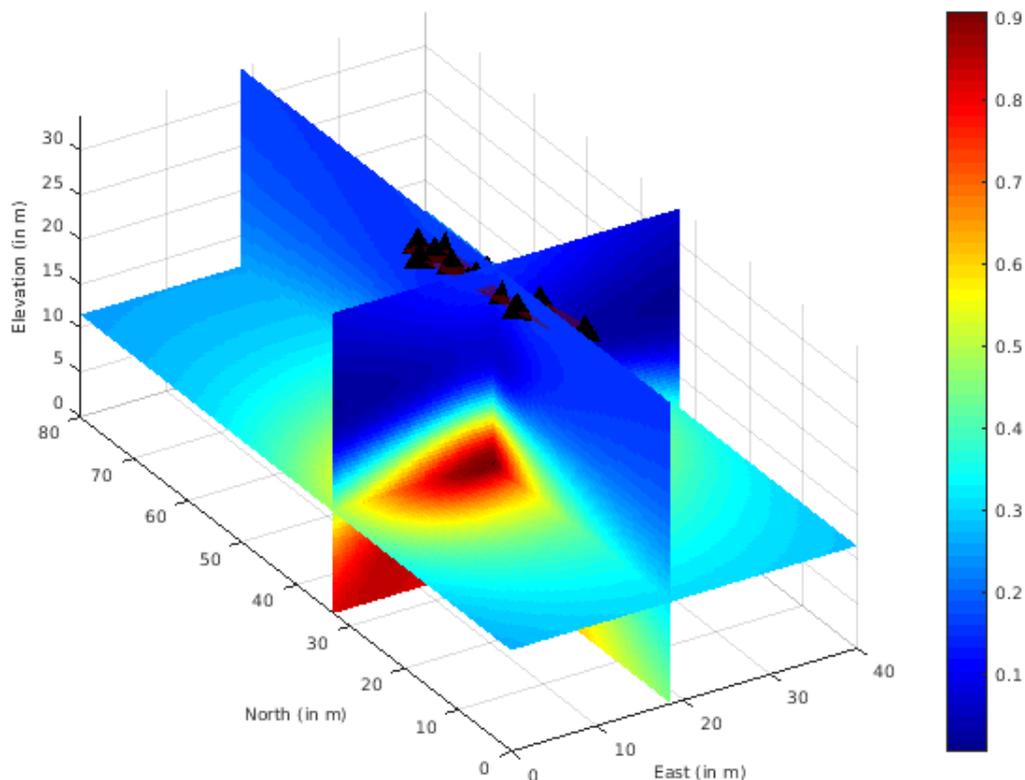


FIGURE 4.6 – Exemple de localisation d’un tir de calibration en forage (27/03/2015 13h45:27.4).

Cette figure présente la distribution de  $e^{-RMS}$ , ce qui revient à une carte de probabilité qu’un événement sismique soit localisé en un point de l’espace. La couleur bleue représente une faible probabilité que le séisme se situe à ce point alors que le rouge en indique une forte. Les triangles noirs représentent la position des accéléromètres.

Toutefois, en utilisant les tirs effectués en surface de la galerie, les résultats obtenus sont plus mitigés. Il est important de noter, dans un premier temps, que ces signaux sont moins impulsifs que ceux issus des tirs effectués en forage. Pour des tirs se situant à l’extérieur du réseau instrumental, c’est-à-dire sans accéléromètres de part et d’autre du signal, une augmentation de l’erreur dans la direction Nord apparaît. Le manque d’information imposée par la présence d’un capteur empêche de contraindre correctement la localisation dans cette direction. A contrario, les tirs de surface se trouvant à l’intérieur du réseau sont positionnés avec une précision métrique par rapport à leur position réelle. L’augmentation de l’erreur constatée en comparaison des tirs de profondeur peut venir d’une erreur de pointés plus importante, due à une onde P moins impulsive. Elle peut également être due à l’hypothèse d’un modèle de vitesse homogène.

**Conclusion :** Pour des événements se produisant dans le réseau instrumental et

ayant des arrivées d'ondes impulsives, une précision comprise entre cinquante centimètres et un mètre peut être atteinte. Pour des séismes, toujours localisés dans le réseau, mais avec des arrivées émergentes, une localisation avec une précision métrique est également possible. Quant aux événements à l'extérieur du réseau, le manque de contraintes dans la direction Nord rend plus difficile l'obtention d'une localisation précise.

### (b) Etude de sensibilité au modèle de vitesse

La détermination du modèle de vitesse est partie du postulat d'un milieu homogène. La sensibilité de la localisation au modèle de vitesse utilisé a alors été testée. La localisation d'un tir de calibration a été réalisée pour différentes vitesses des ondes P et S. La vitesse des ondes P a varié de plus ou moins 300 m/s par rapport à la vitesse déterminée, soit entre 4450 m/s et 5050 m/s. La vitesse des ondes S varie, quant à elle, telle que le rapport des ondes P sur les ondes S reste constamment de  $\sqrt{3}$ .

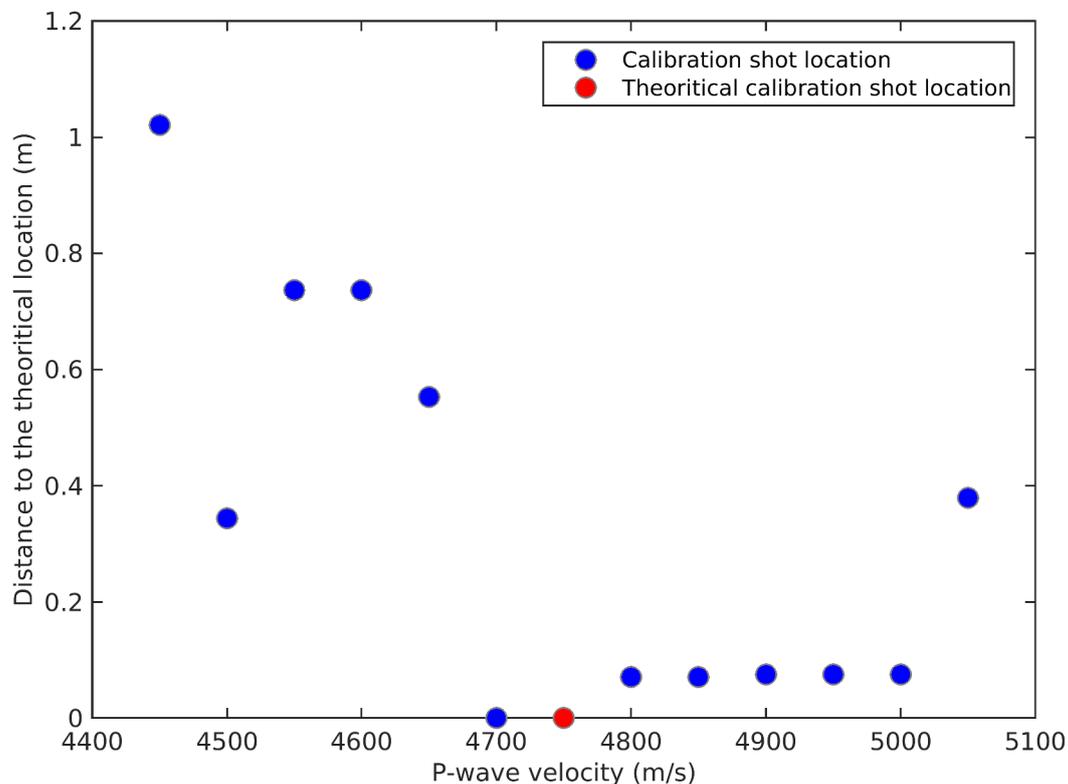


FIGURE 4.7 – Etude de sensibilité de la localisation à une variation de vitesse des ondes P et S.

Ce graphique présente la distance relative pour différentes vitesses (cercles bleus) à la position théorique du tir de calibration pour une vitesse de 4750 m/s (cercle rouge). Pour des vitesses comprises entre 4700 m/s et 5000 m/s, les localisations obtenues sont à 10 cm de la position théorique du tir de calibration. Pour des vitesses inférieures à 4700 m/s, la distance relative à la position théorique est plus grande et peut atteindre 1 mètre.

Ce faisant, l'erreur relative induite par la vitesse sur la localisation des tirs de calibra-

tion est inférieure à 1 mètre (figure 4.7). Pour une erreur conséquente sur la détermination du modèle de vitesse, la localisation des tirs de calibration reste ainsi correcte au mètre près. Il est alors possible d'en déduire qu'une incertitude sur la vitesse, supposée homogène, n'induit pas d'erreurs importantes sur la localisation, dans la mesure où l'événement considéré se situe dans le réseau de capteurs sismiques.

### (c) Influence des ondes S sur la précision de la localisation des séismes

Par ailleurs, les tirs de calibration ont également permis d'estimer l'influence des ondes S sur la qualité de la localisation. Leur ajout, en apportant plus d'informations, est censé améliorer la précision du positionnement des séismes. Toutefois, ainsi que vu précédemment, les ondes S ne sont pas toujours aisément pointables ou distinguables du fait de leur faible espacement temporel avec les ondes P. Une erreur sur le temps d'arrivée des ondes S ou encore une erreur de pointés de phase peut fausser la localisation et augmenter drastiquement l'erreur. En revanche, lorsque l'onde S est correctement pointée, elle améliore sensiblement la précision de la localisation des tirs de calibration, les rapprochant de leur position réelle par rapport à une localisation ne prenant en compte que les ondes P. Afin de contourner ce problème, deux localisations distinctes ont été faites : l'une en utilisant uniquement les ondes P et l'autre en utilisant à la fois les ondes P et S. La localisation faite uniquement à partir des ondes P sert d'étalon. Si la localisation obtenue en utilisant les deux ondes est peu éloignée de celle obtenue uniquement avec les ondes P, elle est considérée comme étant la plus précise. A contrario, si elle en diffère totalement, alors une erreur de pointés des ondes S est soupçonnée et ces dernières ne sont pas utilisées (Figure 4.8).

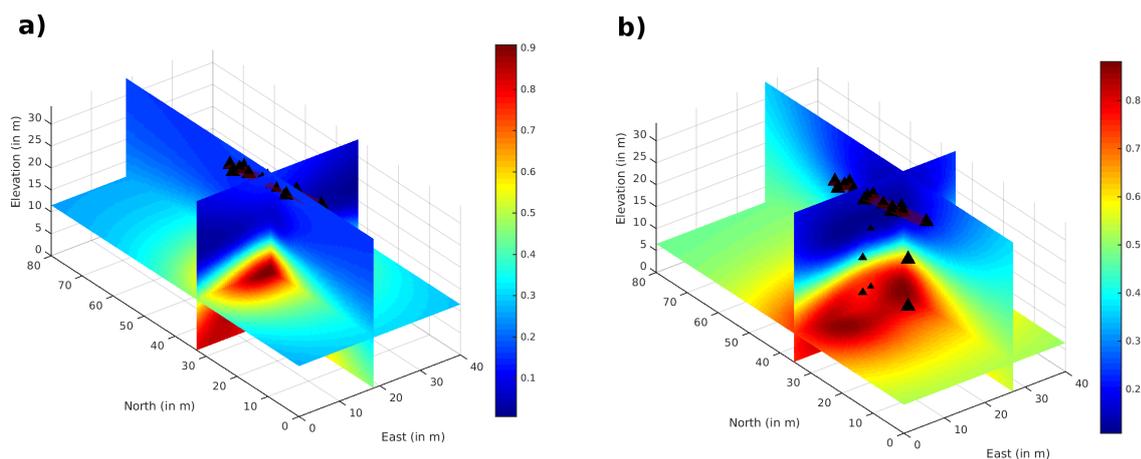


FIGURE 4.8 – Comparaison des localisations avec des pointés d'ondes S mal identifiées. Cette figure présente la localisation d'un tir de calibration (27/02/2015 13h45:27.4) (a) uniquement à partir des ondes P (b) à partir des ondes P et des ondes S. Sur la localisation utilisant les ondes S, la solution ne converge pas vers une unique possibilité mais vers deux. La différence s'explique par un mauvais pointé des ondes S.

### 4.2.3 Conclusion sur la méthode de localisation

Cette méthode permet ainsi d'effectuer au cours de la même inversion la localisation absolue mais également relative lorsque les événements sismiques sont semblables. Les différents tests menés sur les tirs de calibration nous ont permis de vérifier la qualité de cette méthode de localisation, l'influence des ondes S ainsi que la sensibilité de la localisation à la vitesse.

137 événements sismiques soit 64 % du nombre de séismes détectés ont pu être localisés par cette méthode. L'intervalle de confiance de 98 % autour de la localisation des événements sismiques a permis d'établir que la majorité d'entre eux présente une erreur moyennée dans les trois directions de l'espace inférieure à 2 m. La direction Est est moins bien contrainte que les autres, due au plus faible nombre de capteurs sismiques installés dans cette direction. Cette erreur est toutefois une erreur mathématique, liée à l'ajustement des temps de trajet. L'intervalle de confiance pour les tirs de calibration donne une erreur de l'ordre de 1.5 m, surestimée par rapport à l'erreur réelle qui est de 50 cm. Cependant, la localisation des tirs de calibration ne considère pas les temps relatifs de trajet.

## 4.3 Paramètres de la source sismique

L'objet de cette section se concentre sur l'obtention des différents paramètres de la source sismique que sont les magnitudes, les chutes de contrainte et les mécanismes au foyer.

### 4.3.1 Détermination des magnitudes par analyse spectrale

Le calcul des magnitudes des événements sismiques a été effectué par analyse spectrale.

La figure 4.9 présente deux signaux provenant du même événement sismique enregistré au cours du Test 9. L'un (a) est enregistré sur l'accéléromètre B42, soit dans un puits ; alors que le second (b) l'est en surface. Les deux signaux (Figures 4.9 a1 et b1) sont impulsifs. Leurs spectrogrammes respectifs mettent en évidence le contenu très hautes fréquences des signaux. En effet, ceux-ci parcourent une gamme allant de 600 à 4000 Hz pour le signal en profondeur et de 600 à 3000 Hz pour celui de surface. Sur le signal en profondeur, une résonance aux environs de 1050 Hz, probablement due au couplage entre l'accéléromètre et le puits, est observée.

Le faible espacement temporel entre les ondes P et les ondes S ne permet pas de séparer parfaitement les deux types d'ondes. De ce fait, les spectres de Fourier ont été calculés sur les ondes P et S combinées. Ils sont majoritairement dominés par les ondes S, l'amplitude de ces dernières étant plus grandes que celle des ondes P. Nous notons sur les spectres que les basses fréquences du signal sont en adéquation avec une pente en  $\omega^2$  alors que les

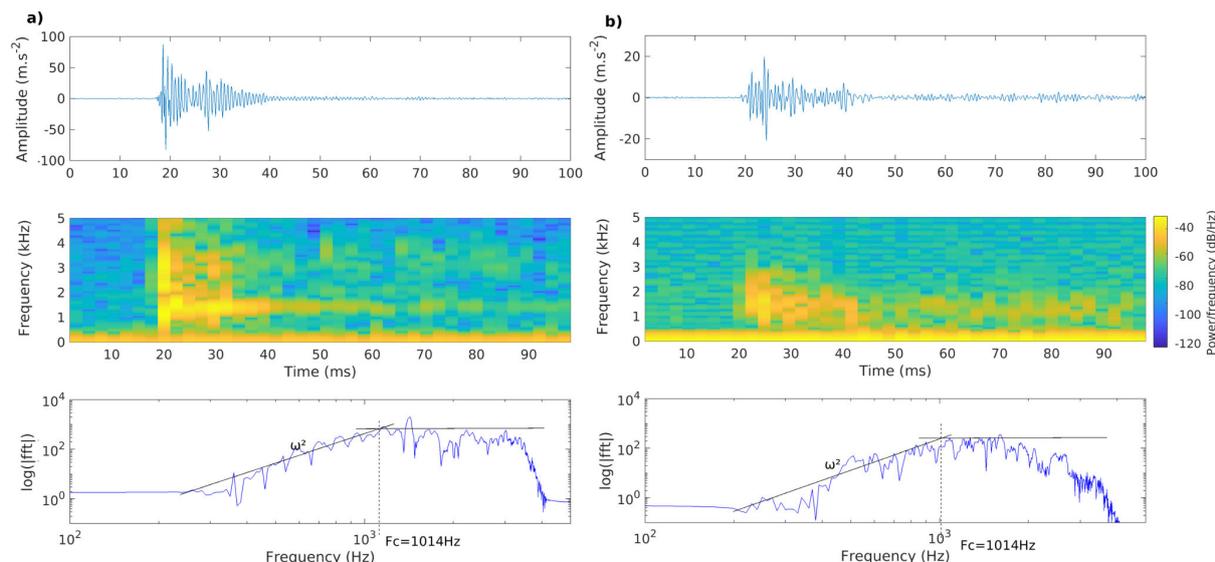


FIGURE 4.9 – Exemple de deux spectres en profondeur et en surface.

La figure a présente un signal sismique enregistré le 25/03/2015 à 17h38:00, de magnitude  $M_w = 3.14$ , sur un accéléromètre en profondeur (B42E), positionné à mi-hauteur dans le puits B4. La figure b montre, quant à elle, un signal provenant du même séisme mais acquis en surface (A67Z). Les spectrogrammes (a2 et b2) ainsi que les spectres (a3 et b3) sont représentés pour chaque signal (a1 et b1) sismique.

hautes fréquences montrent un plateau (Brune, 1970; Boore, 1983). Les spectres peuvent ainsi être modélisés avec une représentation de Brune de la source en accélération. Les séismes sont, par conséquent, compatibles avec les modèles de rupture en cisaillement.

La fréquence coin  $f_c$  correspond au point d'intersection du plateau et de la pente en  $\omega^2$ . Tout comme le moment sismique  $M_0$  (en N.m), proportionnel au spectre  $S(f)$  (équation 4.6), elle est obtenue à partir des spectres de Fourier calculés ci-dessus.

$$S(f) \propto \frac{M_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2}, \quad (4.6)$$

Le diagramme de radiation étant inconnu, les fréquences coins ont été calculées pour chaque capteur puis moyennées afin d'obtenir une unique fréquence coin par événement sismique. Le facteur de radiation a été pris à 0.52 (Aki and Richards, 1980). Les fréquences coins obtenues se trouvent entre 1 et 1.7 kHz.

Le signal a été corrigé de son atténuation moyenne. Cette dernière a été estimée au cours d'une étude de sensibilité visant à tester l'impact de différents coefficients d'atténuation sur les fréquences coins. Ces dernières varient, généralement, d'une centaine de hertz pour des facteurs allant de 30 à 1000 (Figure 4.10). La moyenne de ces fréquences est atteinte pour un coefficient moyen d'atténuation s'approchant de 70, d'où le choix de cette valeur moyenne d'atténuation.

La magnitude de moment  $M_w$  est déduite du moment sismique  $M_0$  à partir de la

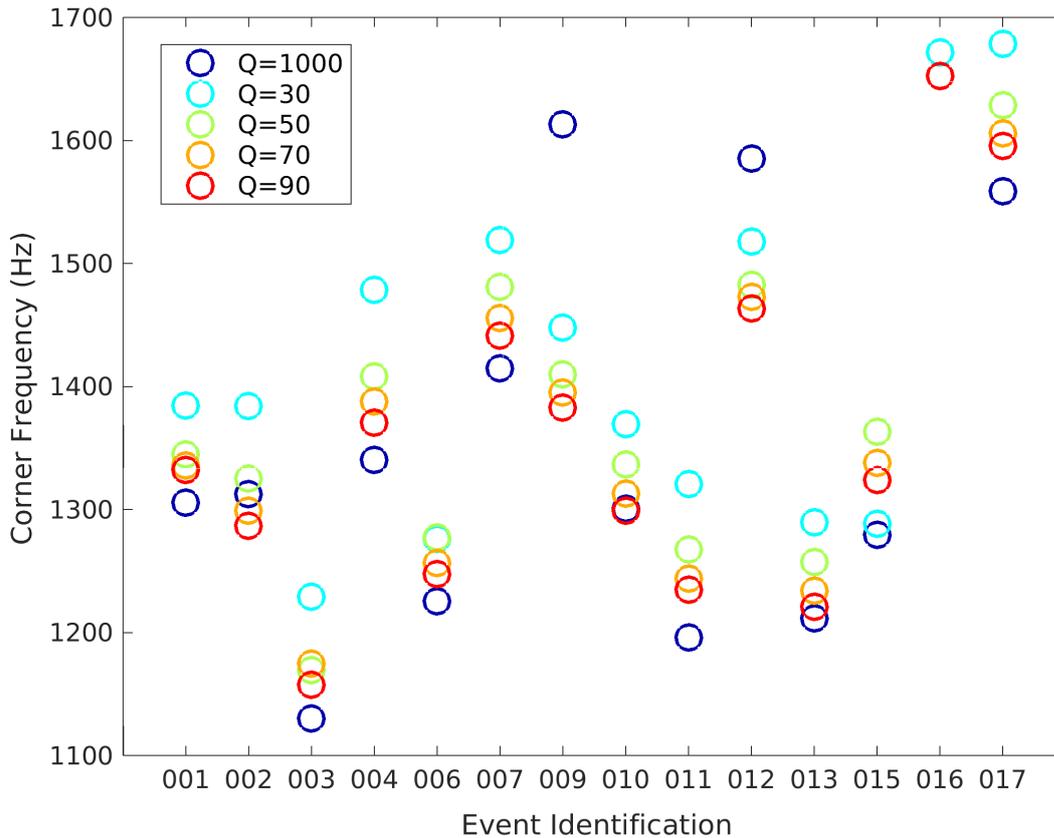


FIGURE 4.10 – Etude de sensibilité afin de déterminer le facteur d’atténuation  $Q$ . Les fréquences coins pour chaque événement sismique ont été calculées en considérant cinq facteurs d’atténuations différents : 30 (bleu cyan), 50 (vert), 70 (orange), 90 (rouge) et 1000 (bleu marine). Quelque soit le facteur d’atténuation, les fréquences coins varient, généralement, de l’ordre d’une centaine de hertz pour un séisme.

formule de Hanks and Kanamori (1979) (équation 4.7).

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10}(M_0) - 6.1, \quad (4.7)$$

Les moments sismiques, calculés, varient de 0.77 à 27.3 kN.m et les magnitudes de moment entre -4.1 et -3.1.

L’hypothèse d’un diagramme de radiation de 0.52 induit une erreur variant de -0.5 à 0.2 sur les magnitudes de moment (Von Seggern, 1970; Daniel, 2014). Les autres hypothèses telles que l’usage combiné des ondes P et S dans l’analyse spectrale, le nombre de stations utilisé ou encore le modèle de vitesse (Stork et al., 2014), conduisent à une erreur possible sur les magnitudes d’un ordre de grandeur. Toutefois, la méthode de calcul des magnitudes étant la même, la comparaison des valeurs entre elles n’en reste pas moins cohérente.

Par ailleurs, l’influence du bruit et l’introduction d’un possible biais dans le calcul des magnitudes ont, également, été vérifiées. En utilisant la même procédure que pour

les événements sismiques, une magnitude équivalente inférieure à -4 a été estimée pour le bruit (Figure 4.11). Celle-ci est plus faible que les magnitudes des séismes et ne falsifie donc pas les résultats.

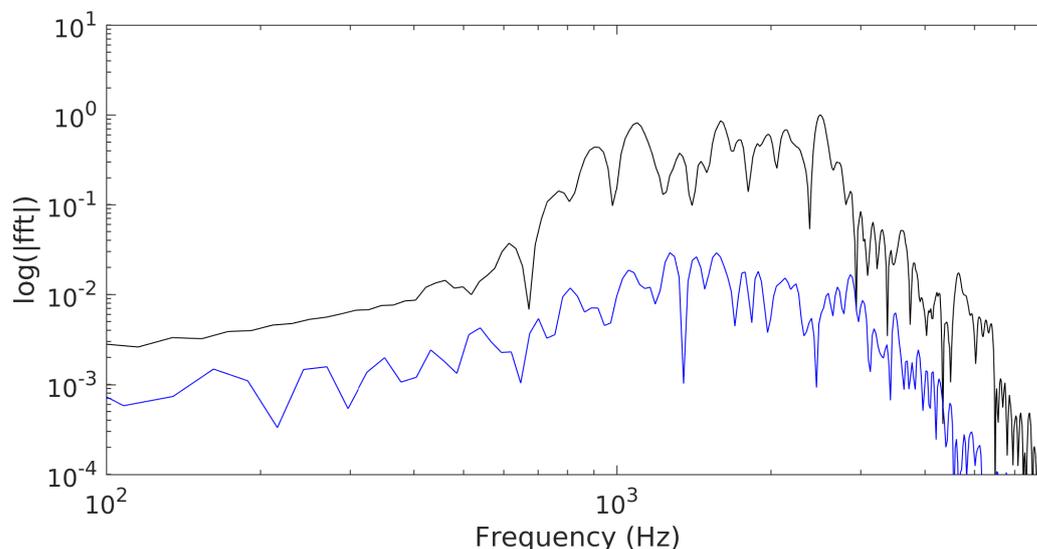


FIGURE 4.11 – Magnitude équivalente sur le bruit.

La figure présente en noir le spectre d'un signal sismique enregistré le 25/03/2015 à 17h38:00, de magnitude  $M_w = -3.14$  (le même que dans la figure 4.9) et en bleu celui du bruit, pour un accéléromètre de forage B52E. Le spectre du bruit est bien plus faible que celui du signal.

### 4.3.2 Estimation des chutes de contrainte

N'ayant pas de connaissance détaillée de la géométrie de la source, une rupture circulaire classique (Eshelby, 1957; Madariaga, 1977) est ici considérée. Ainsi que mentionné précédemment (partie 4.3.1), l'amplitude des ondes S est plus importante que celle des ondes P. De ce fait, le signal est supposé dominer par les ondes S. Le rayon de source ( $r$ ) s'exprime alors de la façon suivante (équation 4.8) :

$$r = k \times \frac{v_s}{f_c}, \quad (4.8)$$

où  $v_s$  est la vitesse des ondes S,  $f_c$  est la fréquence coin et  $k$  un facteur dépendant simultanément de la vitesse et du type de rupture, de la vitesse de glissement et de la géométrie de la faille (Kaneko and Shearer, 2014). La valeur communément utilisée pour le coefficient  $k$  est de 0.21 pour les ondes S (Madariaga, 1977). Elle correspond à une vitesse de rupture égale à 90% de la célérité des ondes S. Toutefois, la présence de fluides ou d'une composante en traction dans le mécanisme au foyer (Broberg, 2006) peut diminuer la vitesse de rupture. Dans le cas de séismes de faibles magnitudes (inférieures à 3), cette vitesse peut varier de 40 à 90 % de la vitesse des ondes S (Imanishi et al., 2004). De ce fait, nous avons également calculé le rayon de la source sismique pour un coefficient  $k$  de

0.12, correspondant à une vitesse de rupture de 50% de celle des ondes S. Les rayons de la source sismique calculés pour un coefficient  $k$  de 0.21 varient de 31 cm à 57 cm ( $\pm 5$  cm, pour une erreur de 100 Hz sur les fréquences coin) alors qu'ils sont compris entre 19 cm et 32 cm ( $\pm 5$  cm) pour un coefficient  $k$  de 0.12. La chute de contrainte est calculée à partir du rayon de la source sismique selon l'équation 4.9 :

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \times \frac{M_0}{r^3}, \quad (4.9)$$

où  $\Delta\sigma$  est la chute de contrainte,  $M_0$  est le moment sismique et  $r$  le rayon de la source sismique. Les chutes de contrainte varient de 2.5 kPa à 178 kPa avec une moyenne de 17.9 kPa pour un coefficient  $k$  de 0.21 et entre 13 kPa et 950 kPa avec une valeur moyenne de 95.8kPa pour un coefficient  $k$  de 0.12. L'erreur de calcul sur la magnitude pouvant être d'un ordre de grandeur, l'erreur sur le calcul de la chute de contrainte peut être d'un à deux ordres de grandeur. Le fait que la chute de contrainte dépende du rayon de rupture avec un exposant cubique fait de ce rayon la source majeure d'incertitude.

### 4.3.3 Calcul des mécanismes au foyer à partir du logiciel HASH

La méthode de calcul des mécanismes au foyer est expliquée dans ce paragraphe. Celle-ci a été effectuée avec le logiciel HASH (Hardebeck and Shearer, 2002, 2003) et repose sur la première polarité des ondes P.

Les mécanismes au foyer sont communément déterminés en utilisant la polarité du premier mouvement des ondes P pour des séismes de faibles magnitudes et en supposant un mécanisme double-couple (Reasenberg and Oppenheimer, 1985). Compte tenu du caractère potentiellement émergent des ondes P, une incertitude liée à la polarité du premier mouvement doit être considérée. De plus, l'erreur liée aux calculs des azimuts et des incidences ne doit pas non plus être négligée. C'est pourquoi, le choix du logiciel HASH (Hardebeck and Shearer, 2002, 2003), qui intègre ces différentes erreurs dans le calcul des mécanismes au foyer, a semblé judicieux.

Ce logiciel génère un ensemble de mécanismes au foyer possibles à partir de la polarité du premier mouvement des ondes P, en effectuant une recherche par grille sur la sphère focale. Cet ensemble est obtenu en faisant varier les azimuts et les incidences dans un intervalle de valeurs provenant d'une distribution normale, elle-même construite à partir des incertitudes sur ces angles. Le mécanisme au foyer préférentiel est la moyenne de l'ensemble des solutions. L'écart quadratique moyen entre le mécanisme préférentiel et l'ensemble des solutions possibles correspond à l'incertitude sur le plan nodal.

La qualité d'un mécanisme au foyer dépend du nombre de polarités observées. Dans cette étude, les différents tests effectués ont conclu qu'un minimum de huit polarités était requis afin de contraindre correctement la solution. La qualité de cette dernière dépend également de la répartition des polarités sur la sphère focale. En effet, si la couverture est

insuffisante, l'estimation des mécanismes au foyer peut se trouver biaisée voire totalement faussée et ce, quelque soit le nombre de polarités utilisé. Dans la configuration étudiée ici, la distribution azimutale doit couvrir au minimum  $180^\circ$  de la sphère focale alors qu'il ne doit pas y avoir un "trou" de plus de  $60^\circ$  dans la distribution des angles d'incidence.

Le logiciel propose, parfois, plusieurs mécanismes au foyer possibles pour un même événement sismique. Il lui attribue une qualité allant de A à D ainsi qu'une probabilité d'être le bon mécanisme au foyer. La qualité d'un mécanisme dépend à la fois des données d'entrées (nombre de polarités, leur distribution sur la sphère focale, les erreurs sur les polarités et la localisation des séismes), des incertitudes sur l'azimut et l'incidence du plan nodal et de sa probabilité d'être le bon mécanisme. Lorsque plusieurs solutions sont possibles pour un événement, l'événement ayant la plus grande probabilité d'être le mécanisme recherché est sélectionné. Toutefois, si des solutions ont des probabilités semblables, la géologie de l'intervalle est regardée. Le mécanisme est alors choisi en fonction des structures géologiques présentes.

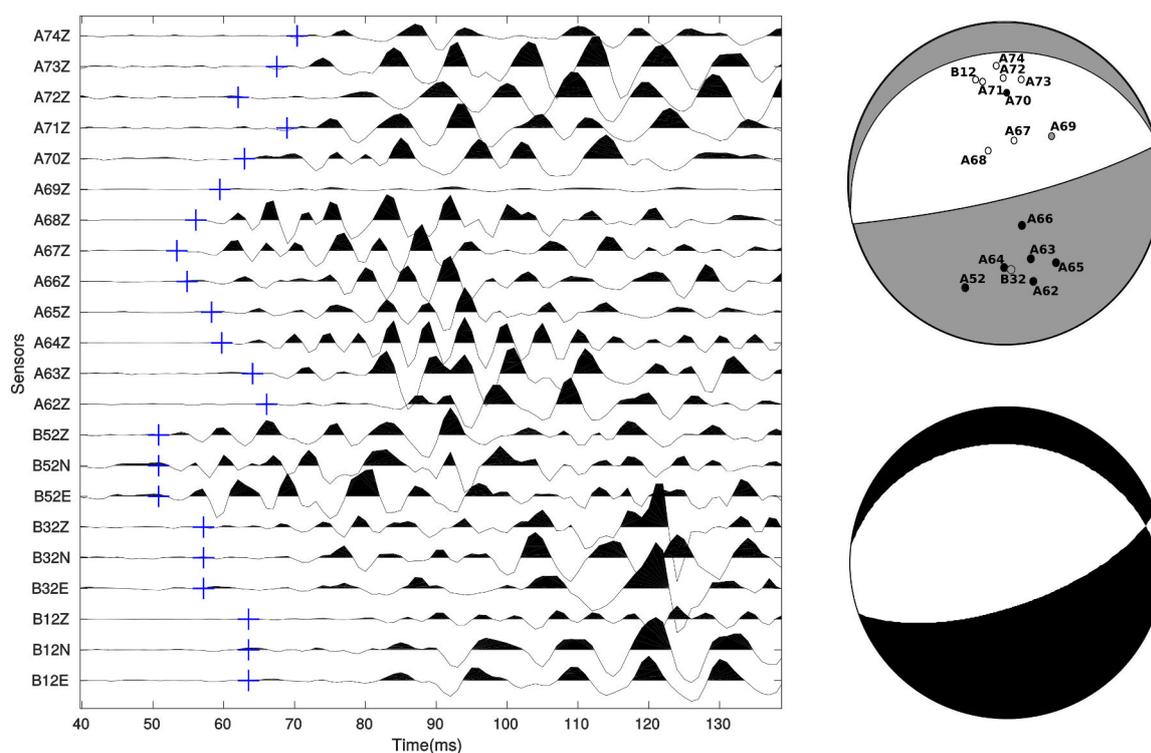


FIGURE 4.12 – Exemple de détermination d'un mécanisme au foyer.

Le mécanisme au foyer en gris est déterminé manuellement alors que celui en noir est obtenu avec le logiciel HASH, pour un séisme de magnitude  $M_w = -3.14$  issu du Test 9 (17h38). À gauche, les formes d'ondes correspondantes aux polarités pointées pour le séisme. Les croix bleues correspondantes au temps d'arrivée des ondes P. Le séisme calculé par HASH est cohérent avec celui déterminé manuellement.

L'emploi de HASH a permis de déterminer 59 mécanismes au foyer, soit 43% du nombre de séismes localisés, sur l'ensemble des tests, pour des magnitudes comprises entre -3.14

et -4.0. La figure 4.12 présente un séisme ( $M_w = -3.14$ ) dont le mécanisme au foyer a été déterminé par le logiciel HASH (noir et blanc) et manuellement en utilisant un stéréonet (blanc et gris) et les formes d'ondes correspondantes.

## 4.4 Détermination de l'état de contrainte

L'état de contrainte dans la zone expérimentale a été déterminé à partir des mécanismes au foyer. Pour ce faire, le logiciel MSATSI (Hardebeck and Michael, 2006; Lund and Townend, 2007; Martínez-Garzón et al., 2014) a été utilisé. Il se base sur l'algorithme SATSI, lui-même basé sur la méthode dite Formal Stress Inversion (FSI). Celle-ci repose sur les deux hypothèses suivantes. La première stipule que le champ de contrainte est homogène dans le volume de roches considéré. La deuxième considère que le glissement de la faille est parallèle à la contrainte tangentielle. Le calcul de l'état de contrainte est un problème inverse, pouvant être résolu par méthode des moindres carrés (Martínez-Garzón et al., 2014). L'estimation des incertitudes, liées à la résolution de ce problème, est une partie essentielle dans la technique FSI. Afin de contraindre la solution, les mécanismes au foyer utilisés doivent présenter une certaine variabilité.

La transition entre deux états de contrainte se fait de façon continue dans la nature. Or, lors de la détermination de l'état de contrainte dans un milieu, celui-ci peut dépendre de la façon dont sont entrées les données. L'algorithme SATSI, développé par Hardebeck and Michael (2006) permet de prendre en compte ce problème. Les mécanismes au foyer sont regroupés dans des zones (définissant les points d'une grille). La définition de ces points dépend du nombre de dimensions de 0D à 4D. En 0D, il n'y a qu'un seul point et par conséquent une unique inversion. La 1D intègre une variable temporelle et prend ainsi en compte le changement du champ de contrainte selon le temps. La 2 et la 3D sont des inversions spatiales en 2 et 3D. Finalement, la 4D est une distribution spatiale en 3 dimensions intégrant le temps (Figure 4.13). Le tenseur de contraintes est alors inversé simultanément pour chaque point de la grille. L'orientation des axes de contraintes principales ainsi que le rapport de forme du tenseur ( $\phi = 1 - R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$ ) sont obtenus. Les incertitudes liées à ces calculs sont estimées grâce à un ré-échantillonnage dit de bootstrap.

Le logiciel MSATSI rend plus efficace et flexible pour les utilisateurs l'algorithme STASI. Il se compose de deux routines principales. La première inverse les mécanismes au foyers et calcule l'orientation des contraintes principales ainsi que leurs incertitudes. La seconde permet de représenter graphiquement les résultats.

Lors de cette étude, les dimensions 0D et 2D ont été utilisées afin de calculer l'état de contrainte dans la galerie. Dans un premier temps, celui-ci a été calculé en inversant tous les mécanismes au foyer en un unique point (0D). Puis les mécanismes au foyer ont été inversés par test indépendamment les uns des autres (0D). Finalement, les mécanismes au foyer ont été inversés tous en même temps, en fonction de leur localisation en profondeur,

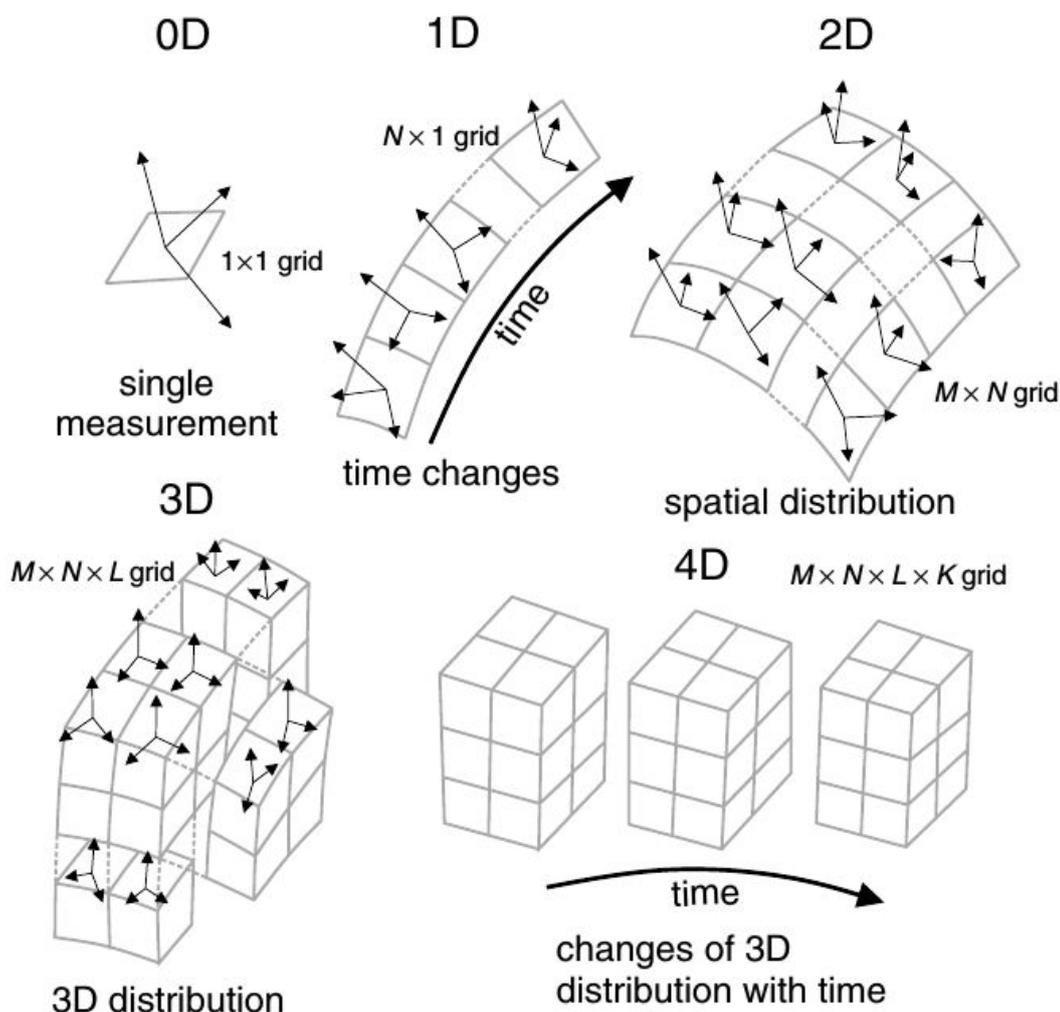


FIGURE 4.13 – Les possibles dimensions pour l’estimation du champ de contrainte avec MSATSI and SATSI, d’après Martínez-Garzón et al. (2014).

Les différentes dimensions proposées par l’algorithme SATSI. 0D détermine un unique champ de contrainte alors que 1D donne une distribution du champ de contrainte le long d’une unique coordonnée en fonction du temps. 2D et 3D créent des cartes de distribution du champ de contrainte en 2 et 3 dimensions. Et 4D calcule une distribution spatio-temporelle du champ de contrainte.

en utilisant la distribution en 2D. Quelque soit le type d’inversion considérée, un minimum de six mécanismes au foyer a été utilisé. Ces calculs ont mis en évidence que le champ de contrainte n’était pas identique en tout point de la galerie. Ils ont également déterminé les incertitudes liées à chaque technique de calcul. La figure 4.14 présente le champ de contrainte déterminé par l’inversion en 0D des mécanismes au foyer des séismes du Test 11. La contrainte principale  $\sigma_1$  (bleu) est subverticale et présente un pendage de  $80^\circ\text{N} \pm 15^\circ$ . La contrainte  $\sigma_2$  (verte) est subhorizontale et est orientée  $\text{N}270^\circ \pm 20^\circ$ , elle présente une incertitude de  $180^\circ$  sur azimuth ( $\text{N}90^\circ$  ou  $\text{N}270^\circ$ ). Quant à la contrainte  $\sigma_3$  (rouge), elle est également subhorizontale et orientée  $\text{N}180^\circ \pm 30^\circ$ .

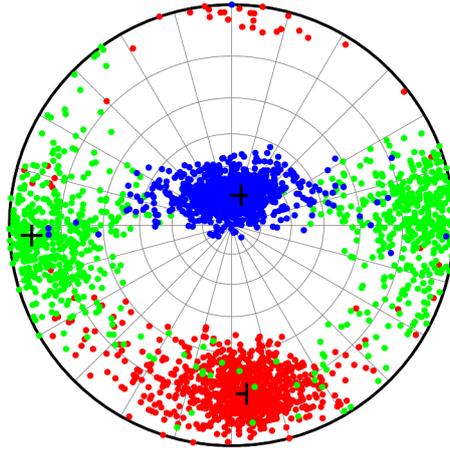


FIGURE 4.14 – Le champ de contrainte du test 11, déterminé en 0D. La contrainte principale  $\sigma_1$  est représentée en bleu. Elle est subverticale et présente un pendage de  $80^\circ\text{N} \pm 15^\circ$  dans une direction  $\text{N} \pm 45^\circ$ . La contrainte  $\sigma_3$  est en rouge, subhorizontale et orientée  $\text{N}180^\circ \pm 30^\circ$  pour un pendage de  $15^\circ\text{N} \pm 15^\circ$ . La contrainte  $\sigma_2$  (en vert) est subhorizontale, de direction globalement Est-Ouest, à  $\pm 20^\circ$ . Elle présente une forte incertitude sur le pendage comprise entre  $25^\circ\text{N}$  et  $25^\circ\text{S}$ .

## 4.5 Conclusion

L'ensemble des méthodes présentées dans ce chapitre a permis le traitement des données sismiques recueillies au cours des expériences (chapitre 3) et de répondre, du moins partiellement, aux deux questions posées dans cette thèse (chapitre 1). Les analyses précises des résultats sont détaillées dans les deux chapitres suivants (chapitres 5 et 6). Le nombre d'événements sismiques détecté, leur localisation et leur magnitude ont servi à étudier la réponse du milieu à une stimulation hydraulique de faille ainsi que d'aborder les mécanismes de contrôle de la sismicité induite (chapitre 5). Ceux-ci ont été détaillés par l'analyse conjointe des mécanismes au foyer associés aux données hydro-géo-mécaniques. Puis, l'inversion des mécanismes au foyer a permis de s'intéresser à l'influence des injections de fluide sur le champ de contrainte régional (chapitre 6).

# Chapitre 5

## Une déformation aismique comme réponse du milieu à une stimulation hydraulique

Dans ce chapitre, les résultats sont présentés sous la forme d'un article publié, le 30 Octobre 2017, dans le journal scientifique Journal of Geophysical Research : Solid Earth.

---

 **AGU** PUBLICATIONS



**JGR**

**Journal of Geophysical Research: Solid Earth**

---

**RESEARCH ARTICLE**

10.1002/2017JB014535

**Special Section:**

Seismic and micro-seismic signature of fluids in rocks: Bridging the scale gap

**Aseismic Motions Drive a Sparse Seismicity During Fluid Injections Into a Fractured Zone in a Carbonate Reservoir**

**Laure Duboeuf<sup>1</sup>** , **Louis De Barros<sup>1</sup>** , **Frédéric Cappa<sup>1,2</sup>** , **Yves Guglielmi<sup>3</sup>** , **Anne Deschamps<sup>1</sup>** , and **Simon Seguy<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Université Côte d'Azur, CNRS, OCA, IRD, Géoazur, Sophia Antipolis, France, <sup>2</sup>Institut Universitaire de France, Paris, France, <sup>3</sup>Earth and Environmental Science Area, Lawrence Berkeley National Laboratory, Berkeley, CA, USA, <sup>4</sup>Université Aix-Marseille, CNRS, IRD, CEREGE, Aix-en-Provence, France

---

## 5.1 Résumé en français de l'article

Ce chapitre s'intéresse à la réponse d'un milieu géologique à une stimulation hydraulique. Une augmentation de la pression de fluide dans les failles peut induire de la sismicité ainsi que de la déformation asismique. Une meilleure compréhension des interactions entre les fluides et la sismicité représente un enjeu crucial ; et ce, aussi bien pour l'évaluation du risque sismique que pour le suivi des réservoirs.

Dans cette optique, une série d'expérience in-situ, à l'échelle métrique, a été mise en oeuvre. Elle s'est déroulée dans des séries carbonatées, à 280 m de profondeur, au Laboratoire Souterrain à Bas Bruit, situé à Rustrel (84). Les injections d'eau ont été réalisées à hautes-pressions (jusqu'à 6 MPa) dans diverses structures géologiques de la zone endommagée d'une faille inactive en profondeur. Un réseau composé d'une cinquantaine de capteurs à la fois sismiques, de pressions, et de déformations, a été installé. Il a permis d'étudier les réponses sismiques et hydro-mécaniques des différentes structures testées à une injection de fluide contrôlée. Une déformation inélastique a été observée au point d'injection dans les données durant toutes les expériences. Cependant, seuls certains tests ont produit de la sismicité. Les séismes enregistrés se caractérisent par un contenu fréquentiel très hautes fréquences (0.5-4 kHz) et de petites magnitudes, de l'ordre -3.5. Cent trente-sept tremblements de terre ont pu être localisés, avec une erreur moyenne inférieure à 1.5 m. Ils se situent à une distance comprise entre 1 et 12 m de la chambre d'injection. La comparaison entre un moment de déformation équivalent et le moment sismique cumulé a mis en évidence que plus de 96% de la déformation est asismique. Le moment sismique maximum mesuré est bien plus faible que celui escompté par la loi de McGarr (2014). De plus, une dualité dans le comportement sismique est observée. En effet, la distribution spatio-temporelle d'une partie des séismes montre que ceux-ci sont indépendants de la diffusion des fluides dans le milieu, lorsque les volumes injectés sont faibles. A contrario, pour des volumes de fluides injectés plus importants, les événements induits suivent les lois de diffusion des fluides.

Cette étude met en évidence que la pression de fluide provoque principalement une déformation asismique. La sismicité apparaît alors comme un effet secondaire, une réponse à un transfert de contraintes induit par un mouvement asismique, lui-même produit par la perturbation due aux fluides. Ce comportement pourrait être expliqué par le faible volume injecté ne permettant pas une homogénéisation suffisante de la pression.

## 5.2 Abstract

An increase in fluid pressure in faults can trigger seismicity and large aseismic motions. Understanding how fluid and faults interact is an essential goal for seismic hazard and reservoir monitoring, but this key relation remains unclear. We developed an in-situ

experiment of fluid injections at a 10-meter scale. Water was injected at high-pressure in different geological structures inside a fault damaged zone, in limestone at 280 m depth in the LSBB Underground Laboratory (France). Induced seismicity, as well as strains, pressure and flowrate were continuously monitored during the injections. Although non-reversible deformations related to fracture reactivations were observed for all injections, only a few tests generated seismicity. Events are characterized by a 0.5-to-4 KHz content and a small magnitude (ca -3.5). They are located within 1.5 m accuracy between 1 and 12 m from the injections. Comparing strain measurements and seismicity shows that more than 96% of the deformation is aseismic. The seismic moment is also small compared to the one expected from the injected volume. Moreover, a dual seismic behavior is observed as (1) the spatio-temporal distribution of some cluster of events is clearly independent from the fluid diffusion (2) while a diffusion-type pattern can be observed for some others clusters. The seismicity might therefore appear as an indirect effect to the fluid pressure, driven by aseismic motion and related stress perturbation transferred through failure.

### 5.3 Introduction

The seismicity associated with deep fluid injections within geological reservoirs has become an important concern related to the developments of subsurface energy extraction and storage (Cornet et al., 1997; Bachmann et al., 2012; Cornet, 2012; Ellsworth, 2013; McGarr, 2014; Bao and Eaton, 2016; Ellsworth et al., 2016). For instance, the enhanced geothermal system at Soultz-sous-Forêts, France (Cuenot et al., 2008; Schmittbuhl et al., 2014), or in Geysers, USA (Trugman et al., 2016) show a clear and intense seismicity temporally synchronized with injection periods. Other examples show that fracking operations and wastewater disposals in the central USA induced a sharp increase of the seismicity rates since the early 2000 (Keranen et al., 2014; Ellsworth et al., 2015; McGarr et al., 2015; McNamara et al., 2015; Walsh and Zoback, 2015). This type of seismicity is generally of small moment magnitude ( $M_w < 3$ ). However, some of these injection-induced earthquakes have reached magnitudes greater than 5 (Ellsworth, 2013; Keranen et al., 2014; Weingarten et al., 2015; Petersen et al., 2016), such as the 2011 Mw 5.6 Prague (Keranen et al., 2013; Barnhart et al., 2014; Sun and Hartzell, 2014; Norbeck and Horne, 2016; Sumy et al., 2017) or the September 2016 Mw 5.8 Pawnee (Walter et al., 2017; Yeck et al., 2017) earthquakes in Oklahoma, USA.

Furthermore, pervasive fluids into the upper brittle crust can also trigger natural seismicity. Sometimes, fluid pressure perturbations can help to trigger large earthquakes, such as the Mw 7.7 2001 Buhj earthquake (Kayal et al., 2002), which was located in a fluid-filled area identified through high Poisson's ratio. Fluids are also suspected to be a driving factor for seismic swarms (Hainzl, 2004; Hainzl et al., 2006; Cappa et al., 2009; Leclère et al., 2012; Shelly, 2015). For example, seismic swarms observed in the Gulf of

Corinth (Greece) are related to the diffusion of fluid overpressures (Pacchiani and Lyon-Caen, 2010; Duverger et al., 2015). Moreover, observations indicated that even strong rainfalls can be a driver of seismicity (Hainzl et al., 2006; Miller, 2008; Rigo et al., 2008).

At the same time, fluids may induce deformation without triggering seismicity. Aseismic motion, i.e. slow rupture which does not produce seismic waves, is now admitted to be an important process during fluid injections in geological reservoirs (Cornet, 2012; Zoback et al., 2012; Cornet, 2016). For instance, clear observations of aseismic slip have been identified at geothermal sites like Soultz-sous-Forêts, France (Cornet et al., 1997; Calò et al., 2011; Lengliné et al., 2017) where an important part of the deformation was aseismic even if intense seismicity occurred. The same pattern was observed in the Mayet de la Montagne experiments (Scotti and Cornet, 1994) where water injections in a 800 m-long borehole mainly drove aseismic deformation. Aseismic motion was also observed in controlled in-situ fluid injection experiments at meter-scale in limestone (Guglielmi et al., 2015a) or in shale (De Barros et al., 2016). At the laboratory scale, Goodfellow et al. (2015) performed fluid injection experiments on granite samples under triaxial stresses and showed that most of the deformation is aseismic during the fluid pressurization.

However, despite these clear evidences, the triggering and driving mechanisms of seismicity and aseismic motions by the fluid pressure remain unclear, mainly because they are controlled by complex interactions of frictional and fluid flow properties and behaviors together with the evolving state-of-stress during fluid injections. The classical concept assumes that an increase in fluid pressure reduces the effective stress normal to fault and its resistance, leading up to seismicity (Hubbert and Rubey, 1959; Healy et al., 1968; Shapiro et al., 2002; Parotidis et al., 2003). In this model, the seismicity distribution is therefore controlled by the magnitude and diffusion of the fluid pressure. Other processes triggering seismicity can be fracture propagation through hydro-fracturing (Cornet, 2000), and poroelastic stress perturbation transferred through failure away from a pressure source (Goebel et al., 2017). Nevertheless, recent observations (Zoback et al., 2012; Guglielmi et al., 2015a; De Barros et al., 2016) showed that fluid pressure first drives an aseismic fault rupture. The seismicity appears as a secondary process and a response of the surrounding medium to the aseismic rupture. This complex behavior was successfully explained at field scale by a transition from stable to unstable slip using a slip rate dependency of fault friction (Ruina, 1983; Guglielmi et al., 2015a).

Although the previous observations provide key insights into how fluid pressures can trigger seismicity or aseismic deformation, the links between fluid pressure diffusion, aseismic motions and seismicity are poorly constrained. Hence, more accurate observations of seismicity, deformation and fluid pressure near and within faults are required in order to improve understanding of these interconnected mechanisms, and to bridge the gap between small-scale (cm) laboratory experiments and large-scale (km) observations. To this aim, controlled fluid-injection experiments at a meter-to-tens of meters have already been

developed in limestones by Guglielmi et al. (2015a) and Derode et al. (2015) as well as in shales (De Barros et al., 2016; Rivet et al., 2016). Here, we have performed a series of fluid injection experiments with a proximal (meters) array of 31 high-sensitivity seismic sensors within the damage zone of the same fault zone previously tested in Guglielmi et al. (2015a), but with a limited seismic network (only 3 sensors). The aim of the present study is to activate different parts of the fault damage zone by injecting high fluid-pressure directly in existing geological structures (faults, fractures, and bedding planes), and to monitor both the hydro-mechanical and seismological responses.

In this paper, we mainly focus on the analysis of the seismological data that we interpret in the light of a detailed geological and hydromechanical contexts. First, we present the geology of the tested fault zone and the experimental setting of our experiments. We then describe the monitoring system and the processing methods are presented. During the injections, location, magnitude, and source parameters are first deduced from the observed seismic events. We then compare the amount of seismic motion to the amount of aseismic deformation measured at the injection with the SIMFIP borehole displacement sensor Guglielmi et al. (2013). Finally, we discuss the different seismic behaviors, potential mechanisms and the reasons why the seismicity appears as an indirect effect of fluid injections that mainly generate large aseismic motions.

## 5.4 Geological and experimental settings

### 5.4.1 Geology and properties of the tested fault zone

The experiments took place at 280 m depth within the Low Noise Underground Laboratory (LSBB, <http://lsbb-new.prod.lamp.cnrs.fr>) located in the South-East of France sedimentary basin (Fig. 5.1a). Four kilometers of sub-horizontal galleries allow a direct access to an unaltered fractured cretaceous limestone made up of platform carbonates facies, and considered as an analogue to the deep Middle East carbonate reservoir fields (Fig. 1b) (Jeanne et al., 2012b). Five 20-m long vertical cored holes were drilled from the gallery floor (Fig. 5.1b) to collect rock samples and to place sensors. Two of these wells (B2 and B3, Fig. 5.1c and 2), 20.85 m and 21.25 m deep respectively, were used to perform the fluid injections.

Limestones display <1 to 5-meter-thick layers. They are affected by a kilometric normal fault, oriented N030°-85, and by three secondary faults all belonging to the same fault system, respectively located at 20, 30, 35 and 45 m on the gallery floor level in 5.1c. The main fault is connected to a 20 m thick fracture zone, including sub-vertical, sub-parallel fractures of 1 to 10 m length (Jeanne et al., 2012a). The fracture density progressively decreases away from the fault core. The experiments were performed in a 40-m x 20-m x 20-m volume of this fractured zone which mainly contains N10° to N30°

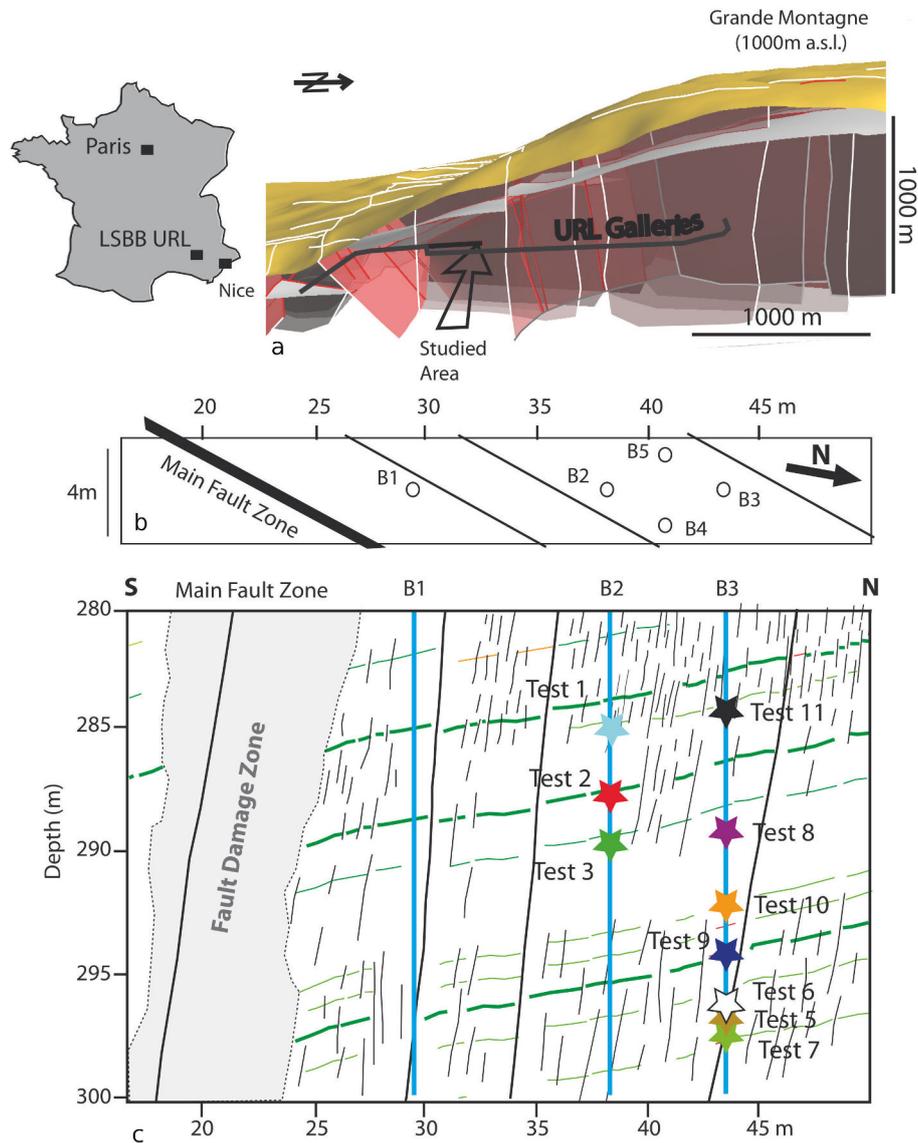


FIGURE 5.1 – Regional geological setting.

Regional geological setting (a) Three-dimensional geological model of the LSBB and location of the gallery experiment, (b) Horizontal and (c) vertical views of the gallery. On the horizontal view, main fault and secondary faults are represented as well as the 5 boreholes. The injection wells are B2 and B3. On the vertical view, stars represent the 10 injection intervals.

and 70° dipping E or W fractures and secondary faults, N090°-20° to 50°S fractures, and N110°-to-135°-20-to-35°SW bedding planes.

Close to the main fault, there is a  $\approx 5$  m thick and highly fractured-to-crushed fault damaged zone that is affecting all the layers. Smaller damage zones of a few centimeters to one meter in thickness are observed around the secondary faults (Fig. 5.1 zone represented in grey). In the zone of experiments, which is  $\approx 18$  m away from the main fault, there is a 5 m thick low fractured layer at 290-to-295 m depth, intercalated between an upper and a deeper highly fractured ones. This “layering” in the fracturation was interpreted as differences in the damage of the sedimentary layer during faulting (Fig. 5.1c). This

results in a strong heterogeneity in the rock quality and hydraulic properties that will be discussed later in the paper (for details see Jeanne et al. (2012b)).

The site of experiments is located in the unsaturated zone of the reservoir. The state-of-stress was computed by Guglielmi et al. (2015a) using a forward fully coupled numerical analysis of the injection tests of a first experiment and refined using the new data from the present hydraulic tests on pre-existing fractures. The high fractures density of the experiment zone (Jeanne et al., 2012a) and the wide range of fractures initial permeability (see section 5.6.1) strongly control the local state of stress, and condition the protocol to estimate stresses. Optical logging of the wells after the tests did not show any induced fractures, proving that tests only trigger reactivation of natural pre-existing fractures. Shut-in pressures were difficult to identify because complete closure of the pre-existing fractures never occurred. We applied the fracture re-opening protocol prescribed in Haimson and Cornet (2003) and we used the non-reversible displacements measured with the SIMFIP probe (see section 2.2 and 5.2) to extract both the re-opening pressure and the slip vector on the reactivated planes and inverse the stresses using all the tests (except test 10 where no fracture was identified). From this protocol, the maximum principal stress  $\sigma_1 = 6 \pm 0.4$  MPa is sub-vertical and dips  $80^\circ\text{S} \pm 5^\circ$ ;  $\sigma_2 = 5 \pm 0.5$  MPa is sub-horizontal and oriented  $\text{N}20^\circ \pm 20^\circ$ ; and  $\sigma_3 = 3 \pm 1$  MPa is sub-horizontal and oriented  $\text{N}110^\circ \pm 20^\circ$ . Stress estimation, however, is beyond the scope of this paper.

### 5.4.2 Instrumental device and injection protocol

A hydromechanical probe was used to perform the injections in the B2 and B3 boreholes (Fig. 5.2a and 5.2b), following the Step-Rate Injection Method for Fractures In-situ Properties (SIMFIP) (Guglielmi et al., 2013). This probe allows capturing the coupled hydro-mechanical response of borehole intervals straddling different fractured carbonate facies. A 2.4 m injection chamber is isolated in the borehole between two inflatable packers that hold the probe at the convenient depth. In the injection chamber where the fractures of the fault zone are present, changes in fluid pressure, fractures mechanical displacements, and temperature were simultaneously monitored with a respective accuracy of 0.1 kPa, 3  $\mu\text{m}$  and 0.1  $^\circ\text{C}$ . Three other pressure and temperature sensors are located outside the chamber to monitor the injection variations whereas the flowrate is directly measured at the fluid injection pump.

The fault displacements are measured with a three-dimensional extensometer which is composed of two un-deformable rings anchored above and below the tested fractures in the borehole. These two rings are connected by an array of six deformable tubes instrumented with fiber optic Bragg strain gauges. Once the sensor is anchored, it is completely independent from the straddled system of the probe. Thus, a fracture movement eventually caused by the chamber pressurization will produce a relative displacement between

the upper and the lower (considered fixed) anchors inducing deformations of the tubes. An algorithm allows to inverse the tubes strains into the relative three dimensional displacement of one fault compartment toward the other one (Guglielmi et al., 2013).

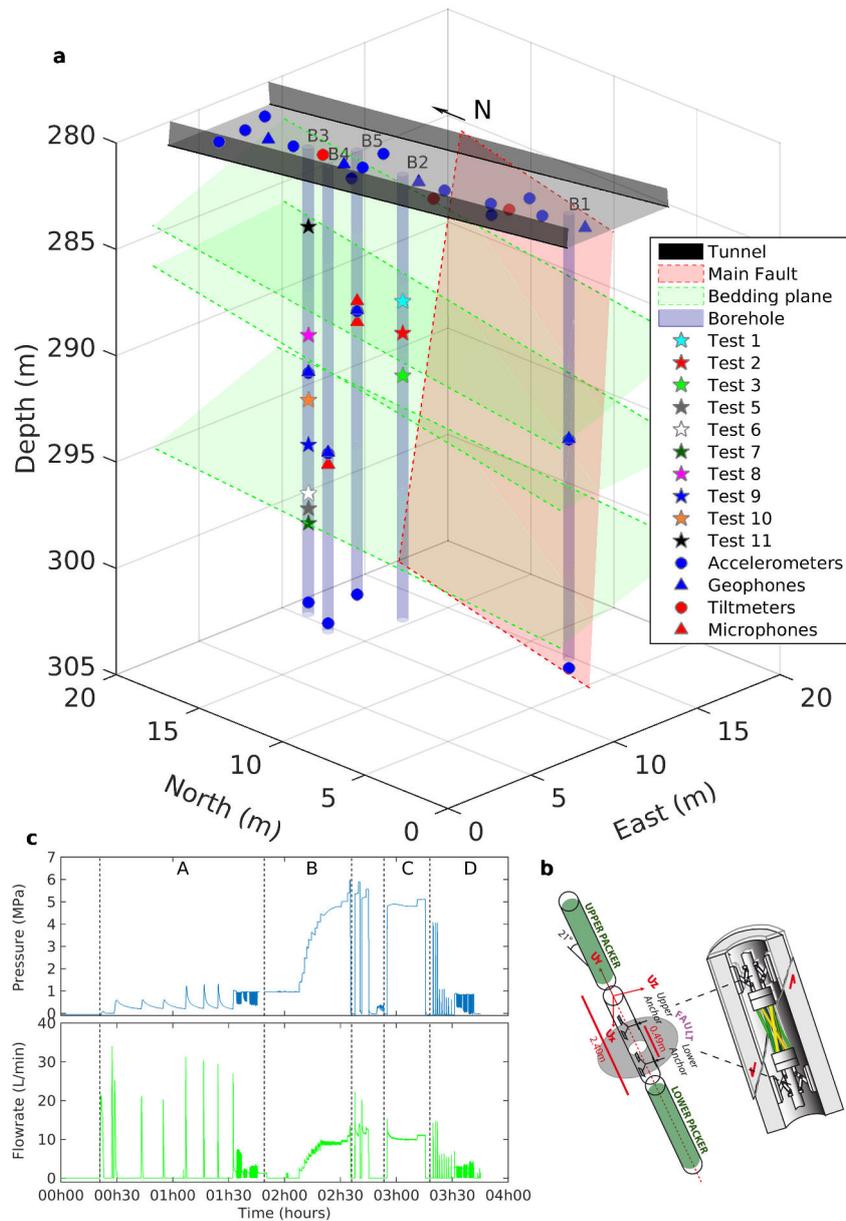


FIGURE 5.2 – Instrumented fault zone and injection test.

(a) Instrumented fault zone, geological setting and monitoring instruments – The main fault is represented by a red plane. The main bedding planes are represented by the green planes. The floor of the gallery is represented by the grey area and the 5 vertical boreholes by the blue cylinders. Seismic instruments are in blue, circles for accelerometers and triangles for geophones. Red triangles show the microphones and red circles the tiltmeters. The stars represent the injection test locations, which are performed thanks to the (b) probe SIMFIP. (c) A typical injection test – fluid pressure (blue curve) and flow rate (green curve) versus time. 4 different steps : (A) small pulses in the elastic domain before rupture to evaluate the permeability, (B) increase of the pressure step-by-step, (C) maintenance of a quasi-constant pressure period, (D) pulses to evaluate the permeability after rupture.

Within the framework of this study, we performed ten high-pressure fluid injection tests at different depths and in different interval geologies (Fig. 5.1c and 5.2a). As shown in Figure 2c, a typical test (Test 9, see location in Fig.5.1) is characterized by a minimum of four major cycles, respectively low-pressure pulse tests, repeated high-pressure step-rate tests to activate the fault, and final low-pressure pulse tests. Low-pressure pulse injections are conducted in order to evaluate the initial and post-test permeability of the medium. In Figures 5.3a and b, we present an example of the injected flowrate-versus-pressure and of the displacement-versus-pressure variations measured parallel and normal to a N145E-26°W activated fracture during the first pressure step-rate test (STR1 in Fig. 5.2a). Results show that there is a linear flowrate-versus- pressure increase until a pressure of 4.06 MPa is reached, then there is a flowrate step increase followed by a non-linear variation from 4.06 to 5.35 MPa (Fig. 5.3a).

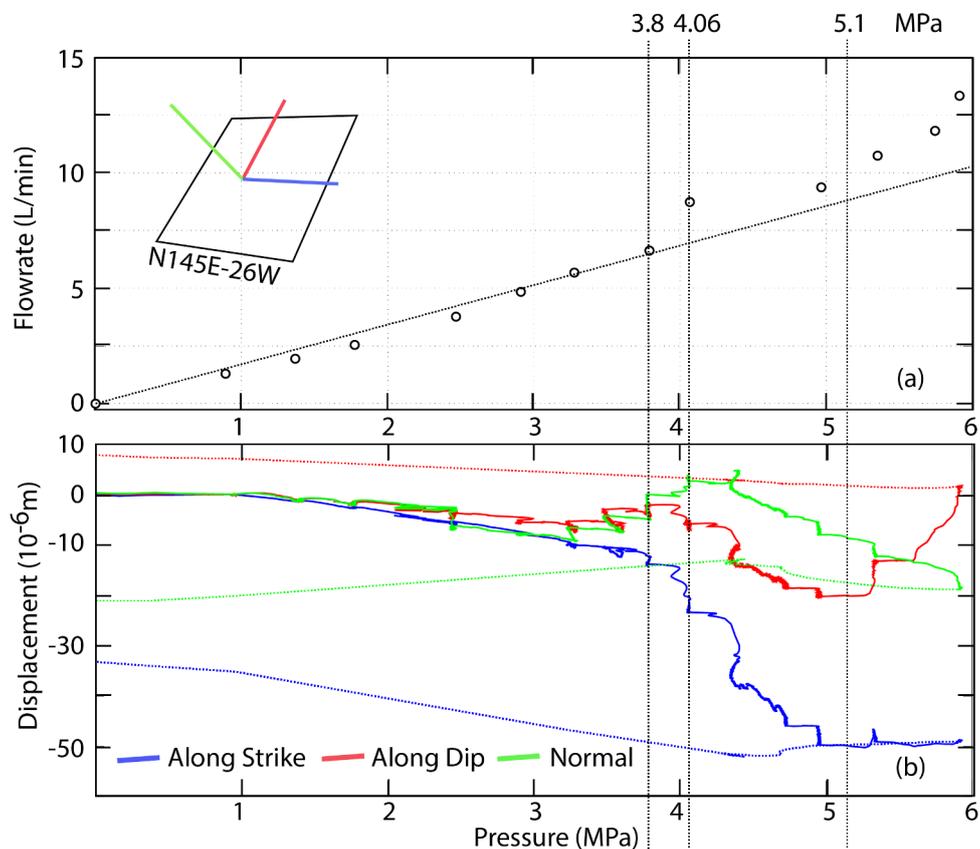


FIGURE 5.3 – Typical fluid pressure-versus-displacement response.

Typical fluid pressure-versus-displacement response monitored during Test 9 cycle B with the SIMFIP instrument (the continuous lines show the pressure step up period, the dashed lines show the pressure step down period); (a) Injected flowrate versus pressure (points are picked at each constant pressure step); (b) Displacements tangential and normal to the activated fracture plane.

All mechanical displacement curves show a variation tangential and normal to the activated fracture plane, and a residual displacement at the end of the cycle when pres-

sure is set back to its initial value (0 MPa) (Fig. 5.3b). Up to 3.8 MPa, there is a linear relationship between displacements and pressure increase. Using the low-pressure cycles conducted during the test, it can be demonstrated that, below a pressure of 3.8 MPa, the repeatability of the signals and the null residual displacement highlight the poro-elastic response of the fracture. Above a pressure of 3.8 MPa, all displacements strongly deviate from linearity. A fracture normal opening associated to shearing initiates synchronously to the step increase in flowrate variations, highlighting a fracture hydraulic conductivity increase. Then, above a pressure of 5.1 MPa, there is a fracture normal closing while shearing and flowrate increase. During this high-pressure period, the fracture's hydraulic conductivity is increasing exponentially with shear. Fracture normal closing can be interpreted as either compaction induced by shear or as elastic closing because the injected flowrate is not high enough to maintain the pressure induced opening. The amount of fracture's movements monitored above a pressure of 3.8 MPa corresponds to the residual displacements at the end of the test. In Figure 4, the periods with pressure greater than 5.1 MPa corresponds to a mainly inverse slip on the N145E-26°W activated plane (red segment in Test 9 graph). Movements above a pressure of 3.8 MPa are interpreted as non-reversible fracture's displacements that are associated to seismic events (Fig. 5.5 and 5.6).

A complete hydromechanical analysis of all the tests is beyond the scope of this paper. In the following analysis, we will use the residual displacement vector orientation and magnitude as a proxy to estimate the activated fracture slip in each interval test, and to compare with dynamic ruptures inferred from induced earthquakes source characteristics. The residual displacement is the displacement value after the pressure in the interval has returned to initial (vector  $t_0t_f$  in Fig. 5.4).

The first four fluid injections took place in borehole B2 (Fig. 5.2a) at depths of 6, 7.5, 9.5 and 17.8 m, respectively (depths correspond to the middle of the straddle interval). The following tests (5 to 11) were performed in borehole B3 at 17, 16.3, 17.7, 8.85, 14, 11.9, 3.75 m depth, respectively (see supplementary material Table 5.1). These tests allowed to investigate the hydromechanical and seismic responses of the following geological structures inside the injection chamber : (1) sub-parallel bedding planes mostly oriented N135 ± 10°-25 ± 5°SW (Tests 1, 2, 9 and 11), and (2) different types of fractures, preferentially oriented N10 ± 10°-75 ± 5°E and N10 ± 10°-75 ± 5°W (Tests 3, 5, 6, 7, 8 and 10). A by-pass of the packers through rock fractures occurred during Test 1 with consequences on the injection chamber integrity. For this reason, Test 1 is not included in this study. Tests 5 to 7 are very close to each other and injection chambers strongly overlap. The idea was to explore more accurately a 0.5m thick fault zone intersecting the borehole B3.

During the experiments, the seismicity was monitored by a dense network of 50 sensors (Fig. 5.2a) located both in the boreholes and on the gallery floor. The short distances (3

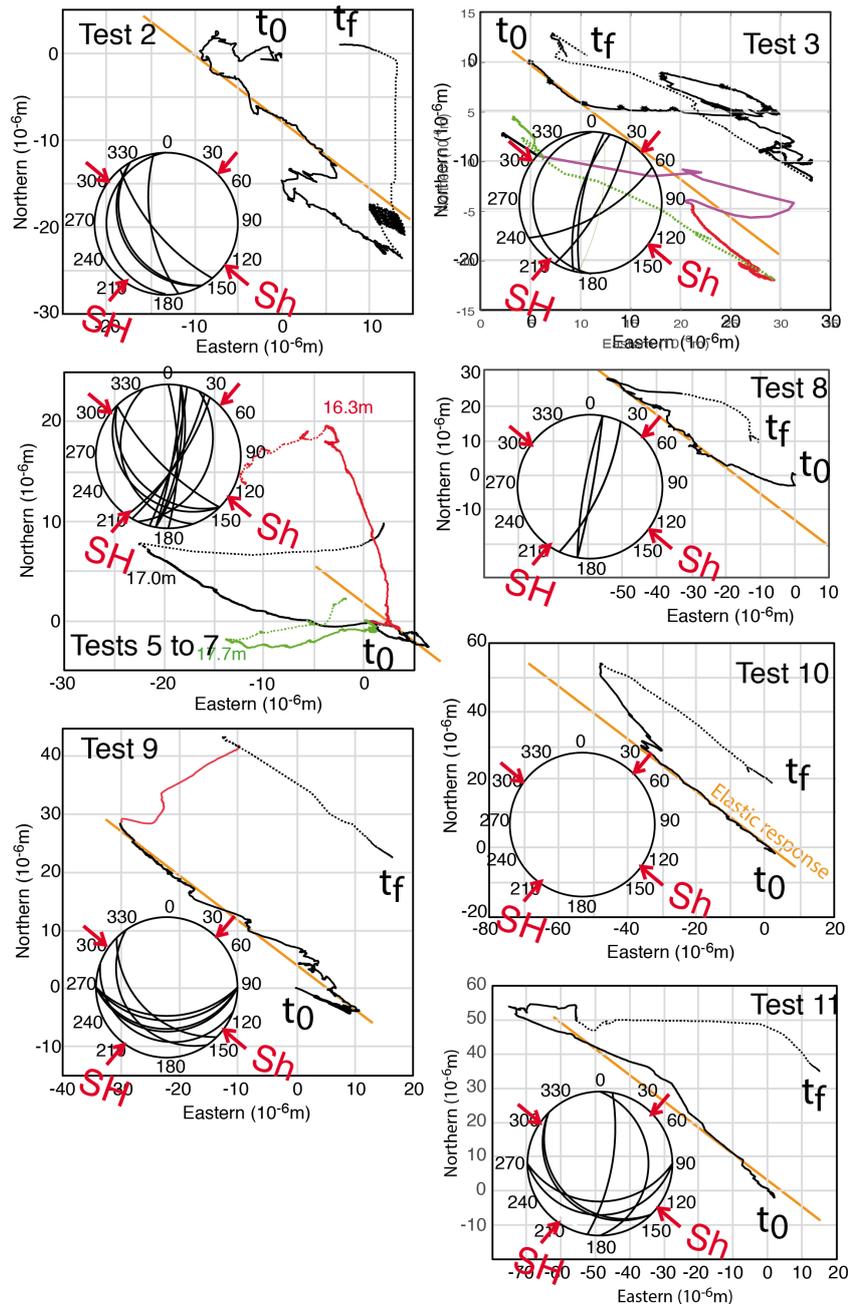


FIGURE 5.4 – Borehole wall displacements.

Borehole wall displacements during injections for each test where  $t_0$  is the injection start and  $t_f$  is the injection end; continuous line figures the step-up pressure and discontinuous line the step-down pressures.

to 35 m) between the injection points and the sensors increase the network sensibility. Previous in-situ experiments in similar conditions Derode et al. (2015); De Barros et al. (2016) highlight the high-frequency contents (greater than 1 kHz) of such induced seismicity. Therefore, accelerometers with a broad and high frequency response have been chosen as the network backbone. Eight tri-axial accelerometers (PCB356B18, frequency from 2 Hz to 4 kHz) have been installed in the four boreholes surrounding the injection well. Four

of the borehole accelerometers were set down to the boreholes bottom (i.e. 20 m depth below the gallery ground), while the other four sensors were anchored at 10.52, 10.52, 13.52 and 7.52m depth, respectively (Fig. 5.2a). Fourteen vertical BK4383 accelerometers completed the seismic network on the gallery floor with frequency ranges varying from 10 Hz to 10 kHz. In addition to the accelerometers, we also installed geophones, microphones and tiltmeters. This sensor diversity allows to probe a large frequency range from static to 20 kHz. Seismic, mechanical and hydrological data are continuously recorded, and the time is synchronized by an acquisition station (Gantner), with a sample rate of 1 kHz for the hydro-mechanical data and 10 kHz for the accelerometer data.

Calibration shots were performed in order to check the network responses and then to test our processing data methods. These shots consisted in weight drops in the injection boreholes and hammer shots on the wall and the floor of the gallery. The medium is composed of limestones which allows to consider it as homogeneous at the seismic wavelengths of several meters that we considered here. By using calibration shots, a mean P-wave velocity of 4750 m/s is estimated while the mean S-wave velocity is about 2750 m/s (see supplementary material, Fig. 5.10). The ratio between P- and S-wave velocities is found to be equal to 3, a value consistent with Wilkens et al. (1984).

## 5.5 Methods

From the recorded continuous data, a semi-automatic seismic event detection based on waveform amplitude is used. When the energy is greater than a defined threshold on at least ten sensors, a possible seismic event is suspected and extracted. Then, selected candidates were checked by eye screening and 215 earthquakes were kept from the full data set. As some of them visually present waveform similarities, events within each injection tests were cross-correlated. Families of similar events with a minimal cross-correlation coefficient greater than 0.7, will then be used for the location.

The location method is unusual as we performed in the same inversion absolute and relative locations. It is based on the minimization of a normalized cost function (eq. 5.1), which is built to use simultaneously the P- and S-wave travel times ( $t_P$  and  $t_S$ ), the P- and S-wave time differences ( $t_P - t_S$ ) and the differential times between similar events. Consequently, this method takes advantage of using all available travel-time data. With this approach, the most accurate location is expected (Zecevic et al., 2016a). The clear P- and S-wave arrival-times ( $t_P^{obs}$  and  $t_S^{obs}$ ) were manually picked for the full event set on each accelerometer. Then, if seismic events belong to the same cluster and have a similar waveform, we use the double-time difference principle (Shearer, 1997; Waldhauser and Ellsworth, 2000) and compute the differential travel-time  $t_{dd}^{calc}$  between two stations for one seismic event (Zecevic et al., 2016a). Afterwards, we define weights on the pick quality  $W_P$  and  $W_S$ , the sensor locations  $W_C$ , the correlation computations  $W_{dd}$  and the delay

time between stations  $W_{CA}W_{CB}$ . Finally, we introduce weights to balance each part of the equation relatively to each other ( $A_S$  for the S-wave,  $A_{SP}$  the S- to-P differences and  $A_{dd}$  for the double-difference times). The cost function is therefore given by :

$$\begin{aligned}
 RMS = & W_p W_{c_i} \sum_i [\overline{t_{pi}^{obs}} - \overline{t_{pi}^{th}}]^2 + A_s W_s W_{c_i} \sum_i [\overline{t_{si}^{obs}} - \overline{t_{si}^{th}}]^2 \\
 & + A_{sp} W_p W_s W_{c_i} \sum_i [(t_{si}^{obs} - t_{pi}^{obs}) - (t_{si}^{th} - t_{pi}^{th})]^2 \\
 & + A_{dd} W_{dd} W_{c_i} W_{c_j} \sum_j \sum_i [t_{ddij}^{cal} - t_{ddij}^{th}]^2,
 \end{aligned} \tag{5.1}$$

where the subscripts “i” and “j” denote the sensors and the superscripts “th”, “calc” and “obs” are, respectively, the theoretical, the computed and the observed times.

The theoretical times used in eq. 5.1 are computed for a grid of potential sources, with a step of 0.25 m in the 3 space directions. This value of 0.25 m was found as the best ratio between the computation time and the obtained location. The grid point for which the RMS function is minimum, is kept as the most likely source. This method has been tested on the calibration shots, which enables us to adjust the weights and to select the suitable data to use in the inversion. The P-wave travel time and the double-difference times are always used for the location but the S-phase is optionally used. Indeed, testing this method on the calibration shots highlights that wrong S-phase can completely twist results. Consequently S-waves are only used when the location obtained with the S- travel times is similar from the one computed without them. The location approach gives a maximum error of 0.50 m for the calibration shots. As we made the assumption of a homogeneous medium, the sensibility of the method to a wrong velocity model is tested. We locate the calibration shots for P-wave velocity varying between 4400 and 5100 m/s. The S-wave velocity varies according to the P-wave velocity with a constant ratio of 3. Whatever the used velocity, the inversion algorithm found the calibration shots with an error weaker than 1 meter from the true location. Therefore, the velocity model has a limited influence on the event location accuracy as an error of 300 m/s on the velocity does not significantly change the calibration shot locations (see supplementary material, Fig. 5.11). Thus, tests on calibration shots underline that an accurate location is obtained for events inside the network.

Within this framework, a grid search algorithm is used and a contour (i.e. confidence envelop) surrounding the most probable event position can be defined as the maximum location error. For most of the seismic events, the 98% confidence interval is within an ellipsoid with large axis smaller than 3 m. Finally, this method allows to locate 137 seismic events (i.e. 64% of total amount of the dataset) with error generally lower than 1.5 m. These events are found to occur within the sensor network.

Then, we investigate the corner frequencies and the moment magnitudes of these events

through a spectral analysis. Fourier spectra (Fig. 5.5) are computed using both the P- and S- phases because the time-lag between both is often too small to clearly separate them. The spectrum is fitted by a  $\omega^2$  slope at low frequencies and by a flat plateau for the highest ones (Brune, 1970; Brune et al., 1979; Boore, 1983). The attenuation coefficient influence on the corner frequency estimation was tested for several values ranging from 30 to 1000. For each seismic event, the corner frequencies vary of less than 100 Hz with a mean value obtained for an attenuation coefficient close to 70. As the radiation pattern is unknown, the corner frequencies computed for every sensor are averaged and a mean radiation pattern coefficient of 0.52 (Aki and Richards, 1980) is assumed. The magnitude errors associated with this hypothesis are between -0.5 and +0.2 (Von Seggern, 1970; Daniel, 2014). Considering other assumptions, the use of both P- and S- phases in the spectral analysis, the number of stations used, or the velocity model (Stork et al., 2014), the magnitude values might have an error up to one order of magnitude. However, the constant way of performing this analysis allows us to compare magnitudes among them.

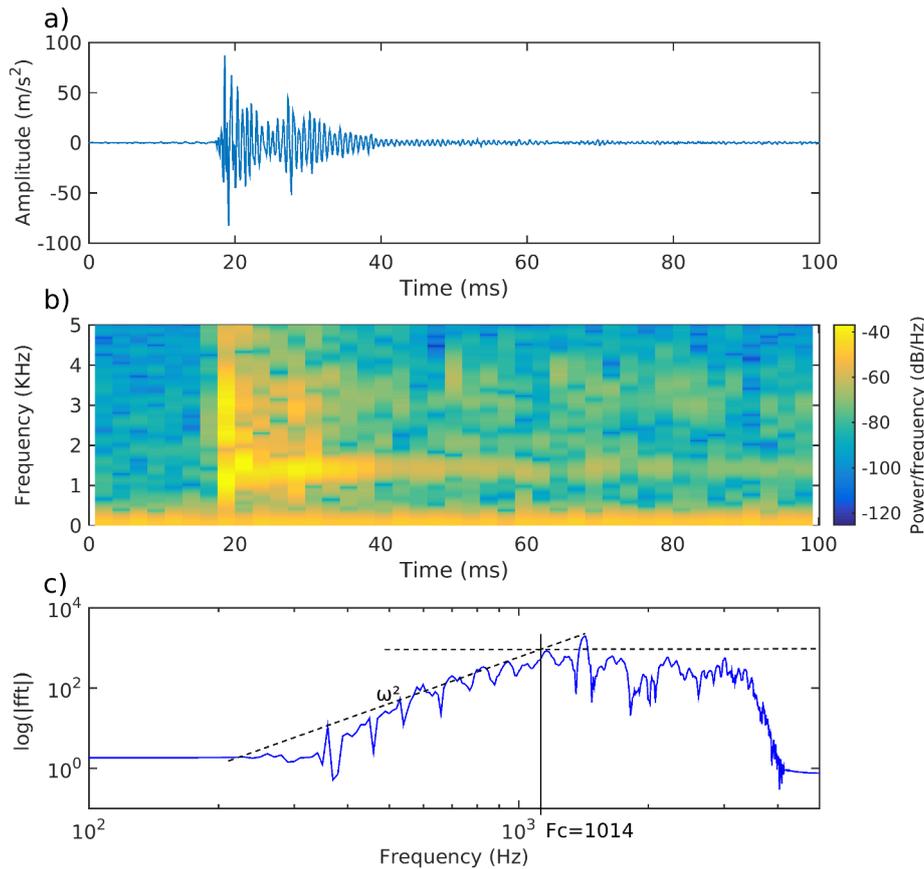


FIGURE 5.5 – Example of a filtered seismic event and its frequency content. (a) Acceleration filtered between 600 and 3000 Hz, (b) corresponding seismogram and (c) Fourier spectrum, with a sketch of the fitting model used for the spectral analysis.

Finally, we investigate the earthquake source size as well as the stress drop assuming

a circular crack rupture (Eshelby, 1957). P- and S-waves are both used to compute the corner frequencies. However, as the S-waves have larger amplitude, we assume that the wave field is dominated by S-waves. In this case, the radius of a seismic source ( $r$ ) is expressed as follows :

$$r = k \frac{v_s}{f_c}, \quad (5.2)$$

where  $v_s$  is the S-wave velocity,  $f_c$  is the corner frequency and  $k$  is a constant which depends on both rupture (type and velocity), slip velocities, geometry of the fault and failure directivity [e.g. Kaneko and Shearer (2014)]. For small earthquakes, the rupture velocity may vary from 0.4 to 0.9 of the S-velocity (Imanishi et al., 2004). We used here two different values :  $k = 0.21$  and  $k = 0.12$ , which correspond to a rupture velocity of 0.9 (Madariaga, 1977) and 0.5 (Imanishi et al., 2004) of the S-velocity, respectively. Indeed, although the rupture velocity is usually of 90% of the S-velocity, the presence of a tensile component in the source mechanism Broberg (2006) or fluids can decrease the rupture velocity (Lay et al., 2011) which can justify the used of  $k = 0.12$ . Using the radius source, the stress drops ( $\Delta\sigma$ ) can be estimated from equation 5.3 :

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0}{r^3}, \quad (5.3)$$

where  $M_0$  is the seismic moment.

## 5.6 Results

Ten fluid injections were performed during the experiments. Moreover, Test 3 was divided in two parts (denoted Test3-a and Test3-b) as it was performed on two successive days (Fig. 5.6).

### 5.6.1 Contrasted borehole wall hydromechanical responses

Two hydromechanical behaviors related to contrasted permeabilities in borehole intervals can be noted (Fig. 5.6) :

1. High flowrate injections, greater than 60 L/min (see supplementary material Table 5.1), associated to low injection pressures (less than 3 MPa) are observed in Test 1 that connected to a high permeability zone through a fracture that by-passed the SIMFIP straddle packer system, and in Tests 5, 6 and 7 that are located in high a permeability zone (Fig. 5.7e).
2. Relatively low flowrate injections of 6-to-40 L/Min, associated to relatively high injection pressures of 4-to-6MPa are observed in Tests 2, 3, 8, 9, 10 and 11 that are all located in low permeability zones (Fig. 5.7e).

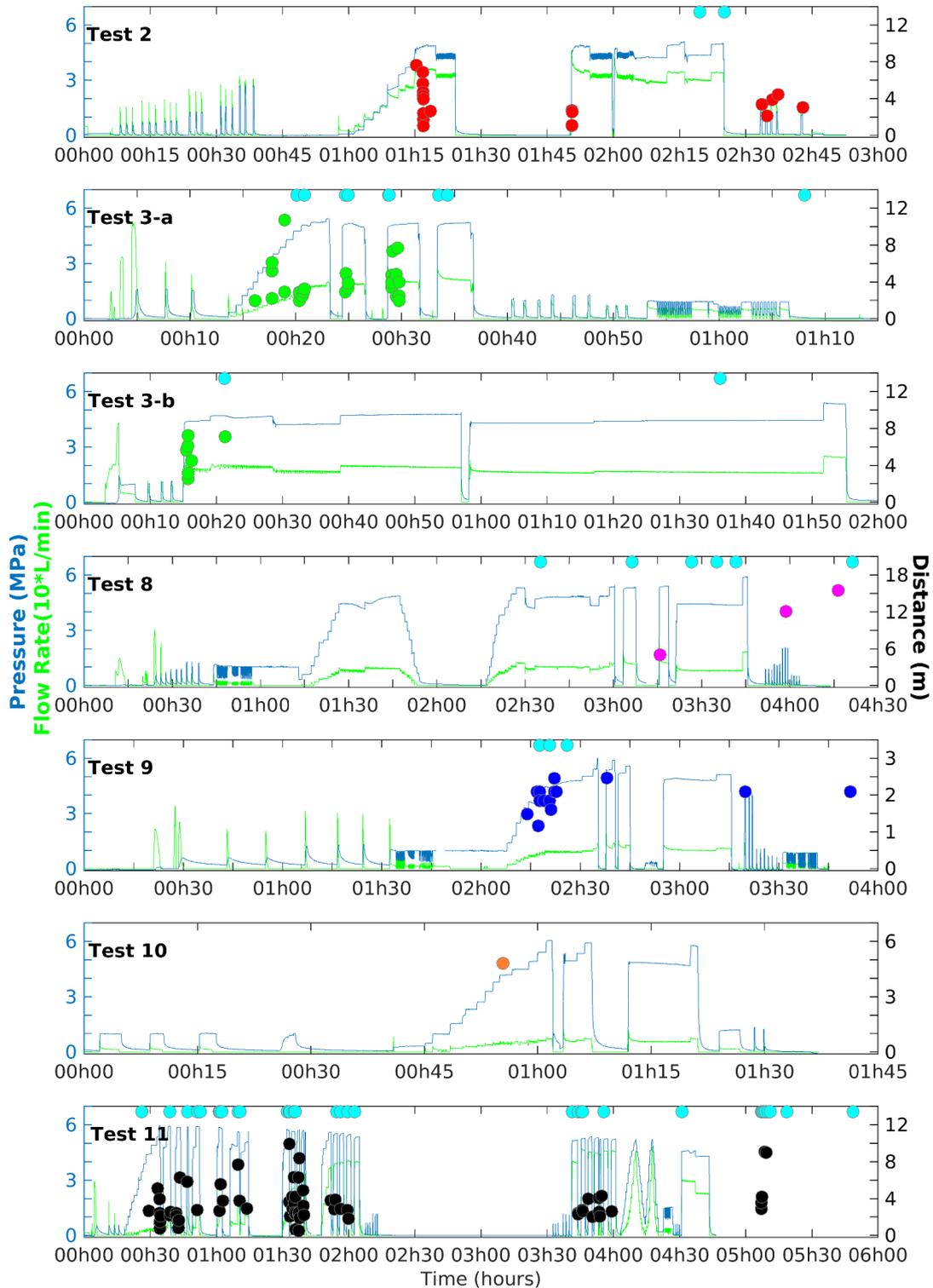


FIGURE 5.6 – Seismic event distribution in function of pressure, flowrate, time and distance to injection chamber.

Pressure (blue line), flowrate (green line) and distance of seismic events (colored dots : red for Test 2, green for Test 3, pink for Test 8, blue for Test 9, orange for Test 10 and black for Test 11) to the injection point versus time for Test 2, Test 3-a, Test 3-b, Test 8, Test 9, Test 10 and Test 11. Light blue dots represent detected but not located events.

Moreover, the highest borehole displacements (see supplementary material Table 5.1) are observed in intervals where the highest injection pressure and lowest injection flowrate were imposed. This suggests a correlation between the maximum formation strain and the lowest intervals permeability.

Figure 5.4 shows the northern versus eastern borehole wall displacements during injections for each test ( $t_0$  is the injection start and  $t_f$  is the injection end ; continuous line represents the step- up pressure and discontinuous line the step-down pressures). Whatever is the considered test, displacements initiate along a N130° trend, which can be interpreted as the poro-elastic response of the borehole (see Figure 5.3 for the example of Test 9). Then, they deviate more or less progressively from this initial tendency to a N60° (Tests 2, 3, 5 ,7 and 9) to N90° (Tests 8 and 11) trend. Test 10, thus, in intact rock shows a poor deviation from the initial N130° trend. Tests 8 and 11 indicate deviations from N130° to N90° at (-55, 28  $\mu\text{m}$ ) and (-75, 53  $\mu\text{m}$ ) which occur at pressures of 4.4 and 5.13 MPa, respectively. This change in the horizontal displacement may be related with the normal displacement of N10° – 71°E fractures affecting the intervals. Test 9 shows a reorientation at (-30, 30  $\mu\text{m}$ ) to a N60° trend in good accordance with a reverse shear on the N145°-26°SW bedding plane affecting this interval, for a pressure equals to 5.25 MPa. Similar re-orientations are observed in Tests 2, 3, 5 (17.0 m) and 7 (17.7 m) but on a more episodic way. Test 6 shows a different trend that can be related to the local complexity of the interval geology which is a karstified highly fractured zone.

It is striking to observe that the initial N130° trend aligns parallel to the orientation of the bedding planes and to the direction of the minimum horizontal stress. This underlines a coupled influence of stress and sedimentary layering on the borehole poroelastic response. Deviation from this trend, occurring at high pressures, highlights the preferential displacement of N30° to N170° natural pre-existing discontinuities affecting the intervals. Considering the average direction and dip direction of the potentially activated fracture in each interval, significant shear and normal displacements induced by fluid injections in intervals 2, 3, 8, 9, 10 and 11 are computed. A significant non-reversible deformation, with a shearing and/or a normal motion is observed for all tests (see supplementary material Table 5.1).

### 5.6.2 Induced seismicity

The detection phase identified 215 seismic events mainly spread in six tests (Tests 2, 3, 8, 9, 10 and 11). The seismicity is unequally distributed among tests (see supplementary material Table 5.1). Some of them do not show seismicity (Tests 6 and 7) or only few seismic events are detected (1 and 9 events for Tests 8 and 10, respectively). Others present a moderate seismicity (about 20 events) as Tests 2 and 9. Finally, the 3<sup>rd</sup> and 11<sup>th</sup> injections induced the most intense seismic activity of the experiments, with 48 and

117 seismic events, respectively.

Figure 5.5 presents the filtered (600-3000 Hz) signal of one of the largest event which occurred during the 9<sup>th</sup> Test, and recorded by one borehole accelerometer. The small delay time (smaller than 5 ms) between the P- and S-waves implies that both of them are intertwined, which prevents to perfectly separating both phases for the spectral analysis. Moreover, the waveform displays a resonating coda which may be due to the borehole resonance (Fig. 5.5a). The spectrogram (Fig. 5.5b) underlines a high-frequency content as it reaches a maximum value of about 4 kHz. This high-frequency content justifies the use of accelerometers as they can record higher frequencies than geophones. Finally, the spectrum shape (Fig. 5.5c) is qualitatively consistent with a Brune model (Brune, 1970) in acceleration, which therefore justify the spectral analysis.

Seismicity is only observed for high pressures ( $> 3$  MPa) during the injection times as indicated in the Figure 5.6 – where pressure, flowrate and the occurrence of detected events are presented as a function of time. The lack of seismicity during Tests 1, 5, 6 and 7 could be due to a low fluid pressure as it stays smaller than 3 MPa, and thus related to the high permeability of these test intervals. Figure 5.6 also highlights that seismic events mostly occurred at the beginning of the injections (in the phase B of the protocol, Fig. 5.2c). For example, 8 events were recorded in the 6 first minutes after the injection beginning in Test3-b while just one event is observed later in the test (i.e. 1h37). Fewer events happened once injections were ending. Moreover, there is no clear relationship between the displacement measured in the injection chamber and the number of seismic events. Test 11 shows the largest non-reversible displacements (77.4  $\mu\text{m}$ ) and the largest number of events (117) of all tests. However, a non-reversible displacement of 74.6  $\mu\text{m}$  is measured during Test 10 associated to one seismic event.

Among the entire series of detected seismic events, 137 events have been absolutely or relatively located with a mean accuracy of 1.5 m. The small number of events in Tests 8 and 10 does not allow a relative location as they do not cross-correlate between each other. This is why they are not taken account in the following interpretation. 85% of the seismic events occurred at distance greater than  $2 \pm 1.5\text{m}$  from the injection (Fig. 5.6). Even considering an error of 1.5 m in the location, they cannot be located on the injection chamber. Therefore, a significant lack of events is observed in the vicinity of the injection, except for the Test 9 where events might be located close to the injection chamber.

The spatial distribution of the seismicity is illustrated in Figure 5.7. About 80% of the seismicity is concentrated in a volume 5 m x 6 m x 18 m (Fig. 5.7a). The seismicity repartition with depth shows that between 65% and 78% of the seismic events during Tests 2, 3, and 9 occur above their respective injection point. Test 11 shows half of the earthquakes happening below the injection interval and the other half is above. Among these last events, half of them occurred at less than 1 m below the gallery floor within the excavation damage zone. Because these events might be strongly affected by the tunnel

influence, they will not be considered to interpret the spatial distribution of seismicity.

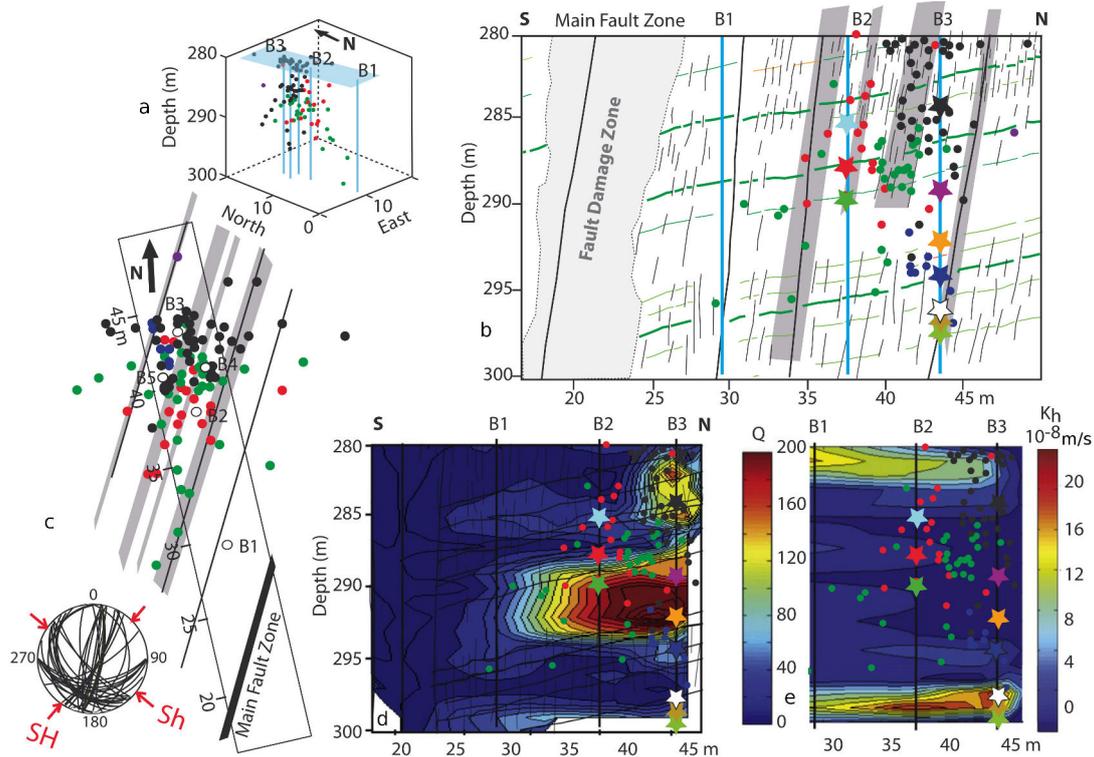


FIGURE 5.7 – Location of the micro-seismic events.

(a) 3-D view ; (b) cross-section parallel to the gallery ; (c) map view ; (d) map of the rock quality  $Q$  variations performed from the data obtained on the gallery wall and on boreholes and (e) map of the hydraulic permeability variations estimated from hydraulic tests [after Jeanne et al. (2012b) modified]. In all figures, circles represent seismic events location with colors according to tests (red for Test 2, green for Test 3, pink for Test 8, blue for Test 9, orange for Test 10 and black for Test 11). Stars show the injection points whose colors refer to test number.

The seismicity location can be related to geological structures and characteristics of the rock medium. Figures 5.7b and 5.7c show that the events align along natural secondary faults or fracture zones with an average N20° orientation and 70°-to-80° dip angle. Figure 5.7c shows a second order N90° to N100° spreading of the events during Tests 3 and 11, mainly, that may highlight a dilatation of the injected volume in the direction of the minimum principal stress. In Figure 5.7d, we plotted the location of the events on a map of the rock quality factor ( $Q$ -value, (Barton, 2002)) that was estimated on cores and on gallery walls by Jeanne et al. (2012b). It clearly appears that most of the events are located in low quality rock ( $Q < 90-100$ ) corresponding to highly fractured and less-than-5% porosity layers. Only a small amount of events are located in high quality rock ( $Q > 130$ ) that correspond to slightly-to-un-fractured high 20% porosity rocks. Comparing the rock quality map (Fig. 5.7d) with the estimated permeability map (Fig. 5.7e), we conclude that events occurred in highly fractured, but zones with low bulk permeability.

Analysis of seismic data allows estimating seismic moments varying from 0.77 to 27.3

kN.m over an estimated corner frequencies range comprised between 1 and 1.7 kHz (See supplementary material Fig. 5.12). Assuming a rupture velocity equals to 90% of the S-wave velocity, the source radius is found to be between 0.31 to 0.57 m with stress drops between 2.5 and 178 kPa and a mean value of 17.9 kPa; whereas a rupture velocity equals to 50% of the S- velocity drives to the source radius between 0.19-to-0.32 m (see supplementary material Table 5.2), stress drops between 13 kPa and 0.95 MPa and a mean value of 95.8 kPa. Whatever the considered velocity rupture, stress drops are at least one order of magnitude smaller than those expected for tectonic events which are generally greater than 1 MPa (Kanamori and Anderson, 1975). Such small values were observed in fluid injection areas as in Barnett Shale (2.5 kPa) and Cotton Valley (16.5 kPa) (Shapiro et al., 2013).

We determine that the moment magnitudes vary between -4.2 and -3.14. Most of them (63%) are between -3.5 and -3.9. Using the same processing approach than the ones used for seismic events, an equivalent moment magnitude was estimated for the noise. As it is found lower than -4, noise does not seem to bias the magnitude estimation. The moment magnitudes estimated for our injection experiments are smaller than the ones calculated in reservoir (oil and gas as well as geothermal sites) stimulations where moment magnitudes are classically between -3 and 2 (Shapiro et al., 2007). Moment magnitudes evolution versus the distance between an event and its closest sensor were analyzed (See supplementary material Fig. 5.13). When this distance is smaller than 2 m, seismic events with magnitude of -4.2 can be detected. Then, at 6 m distance, the threshold detection is estimated around  $M_w = -4$ . Consequently, the completeness magnitude is evaluated to be around  $M_w = -4$  in the vicinity of the injection. Even if events with a small magnitude and located outside the experiment area can be missed, we are rather confident that all events with a magnitude greater than -4 are detected close to the injections.

In addition to those fast-slip, seismic signatures, we have also looked for lower frequency signals, which can be associated either to fluid-filled cavity resonance or to slow velocity failure. Using both geophones (down to 10 Hz) and accelerometers (down to 2 Hz), and assuming meter-scale failures, dynamic failures as slow as a few tens of m/s (eq. 5.2) could theoretically be seen. However, no low frequency signatures were detected, either by threshold method or by eye-screening. Therefore, we later refer seismicity to the dynamic, fast-slip events, and aseismic motion to the slow displacement that cannot be seen by any seismic sensors.

## 5.7 Discussion

### 5.7.1 A large contribution of the aseismic deformations

Ten high-pressure fluid-injections were performed to study the seismic and hydrome-

chanical responses of different parts of the fractured damage zone of a fault zone in limestone rocks. For the entire series of injection tests, deformation data underline a non-elastic deformation at the injection point as a residual displacement (see supplementary material Table 5.1) is measured. The number of seismic events, however, strongly differs between the tests. Some tests (6, 7 and 8) show no or very little seismicity, while a more numerous seismicity is observed for Tests 3 and 11. Moreover, only few seismic events seem to be located at the injection chamber even if mechanical failure is observed on the deformation data. This suggests that a part of the deformation may be accommodated by an aseismic motion occurring, at least, around the injection chamber.

The seismic part contribution can be estimated by computing the cumulated seismic moment for each test (see supplementary material Table 5.2). The cumulated seismic moment on the whole experiment is about 500 kN.m, a value equivalent to a moment magnitude of -2.3. An equivalent deformation moment, computed from the deformation measured at the injection point, can also be estimated. It includes both the seismic and aseismic displacement. This moment is computed as follows :

$$M_0 = \mu SD, \quad (5.4)$$

where  $M_0$  is the equivalent moment (N.m),  $\mu$  is the shear modulus (20.4 GPa),  $S$  is the rupture surface ( $m^2$ ) and  $D$  the displacement (m). In our analysis, the rupture surface is unknown, but the spatial distribution of the seismicity can be used to estimate an order of magnitudes for this zone. Assuming that the seismicity is located either around or inside the area which is moving, the minimal and maximal source-injection distance can be used to compute the smaller and larger area for this surface radius. The rough assumption of a single plane is then made to compute the surface, which ranges from 4 to 144  $m^2$  based on the distance between source and injection which is comprised between 2 and 12 m. Using the non-reversible shear displacement (see supplementary material Table 5.2), the equivalent shear moment is found to be between 12 MN.m and 446 MN.m for a surface of 4 and 144 $m^2$ , respectively. This implies that the seismic part is 0.1% to 3.9% of the shear deformation. Using the total non-reversible displacement (i.e. shear and normal), the equivalent moment is found to be between 34 MN.m and 1227 MN.m for a surface of 4 and 144 $m^2$ , respectively. This leads to a seismic part between 0.04% and 1.4% of the total deformation. Consequently, most of the deformation is aseismic in the experiment.

This corroborates previous results obtained from in-situ experiments at the same scale in different rocks. For instance, De Barros et al. (2016) found that more than 99.99% of the deformation is aseismic performing similar injection experiments in shale materials. At the laboratory scale (i.e., centimeter), Goodfellow et al. (2015) performed hydraulic fracture experiments on granite samples under different tri-axial stress and investigated the energy budget. Using acoustic emission sensors, they estimated that the seismic energy

represented 4 to 8% of the injection energy, indicating that aseismic deformation is a significant term in the total energy budget.

At the hectometer to kilometer scale, geothermal sites and fluid injection areas highlighted that a strong part of the deformation is aseismic as listed in Cornet (2016). For instance, fluid injections were performed at 2900 m depth, in 1993, in the geothermal site of Soultz-sous-Forêts (Cornet et al., 1997). Teviewer observations in the borehole show that some slip motion reached 2 cm. However, recorded seismic events were too small to correspond to such motion which suggests an aseismic motion. In the same way, Scotti and Cornet (1994) measured stress after a fluid injection at 800 m depth at Le Mayet de Montagne, France. They identified a shear stress drop which could drive to a moment magnitude greater than 3. The absence of such seismic event indicated that the slip motion was aseismic. Similar results were also established for oil and gas fields. Rutledge et al. (2004) concluded to a large aseismic component in the Cotton Valley gas field, USA, by finding similarities in the seismicity patterns with the creeping part of the San Andreas Fault. Studying two hydraulic fracturing areas (one in UK and the second in the Horn River Basin in Canada) and computing their energy and volume budgets, Maxwell (2013) underlined that the majority of the deformation is aseismic.

Moreover, such behavior can also be observed at larger scale on subduction zones and crustal faults (Avouac, 2015). For instance, studying one week of slow slip events from the central Ecuador subduction zone, Vallée et al. (2013) underlined the cumulated seismic moment only represented 0.2% of the total deformation, obtained from GPS instruments. In the same way, McGuire et al. (2005) showed that 85% of the slip is aseismic on the transform fault along the East Pacific Rise. Thus, our meter-scale experiment with controlled fluid injection and proximal monitoring at high frequency provide complementary and consistent insights on the partitioning between seismic and aseismic motions generated during fluid injection directly into fault zones.

Figure 5.8a presents the seismic moment versus the injected fluid volume. A clear link between the highest magnitudes and the injected volume cannot be established for the whole experiment. However, considering tests independently from each other, Tests 3 and 9 show a dependence between the moment magnitude and the injected volume as their maximum magnitudes increase with injected volumes. McGarr (1976) proposed a linear relation between the maximum seismic moment ( $M_0$ ) and the total injected volume ( $\Delta V$ ) :

$$M_0 = \mu \Delta V, \tag{5.5}$$

where  $\mu$  is the shear modulus. According to this relationship, the maximum seismic moment should be about 41 GN.m, which is far above the value of 27 kN.m that we observed here. As this relationship is based on the assumption that all the deformation is seismic

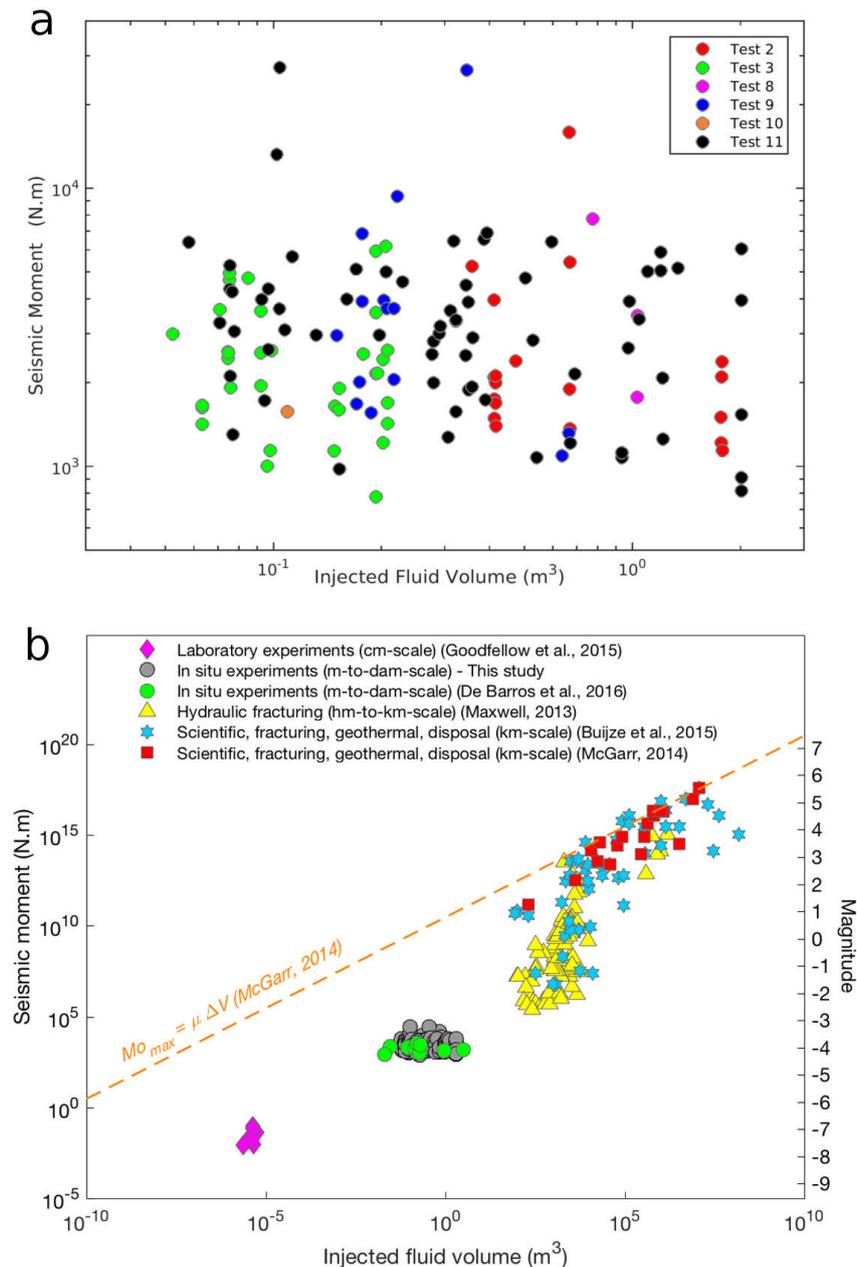


FIGURE 5.8 – Seismic moment versus injected fluid volume.

(a) Seismic moment versus injected fluid volume. Dots are colored according to the tests. (b) Seismic moment versus injected fluid volume for data from the laboratory scale to the crustal scale. The dotted line represents the theoretical prediction from (McGarr, 2014). Data are from (Maxwell, 2013; McGarr, 2014; Buijze et al., 2015; Goodfellow et al., 2015; De Barros et al., 2016) and this study.

(McGarr, 2014), this confirms that a strong part of the deformation is aseismic in our experiment. Besides, the equivalent deformation moment is two to four orders of magnitude lower than the McGarr’s maximum seismic moment. Another evidence of this discrepancy is illustrated in Figure 5.8b which presents seismic moments versus injected volumes for a broad range of injected volumes from laboratory to reservoir scale. For injected volume

greater than 10,000 m<sup>3</sup>, the induced earthquakes have a good agreement with the moment magnitude estimated with McGarr’s relationship 2014. Conversely, for smaller injected volume, estimated seismic moments are small and situated far below this theoretical value. Consequently, the McGarr’s law does not seem to be adapted and a good proxy for this type of injection experiments at the meter-scale.

### 5.7.2 Seismicity control by fluid diffusion or by stress perturbation through failure ?

This study highlights that, for a high-pressure fluid injection, most of the deformation is aseismic with only few seismic events recorded. Thus, one can wonder if the seismicity is a direct response to the fluid pressure or rather to the aseismic motion generated by injection. If the seismicity is directly triggered by the fluid pressure, the seismicity front should follow a diffusion law. The figure 5.9a represents the hypocentral distances to the injection points versus time, for events occurring during injection phases. Such plots, commonly called “R-T” plot, were first used by Shapiro et al. (2002). The seismicity front is assumed to follow the pressure front according to the following equation :

$$R = \sqrt{4\pi Dt}, \quad (5.6)$$

where the distance R is linked to the time t and the hydraulic diffusivity D. Based on this relationship, some tests can be fitted by such a law as Tests 3 and 11. Values of hydraulic diffusivities of 0.1 m<sup>2</sup>/s and 0.005 m<sup>2</sup>/s respectively, can be determined, at least, for the beginning of these tests. Such values are consistent with those estimated by Shapiro et al. (2002) for the geothermal sites of Soultz-sous-Forêts (0.05 m<sup>2</sup>/s), and the Felton Hill site (0.17 m<sup>2</sup>/s), as well as for the KTB injection well (0.005 m<sup>2</sup>/s, Shapiro et al. (2006)). However, these diffusion coefficients are not suitable for the entire duration of the tests. The 2<sup>nd</sup> half part of Tests 3 and 11 are fitted with respective diffusion coefficients of 0.01 m<sup>2</sup>/s and 0.0005 m<sup>2</sup>/s, values that are one order of magnitude weaker than for the 1st part of these two tests. This should imply that the hydraulic diffusivity of the medium decreases over the injection periods.

Thus, even if seismic events seem to follow a fluid diffusion law, our analysis shows that the diffusivity coefficient varies of one order of magnitude during tests. Consequently, a direct relationship between the seismicity location and the fluid front is not obvious. This is consistent with the previous study of Cornet (2000) that asserts that when hydromechanical coupling occurred the hypothesis of a constant homogeneous hydraulic diffusivity is not valid and the seismicity cloud growth is rather associated with the development of the fracturing or fracture reactivation process than the hydraulic diffusivity.

Moreover, the hypocentral distribution for Tests 2 and 8 does not follow a diffusion law as events are clustered in time (Fig. 5.6), but they are rather scattered in space (Fig. 5.7).

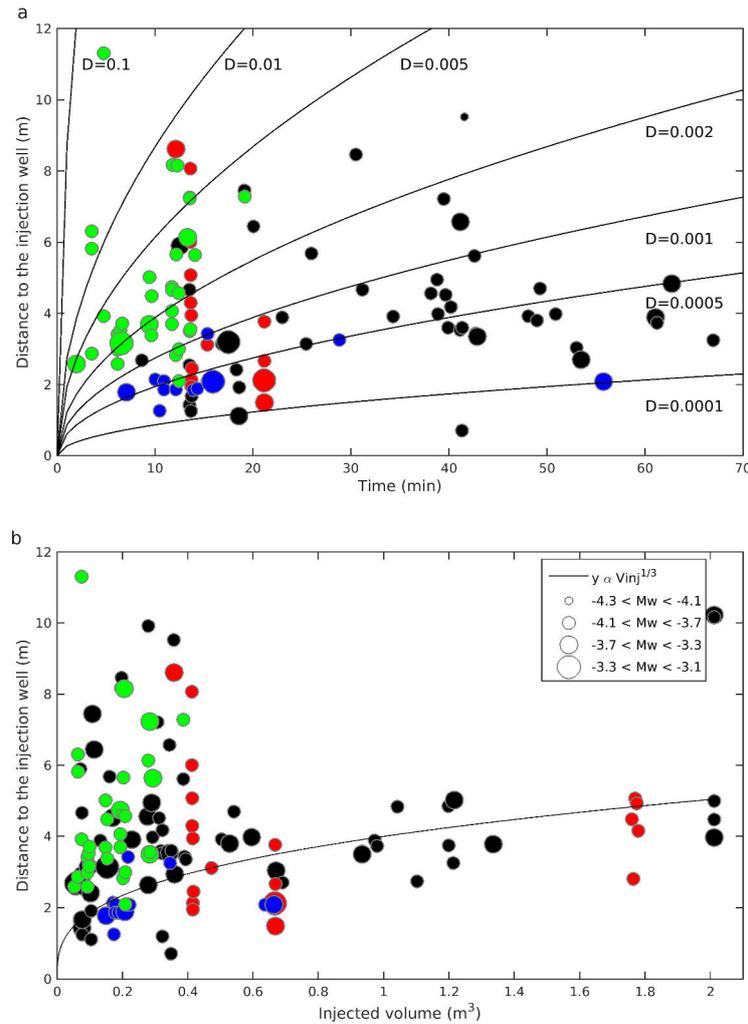


FIGURE 5.9 – Hypocentral distance to the injection chamber versus time and injected volume.

Hypocentral distance to the injection point of events occurring during injection period versus (a) time. Black lines represent the theoretical predictions for the seismicity front (eq. 5.6) for different diffusivities (0.01, 0.005, 0.002, 0.001, 0.0005, 0.0001 m<sup>2</sup>/s) according to equation 6 for events. (b) injected volume. For both panels, dots are colored according to the tests : red for Test 2, green for Test 3, blue for Test 9 and black for Test 11.

This suggests that the controlled mechanism of this seismicity might not be directly associated with a fluid diffusion but rather with a mechanism of stress perturbation through failure in the medium.

Another way to visualize these data is through Figure 5.9b which shows the hypocentral distance versus the injected volume. In a poro-elastic medium, the fluid distribution should geometrically spread as a cubic root of the injected volume ( $\Delta V$ ). If the seismicity front follows the fluid front, the hypocentral distance R is :

$$R \propto \sqrt[3]{\Delta V}. \quad (5.7)$$

Figure 5.9b shows that the hypocentral distance can be fitted by such a law for the seismicity which is associated with the largest injected volume. However, for the smallest injected volume, this relationship is clearly unsuitable because the source-injection distance does not depend on the injected volume. Test 11 perfectly illustrates this dual behavior : for the smallest volume, their hypocentral distance is independent of the injected volume whereas for the largest volume, the source-injection distance increases with the injected volume. For Test 2, the seismic events appear sequentially : in the same seismic burst the distance between source and injection is independent from injected volume. Consequently, two different processes are required : for small injected volume, seismicity does not directly depend on fluid diffusion whereas the pressure diffusion might explain the average seismicity distribution for longer injection.

Moreover, in our experiment, injections are not continuous, including several injection stages in a same test (Fig. 5.6). For example, during the Test3-a, four distinct injection periods (Fig. 5.6) were performed and seismicity only occurred at the beginning of these periods. The same pattern is observed on Tests 2 and for the 1st half part of Test 11. Thus, the seismicity only occurred after the increase of pressure. This could suggest that the seismicity is related to the pressure changes rather than to the pressure level. Finally, some events occurred after the injections. This phenomena was previously observed in different fluid injection areas, such as the geothermal fields at Basel (Bachmann et al., 2011), and Berlín, in San Salvador (Kwiatek et al., 2014) where the largest event happened some hours and two weeks after the injection ending, respectively. These events can be explained by strain relaxation in the medium (Mukuhira et al., 2013) or by a fluid diffusion and related stress perturbation through failure still acting after the injection end (Baisch et al., 2006; McClure and Horne, 2011; Segall and Lu, 2015).

### 5.7.3 Seismicity : an indirect effect of an aseismic motion ?

In our experiment, the comparison of seismic and hydromechanical data indicates that the relationship between fluids and seismicity is not a trivial cause-and-effect link supported by the following observations :

1. the large amount of aseismic motion, particularly in the vicinity of the injection ;
2. the temporal clustering of the events at the beginning of the injections ;
3. the dual seismicity patterns with respect to fluid diffusion.

Therefore, a complex model is required to explain this behavior. First, deformation data and the lack of seismicity at the injection points show that most of the deformations directly induced by fluid pressure is aseismic. Observed seismic events might just be a response to this aseismic deformation which modifies the stress field in the volume around it. The seismicity is thus an indirect effect of the fluid pressurization. Guglielmi

et al. (2015a), who performed similar experiments with a limited seismic network compared to the present study, have already observed that aseismic slip started before the seismicity occurs and interpreted the triggered seismicity as an indirect effect mediated by the aseismic motion. Here, we confirmed such behavior based on a detailed seismic analysis. Similar conclusions were also supported by De Barros et al. (2016) in shale materials. At larger scale, Wei et al. (2015) studied the seismicity associated with a fluid injection in the Brawley geothermal field, California. Two large earthquakes ( $M_w > 5$ ) were recorded in 2012 and located several kilometers below the injection zones. This study also shows that the injection induced a large aseismic slip on a fault, which in turn has triggered the earthquakes on a secondary fault. Thus, consistently with the meter-scale experiments, this study highlighted that seismic events are an indirect effect driven by the injection-induced aseismic slip.

Second, for longer injection time, the aseismic motion increases the fracture permeability and might open new paths for fluids. Therefore, a new volume has to be saturated and pressurized before reaching a new aseismic failure which in turn might drive seismic events. The induced seismicity will therefore extend further than in the first phase of failure leading to an apparent diffusivity. However, this second series of failures was only observed during Test 11, where a diffusive pattern was evidenced. For the other tests, no seismicity is observed after the first seismic cluster in the longest injections. This might only be due to an insufficient injected volume and flow to pressurize and reach failures in the newly created larger volume. This is the case in the Tests 5, 6 and 7 where fluid pressure remains low. Finally, seismicity occurred after every increase of pressure following a pressure drop. This could suggest that, after every increase of pressure following a pressure drop, the aseismic slip is reactivated, leading to an increase of stress perturbation through failure and new seismic events.

In summary, failures induced by the fluid pressure are mainly aseismic. This aseismic motion (1) can create new hydraulic paths for fluids (and therefore opening a larger volume to pressurize) and (2) may trigger seismicity by stress perturbation through failure, which might be away from the saturated zone. As these failures repeat for increasing volume when injection is going-on, the seismic cloud increases, and seems to follow a fluid diffusion. This might be the case for injections in Soultz-sous-Forêts or in Fenton Hill, where the seismicity occurred clustered in time, but followed a diffusion law over the long term range Shapiro et al. (2006). A similar pattern is observed on the wastewater disposal of the oil and field production of High Agri Valley in the South of Italy (Stabile et al., 2014). Moreover, the microseismic events are generally used to follow the fluid diffusion in the reservoir monitoring. This study shows that micro-earthquakes might be more representative of local change in the stress field controlled by the heterogeneity of structural properties than of the location of the fluid pressure change. Consequently, this monitoring tool has to be cautiously interpreted as containing mixed information on fluid,

stress and structural properties.

## 5.8 Conclusion

In this study, we have developed a meter-scale in situ fluid injection experiment at 280 m depth within the fractured damage zone of a normal fault in carbonate rocks. We have used a dense and proximal monitoring at high frequency of seismicity coupled with fluid pressure and fault displacement measurements at the injection and took advantage of ten hydraulic stimulations in different parts of a fractured damage zone to explore the seismic and aseismic responses to the fluid perturbation. Although pressures at a level comparable with the initial state-of-stress were injected and that different fractures and faults were reactivated, only a sparse seismicity (215 events) was recorded. Through our interpretations of experimental data, the comparison of the cumulated seismic moment with the deformation energy indicates that less than 4 percent of the deformation is seismic. Thus, our study indicates that most deformations induced by injections are aseismic. Moreover, a simple diffusion patterns cannot explain the spatio-temporal distribution of the seismicity which is clearly related to structural heterogeneity. We find that the injected fluid saturates and pressurizes a fracture network around the well. Once a pressure threshold is reached, aseismic motions occur. These deformations modify the stress around the saturated zone, leading to seismic failures by stress perturbation and/or to stress concentration effects at the boundaries between different rock types. The aseismic deformation also increases the fractures permeability, creating new paths for the fluids. The volume to saturate and pressurize becomes larger, leading to new aseismic failures once the pressure threshold is reached. Therefore, we find that the seismicity observed in our experiment is not directly induced by the injected pressure, but is likely a response to the stress transferred from the aseismic motion. Additionally, we find that the relationship between the seismic moment and the injected fluid volume does not follow the conventional McGarr's law, highlighting that additional mechanisms are involved. We suggest that large aseismic deformations could explain this apparent discrepancy.

More importantly, our study shows that injection induced-aseismic motions play a crucial role for both the fluid pressure diffusion and the distribution of seismicity. Thus, aseismic motions should be accurately measured during fluid injections and considered with great care in the analyses of induced and triggered seismicity.

## 5.9 Acknowledgments

This work was funded by the Agence Nationale de la Recherche (ANR) through the HYDROSEIS project under contract ANR-13-JS06-0004-01 and by Total SA (PI. through the HPMS-Ca project (Albion, PI. G. Massonat). SITES company (J. Durand, H. Caron,

Y. Zouhair) is acknowledged for installing and maintaining the SIMFIP probe, sensors and acquisition during the experiment. We thank E. Larose and L. Stehly (ISTERRE) for the help with sensors. We thank the LSBB and its technical support for logistical help during the experiment. F. Cappa thanks S. Goodfellow for providing his laboratory data used in Figure 5.8b. We are very grateful to François Cornet, an anonymous reviewer, and the Editor, Yehuda Ben Zion, for the constructive comments and recommendations that helped us to improve the original version of our work. All experimental data are stored in the Géoazur laboratory (Université Côte d'Azur, CNRS, OCA, IRD) and are available upon request (contact : louis.debarros@geoazur.unice.fr).

## 5.10 Supplementary material

### 5.10.1 Introduction

This supplementary material presents an example of calibration shots (Fig. 5.10) used to test the location method as well as the influence of the velocity model (Fig. 5.11) on the calibration of the shot locations in boreholes. Figure 5.12 presents the variation of stress drops according to different rupture velocities in a diagram of seismic moment versus corner frequency for all events. Figure 5.13 shows the estimation of the completeness magnitudes. Table 5.1 summarizes the experimental settings as well as the measured hydromechanical and seismic data. Table 5.2 presents the earthquake characteristics and the computation of the equivalent deformation moment for different slip surface ranging from 4 to 144m<sup>2</sup>.

### 5.10.2 Figures et tables

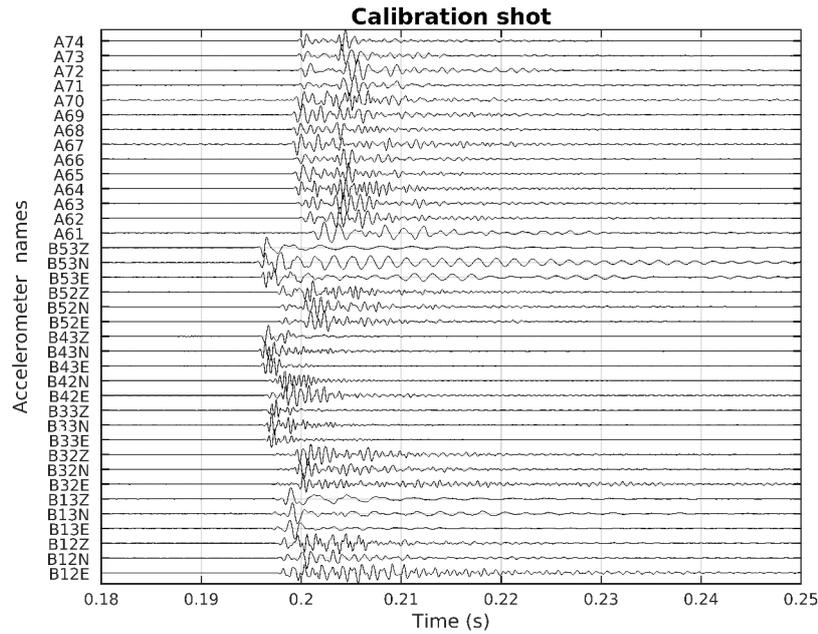


FIGURE 5.10 – Example of a calibration shot.

Example of a calibration shot performed in the borehole B2 before the first injections. Seismic signals were filtered between 600 and 3000Hz. Accelerometer names starting by A and B indicate vertical sensors on the gallery floor and 3-Components borehole sensors, respectively.

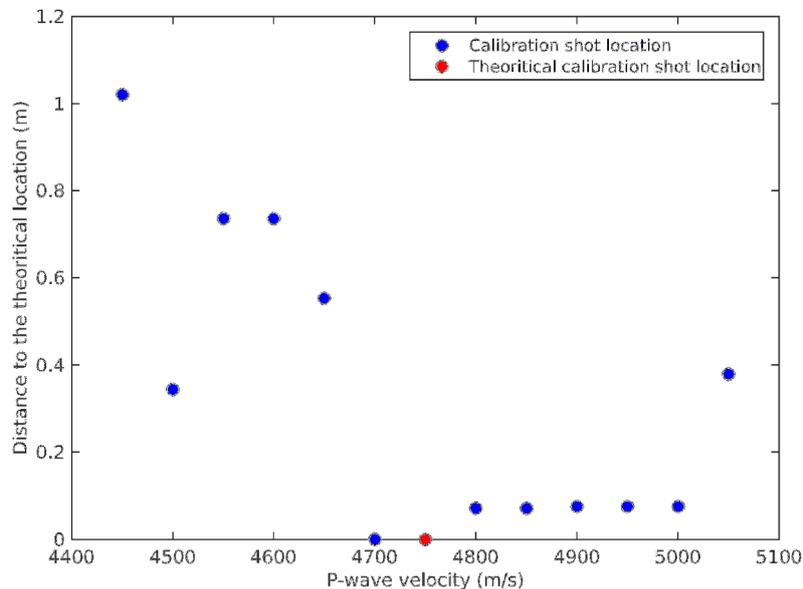


FIGURE 5.11 – Distance to the theoretical location versus P-wave velocity variations. Distance to the theoretical location versus P-wave velocity variations for the calibration shot shown in Figure 5.10. The red dot is the theoretical location and the blue ones are the location obtained from the inversion computation for different P- and S- wave velocities.

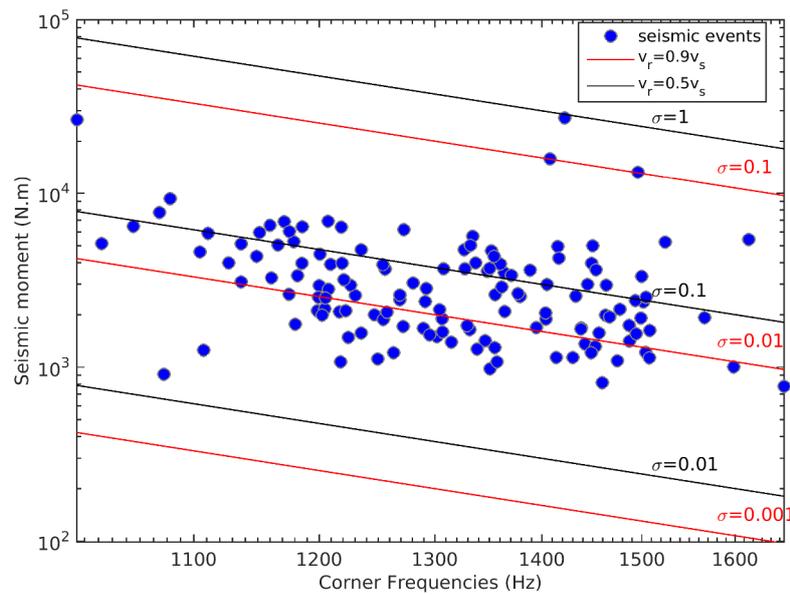


FIGURE 5.12 – Seismic moment versus corner frequencies.

Seismic moment ( $M_0$ ) versus corner frequencies for all events. The red and black lines correspond to the theoretical seismic moment computed from Madariaga model 1977, for stress drops of 0.001, 0.01 and 0.1 MPa (red) with rupture velocities of 90% of the S-wave velocity and for stress drops of 0.01, 0.1 and 1 MPa (black) with rupture velocities of 50% of the S-wave velocity.

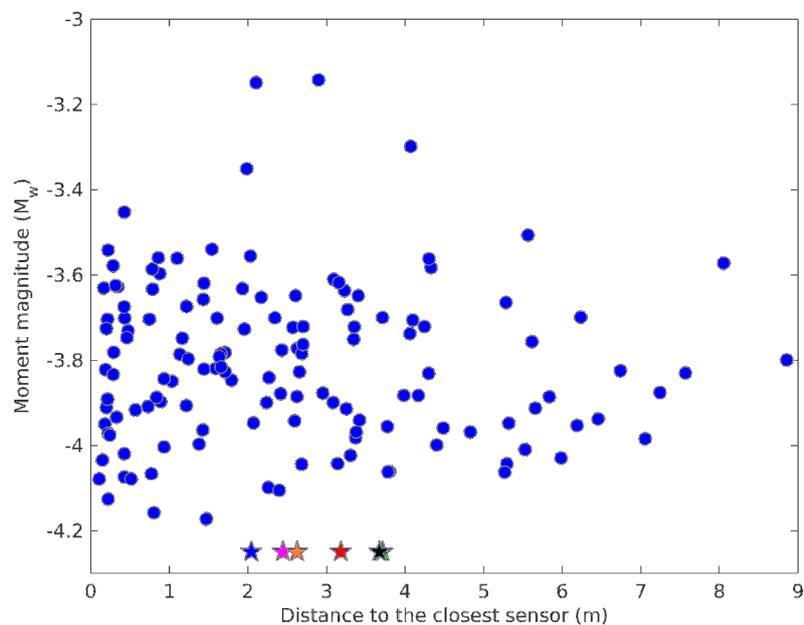


FIGURE 5.13 – Moment magnitude distribution versus distance earthquakes-injection chamber.

Moment magnitude versus distance between event sources (blue circles) or injection points (colored stars) and its closest sensor. Red is for Test 2, green for Test 3, pink for Test 8, blue for Test 9, orange for Test 10 and black for Test 11.

| Test | Inj. Well | Inj. D. (m)   | Interval Geology  | Inj. V. (m <sup>3</sup> ) | P. max (MPa) | Flow Rate max (L/min) | Activated structure | Shear Disp. (μm) | Normal Disp. (μm) | Nb Ev |
|------|-----------|---------------|---|---------------------------|--------------|-----------------------|---------------------|------------------|-------------------|-------|
| 1    | B2        | 6.65 to 7.13  | Graistone : Porosity 5%<br>N0° to N30° fractures<br>Bedding Plane N135°-25°SW         | 2.3                       | 1.97         | 67.82                 |                     | 29               | 18                | 0     |
| 2    | B2        | 6.15 to 8.63  | Graistone : Porosity 3%<br>N135°-25°SW bedding planes<br>and one N170°-65°SW fracture | 1.78                      | 4.86         | 35.11                 | N170°-65°SW         | 20.7             | 9                 | 23    |
| 3    | B2        | 8.15 to 10.65 | Graistone : Porosity 10 to 20%<br>N0° to N60° fractures                               | 0.38                      | 5.36         | 19.67                 | N30°-74°SW          | 4                | 22.4              | 48    |
| 5    | B3        | 15 to 18.3    | Graistone : Porosity 5%<br>Fault zone with N0° to N50°<br>fractures and some beddings | 1.17                      | 1.58         | 67.17                 | N10°-70°-80°E       | 10               | 27                | 0     |
| 6    | B3        | as 5          | Idem as 5   | 1.19                      | 2.42         | 69.3                  | N10°-70°-80°E       | 0                | 12                | 0     |
| 7    | B3        | as 5          | Idem as 5   | 0.77                      | 1.86         | 69.81                 | N10°-70°-80°E       | 0                | 14                | 0     |

|    |    |                |   |      |      |       |   |       |      |     |
|----|----|----------------|---|------|------|-------|---|-------|------|-----|
| 8  | B3 | 7.5 to 9.98    | Graistone : Porosity 13%<br>N10° to N25° fractures  | 1.03 | 5.33 | 11.63 | N10°-70°-80°E   | 12.9  | 49.3 | 9   |
| 9  | B3 | 12.62 to 15.13 | Graistone/Packstone :<br>Porosity 12 to 16% / 3%<br>Bedding planes limiting an upper porous unfractured grainstone and a lower unporous fractured packstone | 0.66 | 5.93 | 13.3  | N145°-26°SW<br>N10°-70°-80°E<br>(plane not in the interval activated through stress transfer) | 41.7  | 47.2 | 17  |
| 10 | B3 | 10.54 to 13.02 | Intack rock - Graistone<br>Porosity 16 to 18%   | 0.12 | 5.98 | 6.92  | Idem as test9   | 22.9  | 14.6 | 1   |
| 11 | B3 | 2.4 to 4.88    | Graistone to wackstone :<br>Porosity 1 to 3%<br>N10° and N90° fractures<br>and Bedding plan N135°-25°SW   | 2.01 | 5.89 | 5.89  | N10°-70°-80°E   | 49.34 | 77.6 | 117 |

TABLE 5.1 – Table S1 - Article 1.

Injection boreholes (Inj. Well) and depth, tested geological structures, hydromechanical measurements – injected volume (Inj. V.), maximum pressure (P.max), maximum flowrate (Flow R. max) and shear and plastic displacements – and number of seismic events (Nb. Ev.) for each injection test. Shear and normal plastic displacement values, maximum pressure, and maximum flowrate were measured, respectively, during pressure cycle 1 of Tests 1, 2, 3a, 5, 6, 7, 9, 10 and 11, and during pressure cycle 2 of Test 8 (see Fig. 5 for time location of the pressure cycles).

| Test  | Loc. Ev | Dist. (m)   | Fc (kHz)   | R (0.9V <sub>s</sub> ) (m) | R (0.5V <sub>s</sub> ) (m) | M <sub>w</sub> | M <sub>0</sub> (kN.m) | ΣM <sub>0</sub> (kN.m) | Equivalent Moment    |   | M <sub>0</sub> max (GN.m) |       |
|-------|---------|-------------|------------|----------------------------|----------------------------|----------------|-----------------------|------------------------|----------------------|---|---------------------------|-------|
|       |         |             |            |                            |                            |                |                       |                        | Shear (EMS) (MN.m)   | Total (EMT) (MN.m)                      |                           |       |
| 2     | 19      | 1.0 to 7.6  | 1.2 to 1.6 | 0.36 to 0.49               | 0.21 to 0.28               | -4.06 to -3.2  | 1.1 to 15.6           | 57.1                   | 4m <sup>2</sup> 1.69 | 4m <sup>2</sup> 144m <sup>2</sup> 87.32 | 36.35                     |       |
| 3     | 34      | 1.9 to 10.7 | 1.2 to 1.7 | 0.34 to 0.54               | 0.19 to 0.28               | -4.17 to -3.63 | 0.8 to 6.2            | 87.14                  | 0.33                 | 11.76                                   | 77.62                     | 7.76  |
| 6     | 0       |             |            |                            |                            |                |                       | 0                      | 0                    | 0                                       | 35.27                     | 24.3  |
| 7     | 0       |             |            |                            |                            |                |                       | 0                      | 0                    | 0                                       | 41.22                     | 15.72 |
| 8     | 3       | 4.9 to 15.5 | 1.1 to 1.4 | 0.42 to 0.54               | 0.24 to 0.31               | -3.9 to -3.5   | 1.8 to 7.7            | 13.0                   | 1.05                 | 37.93                                   | 65.27                     | 21.03 |
| 9     | 14      | 1.2 to 2.5  | 1.0 to 1.4 | 0.38 to 0.57               | 0.22 to 0.32               | -4.07 to -3.14 | 1.1 to 26.7           | 70.8                   | 3.41                 | 122.61                                  | 261.39                    | 13.48 |
| 10    | 1       | 4.8         | 1.5        | 0.39                       | 0.23                       | -3.19          | 1.6                   | 1.6                    | 1.87                 | 67.33                                   | 286.68                    | 2.45  |
| 11    | 66      | 0.5 to 9.9  | 1.0 to 1.6 | 0.36 to 0.56               | 0.21 to 0.32               | -4.15 to -3.14 | 0.8 to 2.7            | 255.7                  | 4.02                 | 145.07                                  | 372.65                    | 41.04 |
| Total |         |             |            |                            |                            |                |                       | 485.38                 | 12.37                | 445.56                                  | 1227.46                   | 41.04 |

TABLE 5.2 – Table S2 - Article 1

Earthquake characteristics for each test : number of located events (Loc. Ev.) and their distance to the injection point (Dist.), source properties : corner frequency (Fc), Moment magnitude (M<sub>w</sub>), seismic moment (M<sub>0</sub> max), cumulated seismic moment (ΣM<sub>0</sub>) and radius of the seismic source (R) for two values (0.9 and 0.5 of the S-velocity). Comparison between the seismic moments estimated from the seismological analysis (ΣM<sub>0</sub>) the shear (EMS) and the total (EMT) equivalent deformation moment estimated from the fault displacement at the injection point for surface ruptures respectively of 4 m<sup>2</sup> and 144 m<sup>2</sup>. Computation of the maximum seismic moment (M<sub>0</sub> max) obtained using McGarr's law 2014.

## 5.11 Compléments sur les signaux basses-fréquences

Au cours de ce chapitre 5, je me suis focalisée sur le traitement et l'analyse des données sismiques accélérométriques. Toutefois, des signaux plus basses fréquences sont couramment observés dans les zones de présence de fluides. Ils peuvent être associés à des résonances du fluide (Chouet, 1988) ou encore à des ruptures lentes (Beroza and Ide, 2011). De ce fait, des signaux de types LPLD et tremors non volcaniques (Zoback et al., 2012) ont été recherchés sur les données géophones. Le paragraphe suivant se concentre sur leur détection et leur analyse.

### 5.11.1 Détection sur les géophones

Les données sismiques enregistrées sur les géophones ont fait l'objet d'un traitement similaire à celui appliqué aux accéléromètres. 21 signaux, dont la gamme de fréquences est comprise entre 100 et 400 Hz (Figure 5.14a), ont pu être détectés manuellement (observation visuelle des données sismiques). A titre d'exemple, un signal a été enregistré le 09/03/2015 à 13h50:35.076 par tous les géophones du réseau, pendant le test 2. Il est ici présenté sur un géophone de surface G02 (Figure 5.14a). Or, un séisme, de magnitude  $M_w = -3.29$ , avait, préalablement, été détecté sur les accéléromètres le 09/03/2015 à 13h50:35.075. Cet événement sismique est représenté sur un accéléromètre de surface A67 (Figure 5.14b), ce dernier étant distant de 2.8 m du géophone G02. La différence de durée entre les deux types de signaux (vélocimétrique et accélérométrique) ne permet pas de faire une comparaison sur les mêmes échelles de temps. Ainsi la fenêtre de temps (présentée ici) du géophone est de 400 ms alors que celle de l'accéléromètre est de 30 ms. Le temps initial utilisé pour chaque figure n'est pas le même afin de permettre la visualisation des signaux sismiques. Il débute à 13h50:35.00 pour le signal vélocimétrique (Figure 5.14a) et à 13h50:35.07 pour le signal accélérométrique. Ces deux signaux se produisant au même temps absolu - à 1 ms près - ils sont considérés comme provenant de la même source et forme ainsi un seul événement sismique.

Le signal sur le géophone G02 est filtré entre 100 et 800 Hz. Il est dominé par des fréquences comprises entre 150 et 400 Hz. Le signal sur les accéléromètres est filtré entre 300 et 4500 Hz, et, est dominé par des fréquences allant de 400 à 4000 Hz. Ainsi les bandes de fréquences parcourues par les accéléromètres et les géophones se complètent. Ce que les tirs de calibration (chapitre 3.5.2.3) avaient préalablement montré.

Certains signaux sont temporellement synchronisés avec des événements sismiques détectés par les accéléromètres (Figures 5.14 et 5.16). Lorsque les temps d'arrivées des signaux détectés sur les géophones et ceux des séismes détectés par les accéléromètres coïncident ( $< 5$  ms), ils sont considérés comme étant les mêmes événements. Les autres signaux détectés peuvent être des événements sismiques plus basses fréquences et par

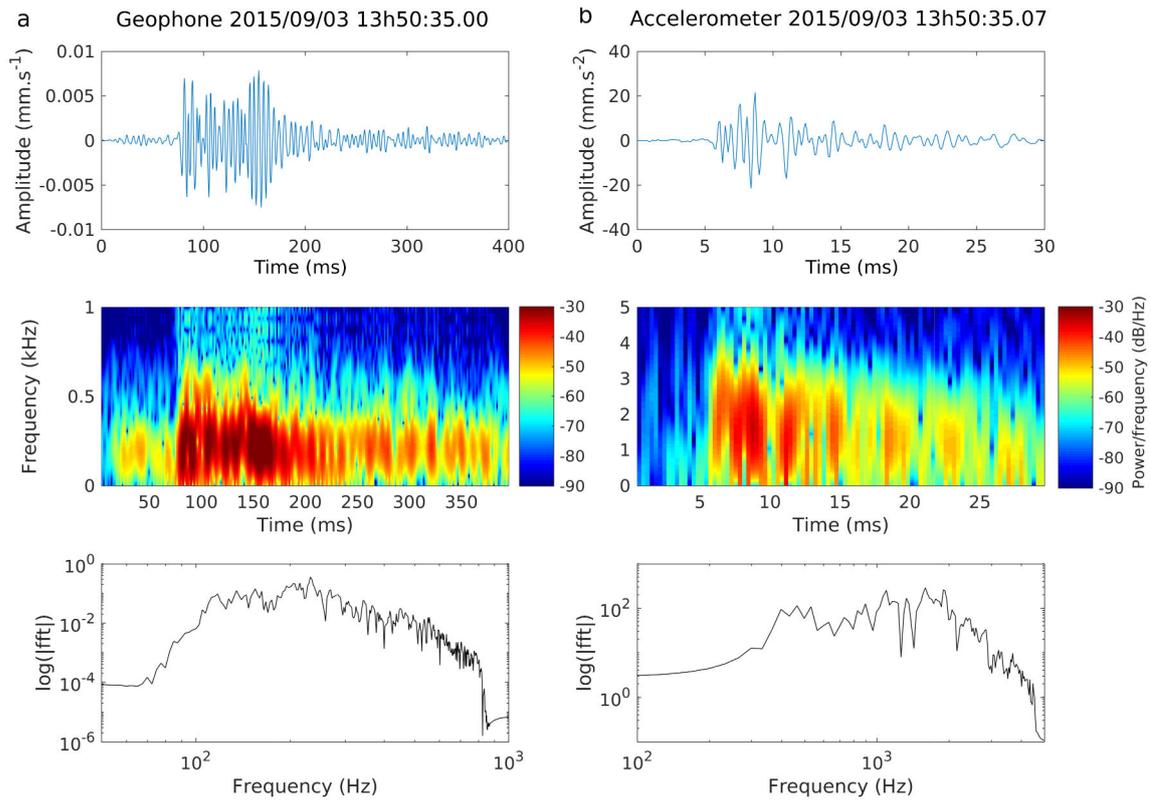


FIGURE 5.14 – Exemple d’un signal détecté sur un géophone (G02) et un accéléromètre (A67) de surface pendant le Test 2 (09/03/2015 à 13h50:35.075).

La figure montre un exemple de signal détecté (a) sur un géophone de surface G02 et (b) sur un accéléromètre de surface A67. Ce signal est un séisme préalablement détecté sur un accéléromètre.

conséquent non détectés par les accéléromètres; ou encore des artefacts dus au bruit ambiant ou anthropique régnant dans la galerie pendant les expériences (Figure 5.16).

### 5.11.2 Identification des signaux : artefacts ou séismes ?

Outre les protocoles d’injections, un synopsis consigne tous les incidents techniques ou bruits dus aux expérimentateurs s’étant produits au cours des expériences. La comparaison des temps d’occurrence de certains signaux détectés avec ce synopsis a permis d’éliminer un certain nombre d’artefacts (8). Les signaux restants (13) ont été localisés.

Dans un premier temps, les tirs de calibration, présentés dans le chapitre 3.5, ont permis de tester la méthode de localisation (chapitre 4.2) lorsque celle-ci n’utilise que les données des géophones. La localisation la plus proche obtenue se situe à 4.5 m de leur position réelle. De ce fait, la précision de la localisation de la source des signaux détectés sur les géophones ne peut être inférieure à 4.5 m. Les signaux vélocimétriques ont alors été localisés. Ils se situent à l’entrée de la galerie, c’est-à-dire au niveau du poste de contrôle des expériences où se trouvait également l’équipe expérimentale (Figure 5.15).

Cette figure montre l'exemple d'un signal provoqué par du bruit anthropique au niveau de l'entrée dans la galerie pendant le test 2. Le signal est visible sur tous les géophones (Figure 5.15a). L'arrivée des ondes P peut être pointée avec une précision de 1 ms. La localisation de l'origine de ce signal le situe en dehors de la galerie (Figure 5.15b). Quant à la figure 5.15c, elle présente la comparaison entre les pointés des temps P observés et ceux des temps P théoriques, une fois la moyenne des temps retirée. L'écart maximum entre les temps observés et théoriques est de 2.5 ms. Une erreur de localisation d'environ 10 m peut être considérée, soit plus du double de la précision minimale (5 m). Par ailleurs, malgré une erreur de localisation de 10 m, la source de ce signal reste en dehors de la galerie anti-souffle, celle-ci se trouvant à 10 m dans la direction Nord. Les signaux, dont la source est à l'extérieur de la galerie, sont considérés comme étant provoqués par le bruit anthropique.

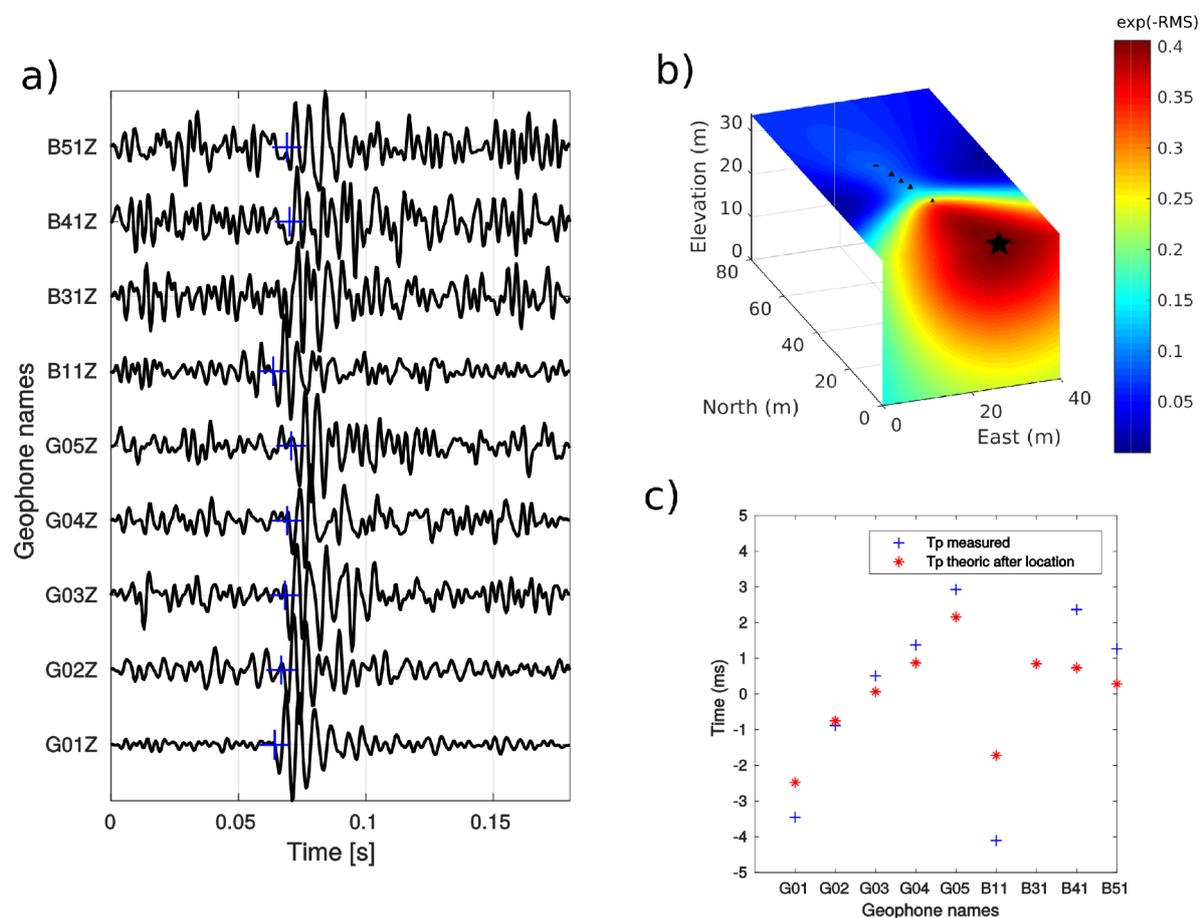


FIGURE 5.15 – Exemple de localisation d'un artefact détecté sur les géophones lors du Test 2.

(a) Signaux détectés uniquement sur les géophones et pointé (croix bleues) des ondes P. (b) Localisation du signal (représenté par une étoile noire) à proximité de l'entrée de la galerie. La grille 3D choisie est plus grande (en Est, Nord et profondeur) que la galerie anti-souffle. L'entrée se situe à 10 m dans la direction Nord. (c) Comparaison entre les temps théoriques et les temps observés.

### 5.11.3 Exemple du processus de traitement sur le Test 9

La figure 5.16 illustre le traitement des signaux vus sur les géophones pour une durée de 35 minutes pendant le premier palier de pression du test 9. Une activité sismique conséquente a été détectée pendant cette période par les accéléromètres. En effet, 14 séismes se produisent entre 500 et 1300 s soit en un peu plus de 13 min.

L'évolution en fonction du temps de la pression, du débit et des événements sismiques détectés par les accéléromètres est présentée sur la figure 5.16a. Ces séismes sont également représentés en fonction de leur distance à la chambre d'injection. Au cours de cette période, plusieurs signaux sont détectés sur les géophones (Figure 5.16b). Une succession de pics est observable sur les géophones B21Z (en puits) et G02Z (à 50 cm de profondeur dans le sol de la galerie). Ceux-ci sont provoqués par les gouttes d'eau tombant sur les capteurs pendant les injections.

D'autres signaux, surlignés respectivement en jaune, rose et violet sont visibles sur tous les géophones du réseau. Un premier signal, encadré en jaune, est produit par la pompe d'injection qui a tressauté au temps d'occurrence de ce signal. Les deux signaux suivants (encadrés en rose) se produisent en même temps que des séismes détectés par les accéléromètres. Ce sont, par conséquent, des événements sismiques déjà connus. Sur la première fenêtre rose, trois événements sismiques, ayant lieu en 10 ms, ont été détectés par les accéléromètres. Parmi eux, un n'a pu être localisé du fait de sa trop faible amplitude. Les deux autres ont une magnitude respective de -3.7 et -3.5. Il est possible que l'événement indiqué par les géophones corresponde au séisme le plus "grand"; celui-ci ayant un contenu fréquentiel un peu plus basse fréquence. Ce séisme se situe au centre du réseau de capteurs. Il est, par conséquent, bien positionné pour être détecté. Sur la deuxième fenêtre rose, un unique séisme a été détecté par les accéléromètres. Il n'a pas été localisé dû au nombre insuffisant de pointés des arrivées des ondes P pour contraindre la solution. Finalement, le dernier signal observable sur les géophones (encadré violet) est dû au bruit contrôlé, produit régulièrement lors des expériences par le pot vibrant.

### 5.11.4 Conclusion

Les signaux visibles sur les géophones peuvent ainsi se classer en deux catégories. La première contient des signaux provoqués par le bruit anthropique dans la galerie (la pompe par exemple) ou par les expérimentateurs à l'extérieur de la dite galerie. La seconde catégorie rassemble des événements sismiques. Cependant, ceux-ci ont déjà été détectés par les accéléromètres. Il semble que les séismes vus par les géophones aient généralement une magnitude un peu plus forte que les autres et/ou se situent au coeur du réseau de capteurs sismiques.

Les géophones avaient été installés afin de pouvoir détecter des observations basses fréquences de types LPLD (Zoback et al., 2012; Hu et al., 2017; Kumar et al., 2017) ou

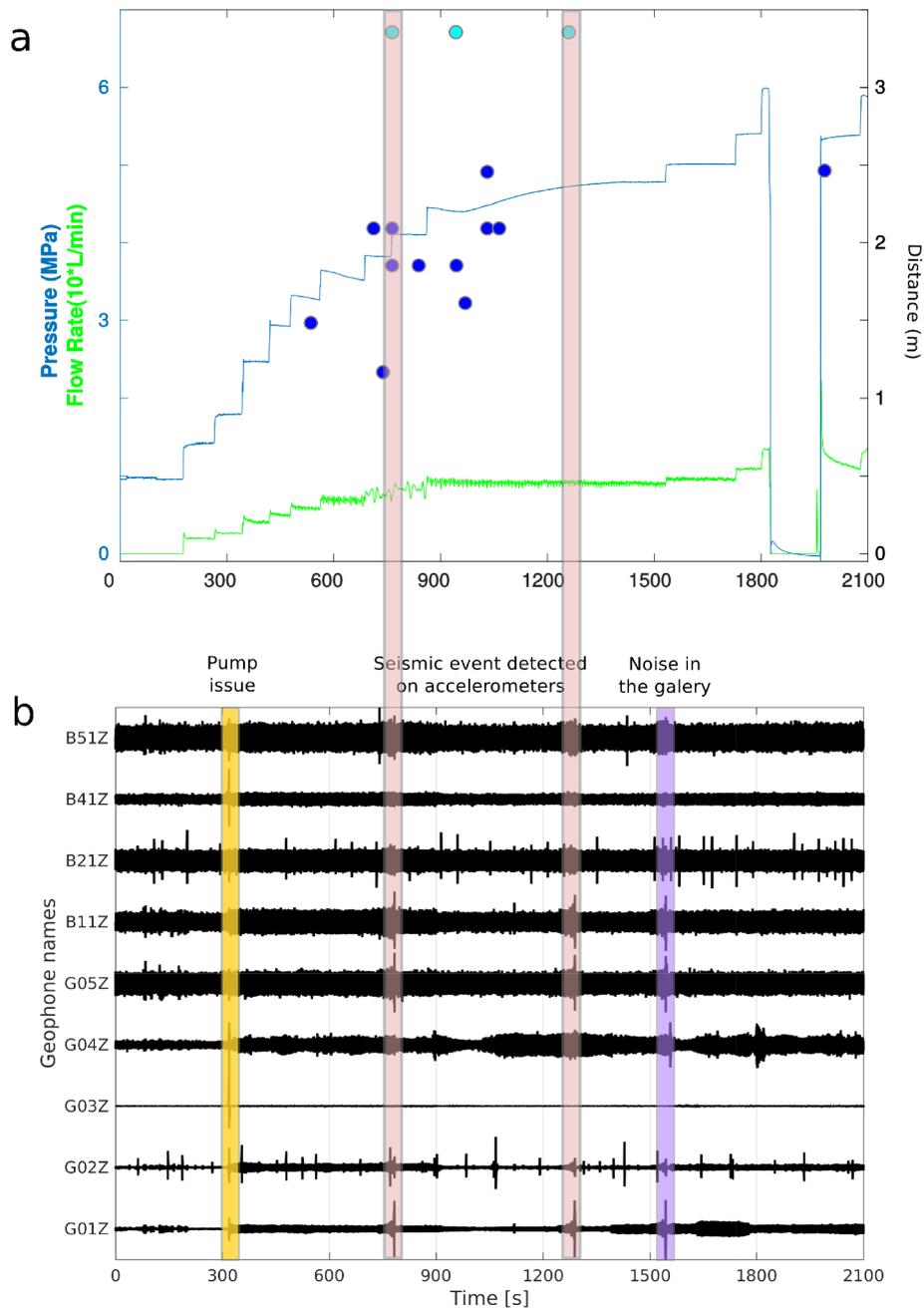


FIGURE 5.16 – Données sur les géophones lors du 1<sup>er</sup> palier de pression du Test 9. La figure (a) présente l'évolution de la pression (courbe bleue), du débit (courbe verte), et des séismes (cercles bleus foncé pour les séismes localisés et bleus clairs pour les non-localisés) en fonction du temps ainsi que la distance des séismes à la chambre d'injection. Sur la figure (b) sont présentées les traces sismiques vues sur les géophones (Bn en profondeur, Gn en surface). Les encadrés de couleur indiquent respectivement un problème due à la pompe d'injection (jaune), des séismes préalablement détectés sur les accéléromètres (roses) et visibles sur les géophones, et du bruit dans la galerie (violet).

encore des résonances dues aux fluides (Chouet, 1988). Or, aucun signal ne possédant ces caractéristiques n'a été identifié au cours de ces expériences sur les velocimètres.



# Chapitre 6

## Processus régissant la sismicité induite : transfert de contraintes et/ou diffusion fluides ?

Ce chapitre est destiné, à plus long terme, à faire l'objet d'une publication sous le nom :

**Focal mechanisms as a tool to discriminate fluid diffusion and/or stress transfer as control process of the induced seismicity**

## 6.1 Résumé en français

La sismicité induite par les injections de fluide est devenue un réel sujet de préoccupation dû au développement de l'extraction des énergies de subsurface. De ce fait, l'estimation du risque sismique requiert une meilleure compréhension des mécanismes de contrôle de cette sismicité. Une expérience d'injection de fluide à haute-pression a, dans cette optique, été réalisée dans la partie endommagée d'une zone de faille à 280 m de profondeur. Le cadre expérimental et les principaux résultats sismiques ont été présentés par Duboeuf et al. (2017), dans les chapitres 3 et 5. Les auteurs ont montré et discuté le fait que la majorité (> 96 %) de la déformation induite par des injections de fluide est asismique. Ils ont, par ailleurs, interprété les deux comportements sismiques observés comme étant la preuve qu'une partie de la sismicité est contrôlée par une perturbation de contraintes dans le milieu. L'étude présentée dans ce chapitre prend la suite de ce précédent travail et le complète. Le calcul et l'analyse des mécanismes au foyer des événements sismiques y sont détaillés en parallèle des données géologiques et hydrogéologiques. Ainsi, 59 mécanismes au foyer ont pu être déterminés et associés aux différentes structures géologiques connues de la zone expérimentale. Ils indiquent une ré-activation, principalement avec un mécanisme normal, des fractures et des joints de stratification. L'inversion de ces mécanismes permet, de plus, de déterminer l'état de contrainte dans la galerie. Ce dernier diffère de l'état de contrainte calculé auparavant sur le site expérimental (Guglielmi et al., 2015a) et varie, de plus, selon la profondeur. Il est ici suggéré que le mouvement asismique, engendré par les injections de fluide, soit responsable de cette variation de l'état de contrainte. Une interprétation fine et simultanée de la sismicité, de la géologie et de l'hydrogéologie a été effectuée pour deux tests d'injection (2 et 9). Elle a permis une reconstitution des mouvements de bloc de roches, délimités par des discontinuités géologiques connues. L'analyse de ces déformations a conduit à l'identification de deux facteurs de contrôle de la sismicité induite, se distinguant selon le débit et la pression du fluide injecté. (1) Lorsque le débit injecté est accommodé par le milieu, la diffusion des fluides dans le milieu contrôle la sismicité sans que la réponse hydromécanique du milieu ne soit modifiée. (2) Lorsqu'un certain seuil de pression est atteint, le débit injecté devient trop important pour être accommodé par le milieu et les propriétés hydromécaniques du milieu à grande échelle changent. La rupture associée est principalement asismique. Toutefois, la perturbation de contrainte engendrée peut induire une certaine sismicité. La fracture où sont injectés les fluides est, de plus, peu affectée par des séismes et est principalement asismique.

## 6.2 Abstract

Development of subsurface energy extraction and storage make induced seismicity by

fluid injections an important concern. A better understanding of the seismicity-controlled mechanisms is a crucial point for the seismic hazard assessment. In this aim, an in-situ fluid injection experiment was performed within a damaged zone fault at 280 m depth. Experimental and geological settings as well as general seismic results were first discussed in an overall layout by Duboeuf et al. (2017). They found that most of the induced deformation is aseismic ( $> 96\%$ ). They interpreted the dual seismic behavior observed as a clue of a seismicity controlled by stress perturbation rather than fluid diffusion. The present study completes the previous one by computing and analysing focal mechanisms with detailed geological and hydromechanical data. 59 focal mechanisms are computed and related to the known geological structures of the experimental area. They show mainly normal motion on well-identified fractures and bedding planes. Then, their inversion allows to compute the local stress state. Fluid injection perturbations are suggested to explain the differences observed with the regional stress state and with depth. A joined interpretation of seismic, geological and hydromechanical data for two tests (2 and 9) allows to build scenarios of deformations, based on a few block motions. Consequently, two seismicity-controlled mechanisms are identified and separated by the level of flowrate and fluid pressure : (1) Flowrate is accommodated by the medium, fluid diffusion drives the seismicity while the overall response stays poro-elastic. (2) Once a threshold pressure is reached, flowrate is not accommodated by the medium and the hydromechanical properties are changed at a greater scale. The failure is found to be aseismic but the induced stress perturbation may lead to seismicity. Finally, once the second level is reached, only few seismicity is observed on the fracture where fluids are injected.

### 6.3 Introduction

Fluid injections mostly disrupt medium as they both induced seismic and aseismic deformations (Healy et al., 1968; Cornet et al., 1997; Ellsworth, 2013; Guglielmi et al., 2015a; Ellsworth et al., 2016). Fluid injections might also induce local stress state rotation (Valley and Evans, 2007; Martínez-Garzón et al., 2013; Altmann et al., 2014; Jeanne et al., 2015a; Kim and Hosseini, 2017). For instance, Jeanne et al. (2015a) studied the stress state changes in the Geysers geothermal field, using a hydromechanical model. Comparing their models with previous seismic analysis (Martínez-Garzón et al., 2013), they suggested this change is linked to fluid injection rate variations. They concluded that fluid overpressures can modify the local stress state which then might change the tectonic setting and drive to a different fracture orientations. However, main aseismic motions are also observed in geothermal field like in Soultz-Sous-Forêts, France (Cornet et al., 1997; Calò et al., 2011), in Geysers, California (Martínez-Garzón et al., 2013) or in Brawley (Wei et al., 2015). Studying the fluid injections performed in 2000, in GPK2 borehole in Soultz-Sous-Forêts, Schoenball et al. (2014) suggested that the important aseismic motion, recorded during

injections, induces the stress state rotation. One can wonder what the key parameters controlling the stress state rotation are.

Stress change has a strong influence on the seismicity as showed by Stein (1999) in this review. Thus, the Big Bear aftershock ( $M_w=6.5$ ) of  $M_w=7.3$  Landers earthquake in 1992, is associated with a 2 bars increases in lob of Coulomb (Stein et al., 1992). Moreover, Jeanne et al. (2015a) suggests that stress state change can drive to new fracture orientations. So, mis-oriented fractures could be re-activated. Comparing the main fault orientation to the regional stress field in the Ubaye Vallée (France), Leclère et al. (2012) showed fault is mis-oriented to slip. However, seismic swarms are recorded and associated with this fault. They suggested either fluid overpressures or friction laws (Sibson, 1985) to explain the fault slip and the seismicity occurrence. What is the stress field change and fracture orientation influence on the seismicity occurrence ?

Some injection areas are affected by a drastic increase of the seismicity rate, like in the mid-continent of the USA (Ellsworth, 2013). Even if most of the seismicity is weak, some earthquakes can reach magnitudes greater than 5 (Ellsworth, 2013; Keranen et al., 2014; Petersen et al., 2016), such as the September 2016  $M_w$  5.8 Pawnee earthquake, USA (Walter et al., 2017; Yeck et al., 2017). This raises the issue of seismic hazard in these regions which could be re-evaluated (Martínez-Garzón et al., 2014; Weingarten et al., 2015). Better understanding the seismicity-controlled mechanisms is a crucial goal for human safety.

A classical model proposed that seismicity distribution is controlled by fluid diffusion in the geological medium (Shapiro et al., 2002). However, this model suggests that the entire deformation is seismic and driven by fluids. Taking into account aseismic deformations and hydromechanical coupling, Cornet (2012, 2016) proposed processes occurring at four different pressure levels, controlling seismicity occurrence, the cloud growth and the cloud shape. These levels depend on the injected flowrate and the medium response. While the overall response medium stays in the poro-elastic domain, seismicity is driven by fluids (level 1, Cornet (2012, 2016)). Then, once a pressure threshold is reached, slip occurred on pre-existing fractures, hydromechanical properties are modified and seismicity is driven by stress transfer through failure ( $2^{nd}$  level). Afterwards, the third level is characterized by new fractures occurrences (shear failure zone) and seismicity stay in this area. Finally, the last pressure level drive a mode I fracture opening. Friction laws like rate-and-state (Ruina, 1983) may well explain this dual (seismic and aseismic) medium behavior. Previous studies at the meter scale (Guglielmi et al., 2015a; De Barros et al., 2016; Duboeuf et al., 2017) and at the reservoir scale (Wei et al., 2015) suggested that fluid pressure first drives an aseismic fault motion. Thus, the seismicity appears as a secondary process and a response of the surrounding medium to the aseismic rupture. What mechanisms control the induced seismicity by fluid injections ? Fluid diffusion or stress ? or both ?

A series of 10 fluid injection experiments with dense seismic sensors were performed

in the damage zone of a fault zone in carbonated rocks. A previous paper (Duboeuf et al., 2017) presents in detail these experiments and the seismic event analysis. Here we show how the use of focal mechanisms linked to the geological and hydro-mechanical data help us delineate the stress transfer and fluid diffusion as controlled mechanisms of the seismicity. First, we will make a brief presentation of the geology of the tested fault zone and the experimental setting of our experiments. Previous seismic results will be also summarised. Then we will describe the seismic and mechanistics processing methods. We will present the focal mechanism results for the whole data set and the determined local stress state. We will propose a scenario for two Tests (2 and 9) which link the seismic, mechanical, geological and hydraulical data. Finally, we will discuss the different stress states observed, the block motions between fractures closed to the injection points, and potential seismicity-controlled mechanisms.

## 6.4 Geological and experimental settings

### 6.4.1 General geology and properties of the tested fault zone

The experiment took place at 280 m depth, in an unaltered fractured cretaceous limestone, within the Low Noise Underground Laboratory (LSBB, <http://lsbb-new.prod.lamp.cnrs.fr>), in the South-East of France sedimentary basin (Fig. 6.1a,b, Jeanne et al. (2012b)). A kilometer normal fault, oriented N030°-85° and characterized by a 20 m thick fractured zone, cut the limestones near the experimental site (Jeanne et al., 2012a). The experiments were performed in a 40-m x 20-m x 20-m volume of this fractured zone. The carbonates display <1 to 5 meter thick layers that are offset by the main fault and three secondary faults (Figure 1c). On both sides of this main fault, a 5 m layer thick and highly fractured fault damage zone affects all the layers (for more details see Duboeuf et al. (2017)).

The main geological structures (identified at CERGE, Marseille) in the damaged fault are : (1) bedding planes oriented N110° to 135° with a dip angle between 20° and 35°SW (BP), (2) fractures oriented N10° to 30° and dipping 70° E or W (F1), and (3) fractures oriented N90° with a dip from 20° to 50°S (F2). Some fractures oriented N65° - 60°SE (F3), N150° - 70°SW (F4) and N0° - 45°E (F5) were also identified in the tested area. They respectively represent (BP) 25%, (F1) 36%, (F2) 25 %, (F3) 2.5%, (F4) 2.5% and (F5) 9% of the identified geological structures. The mineralogy discontinuity is composed by 99% of calcite.

Five 20-m long vertical cored holes were drilled in the damage zone from the gallery floor (Fig. 1b), to collect rock samples and to place sensors. Two wells (B2 and B3, Fig. 1c and 2), 20.85 m and 21.25 m deep respectively, were used to perform the fluid injections.

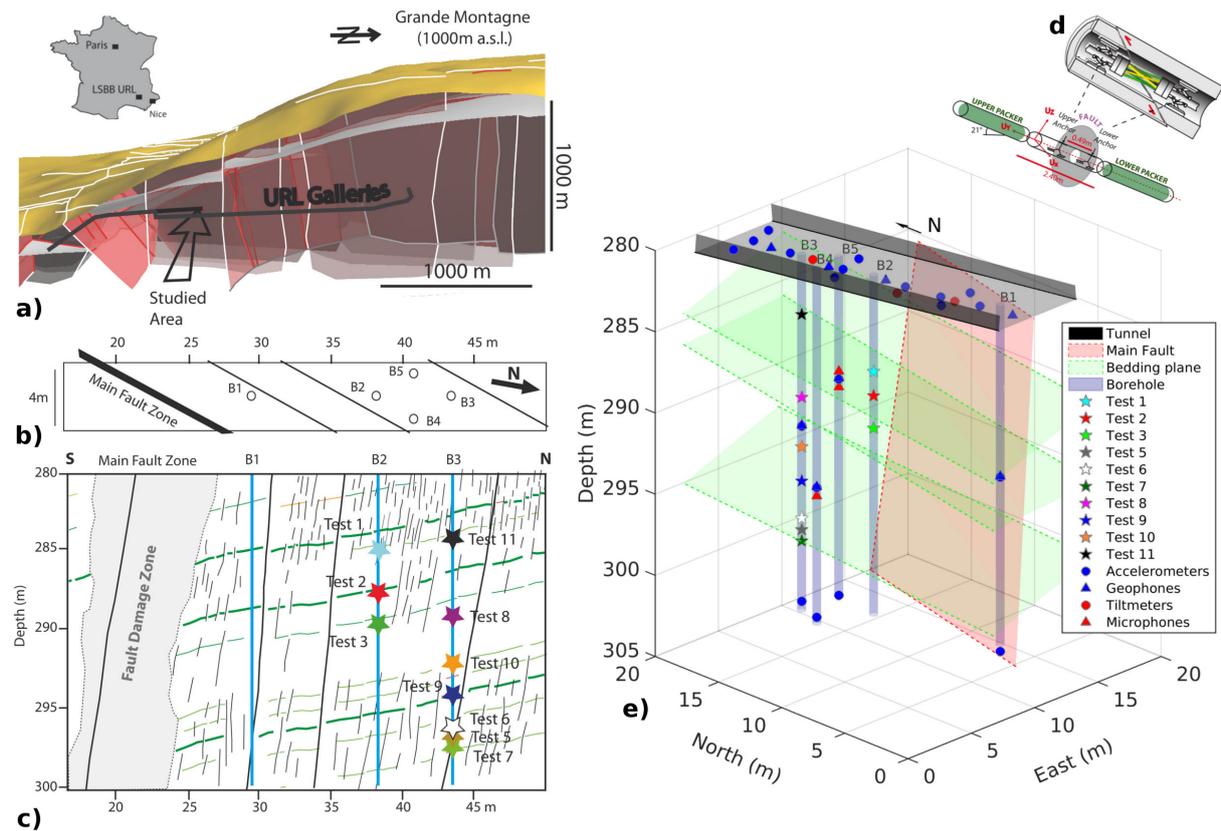


FIGURE 6.1 – The experimental site, adapted from Duboeuf et al. (2017). (a) Three-dimensional geological model of the LSBB and location of the gallery experiment, (b) Horizontal and (c) Vertical views of the gallery, (d) SIMFIP probe and (e) Instrumented fault zone, geological setting and monitoring instruments. The red plane represents the main fault while the green ones represent the main bedding planes. The floor of the gallery is indicated by the grey area and the 5 vertical boreholes by the blue cylinders. Seismic instruments are in blue, circles for accelerometers and triangles for geophones. Red triangles show the microphones and red circles the tiltmeters. Stars represent the injection test locations.

### 6.4.2 General experimental settings and Previous results from Duboeuf et al. (2017)

10 high pressure fluid injection tests (Figure 6.1c) were performed in different geological structures at several depths using a hydromechanical probe (SIMFIP, Guglielmi et al. (2013)). The probe allows the accurately measurements of pressure, flowrate and deformation (0.1 kPa and 0.1 °C, 3 μm) at the injection point. The seismic monitoring of the experiments relies on a dense network, composed of 24 accelerometers and 9 geophones, which covers a large frequency range (from 0.1 Hz to 20 kHz). The short distances between the sensors improves the network resolution as well as the sensor locations both on the gallery floor and in the borehole. Induced seismicity as well as strains, pressure and flowrate were continuously monitored during the injections (for details see Duboeuf et al. (2017)).

215 seismic events were recorded and characterized by a 0.5-to-4 KHz frequency content. 137 of them were located with 1.5 m accuracy between 1 and 12 m from the injections and presented a small magnitude (approximately -3.5). Plastic deformations were observed at the injection point for all tests whereas seismicity was only observed for some tests, with significant variability. Seismicity only occurred at the beginning of injections at high pressure (greater than 3 MPa) and few events were recorded after injection ended.

Comparing the seismic energy with the aseismic deformation showed that 96% of the deformation was aseismic. As seismic event locations did not always follow fluid diffusion law, Duboeuf et al. (2017) interpreted that an important part of the seismicity is driven by stress perturbation in response to aseismic failure. They finally concluded their study suggesting that fluid injections first drive an aseismic motion which then triggers the seismicity. Consequently, better understanding the aseismic role in the triggering and the location of the fluid-induced seismicity is a crucial point, developed in the following.

## 6.5 Methods

### 6.5.1 Computing the regional stress state

The state-of-stress in the gallery, hereafter called regional stress state, was computed by Guglielmi et al. (2015a) and refined using the new data from the present injection tests on pre-existing fractures, using the HTPF protocol (Haimson and Cornet, 2003). The numerical analysis of these data allows to determine the 6 components of the stress tensor. This method is valid whatever is the borehole orientation and the material properties (Haimson and Cornet, 2003). Injection tests, performed in a borehole, gives a evaluation of the normal stress supported by fracture planes with different known orientations. Then, an inversion of these results drives to the complete stress tensor. A minimum of 6 tests is required to obtain the total stress tensor but authors generally suggest to use at least 8 (Haimson and Cornet, 2003).

Here, the stress state is strongly influenced by the high fracture density of the experimental zone. After experiments, optical logs are performed. No induced fractures are noted which means that injections only re-activated pre-existing fractures. Moreover, pre-existing fractures are never completely closed which make harder the identification of shut-in pressure. In addition to the HTPF protocol, non-reversible displacements measured during the experiments (Duboeuf et al., 2017) are used. The reopening pressure and the slip vector on the reactivated planes are obtained from this non-reversible displacements. Then, the inversion is performed. This drives to the following stress state. The maximum principal stress  $\sigma_1 = 6 \pm 0.4$  MPa is sub-vertical and dips  $80^\circ\text{S} \pm 5$ ,  $\sigma_2 = 5 \pm 0.5$  MPa is sub-horizontal and oriented  $\text{N}20^\circ \pm 20^\circ$ , and  $\sigma_3 = 3 \pm 1$  MPa is sub-horizontal

and oriented  $N110^\circ \pm 20^\circ$  (Duboeuf et al., 2017).

## 6.5.2 Computing focal mechanisms using HASH software

### 6.5.2.1 Principal : HASH software : working and advantages

Focal mechanisms are generally determined using the P-wave first motion polarities for small event magnitudes (Reasenberg and Oppenheimer, 1985). A double-couple (DC) assumption (Hardebeck and Shearer, 2002) is here made, and will then be discussed. The HASH software is based on the inversion of the P-wave first motion polarities (Hardebeck and Shearer, 2002, 2003). It differs from other technics as it integrates errors on the observed polarities, on the event location (azimuth and take-off angle), and on the velocity model. It generates a set of several possible focal mechanisms using a grid-search on the focal sphere. The preferred focal mechanism is an average of the solution set. Focal mechanism solutions are defined by their azimuth, dip and rake (Figure 6.2).

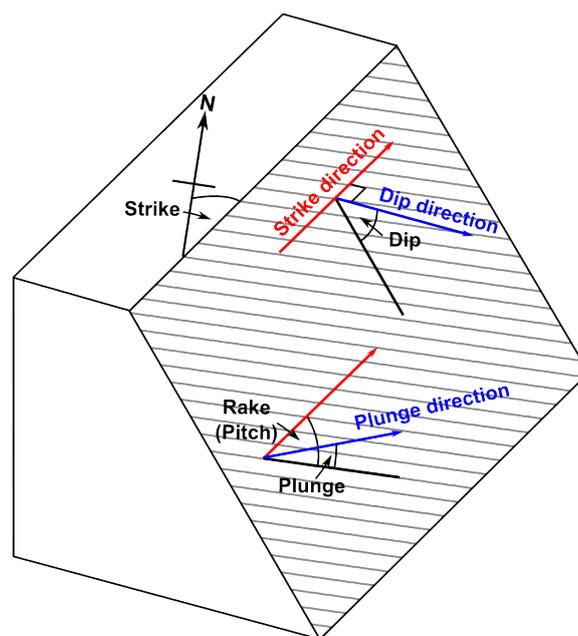


FIGURE 6.2 – Azimuth, Dip and Rake definitions on a fault plane.

When azimuth and take-off angles coverage on the focal sphere is not enough, the focal mechanism determination can be wrong. Consequently, HASH does not compute focal mechanism if the azimuth or take-off angles distribution is too small. Uncertainties on the nodal planes are estimated from the root mean square deviation between the preferred focal mechanism and the possible set of solutions.

The figure 6.3 presents focal mechanism with its polarities and corresponding waveforms for a  $M_w = -3.14$  seismic event. This event location is above the B12 and B52 accelerometers. Consequently, P-wave first motion polarities are reversed on these two

accelerometers. Then, the seismic wave arrives more or less at the horizontal to the B32 sensor. So, P-wave first motion polarities cannot be determined for this sensor. The focal mechanism solution proposed by HASH software is consistent with the manually determined one, using the P-wave first motion polarities.

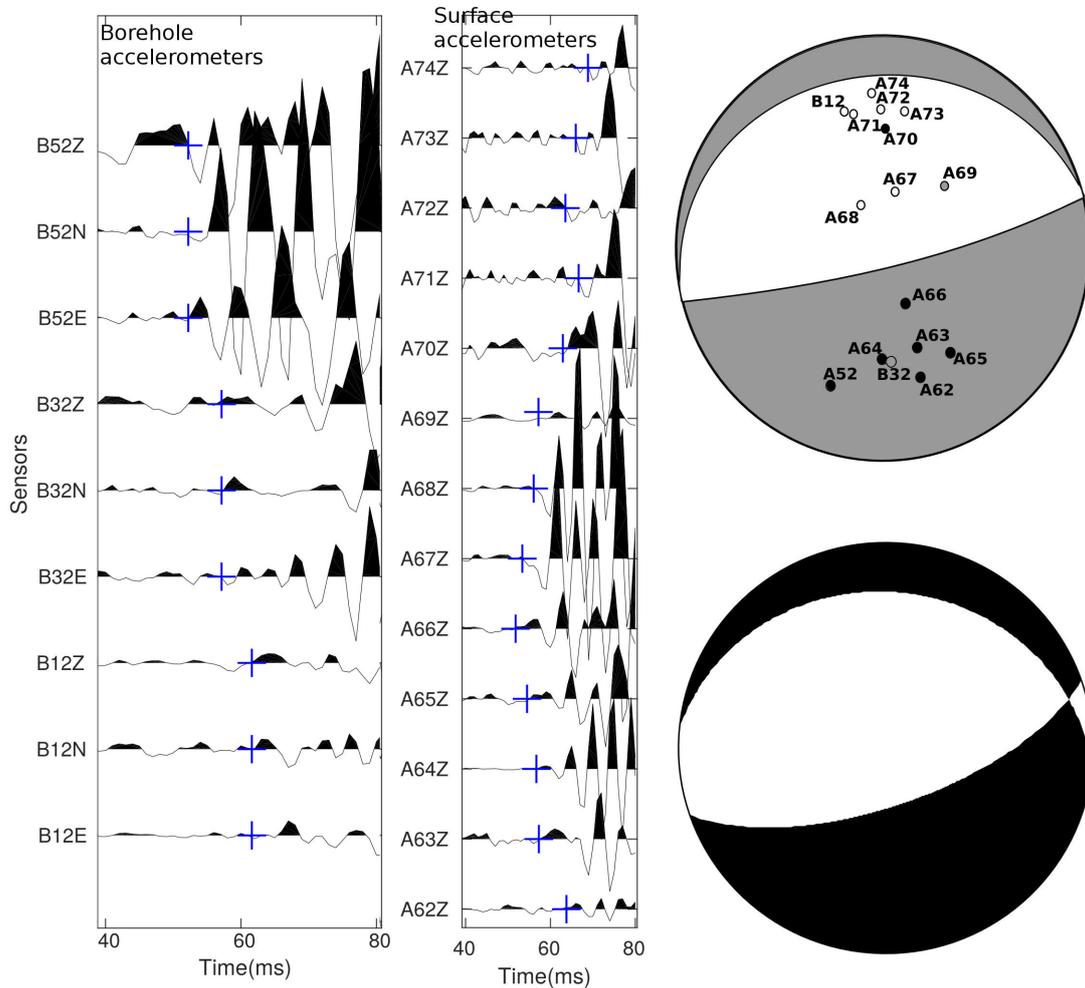


FIGURE 6.3 – Robutness of focal mechanism solutions.

Grey focal mechanisms are manually determined using a stereonet whereas the black one is computed by HASH. Black dots are positive polarities while whites ones are negative polarities. Grey dots indicate underdetermined polarities. Polarities are reversed for B12 and B52 accelerometer and undetermined for B12.

### 6.5.2.2 Double-couple (DC) assumption

Earthquakes triggered by fluid injections are known to have a non double-couple component in their focal mechanisms (Julian et al., 1998; Rutledge et al., 2004). Nevertheless, this component is here neglected and a DC mechanism is assumed.

First, DC assumption requires the inversion of 3 free parameters while full moment tensor inversion needs 6 parameters. Considering the azimuth coverage, the low-noise ratio, a full moment tensor inversion might be an under-determined problem (Julian et al., 1998).

Indeed, the sensitivity tests on DC highlights that a minimum of 8 polarities correctly constrained the solution. Such condition is reached with azimuthal and take-off angle gap smaller than  $180^\circ$  and  $60^\circ$ , respectively. Consequently, the focal sphere coverage is not sufficient to make a volumetric inversion.

Second, event location was performed using a homogeneous velocity model. This assumption (Kravanja et al., 1999; Šílený and Vavryčuk, 2000) as well as location errors (Kuge and Lay, 1994) might induce spurious non DC mechanisms when DC hypothesis is not imposed (Šílený and Milev, 2008). On the other hand, DC component has been known to be stable even if a small volumetric component is neglected.

Third, previous studies (Fehler, 1989; Sasaki and Kaieda, 2002; House and Flores, 2002; Cuenot et al., 2006) have used P-wave first motion polarity inversion to compute fluid-induced-earthquake focal mechanisms. Solutions are consistent with a DC rupture model. Moreover, non DC component is generally a weak percentage of the rupture mechanism. This means that the mechanism essentially consists in a shear rupture associated with a small opening part (Godano, 2009). Consequently, the DC mechanism assumption is consistent even if a non DC component might be possible (Šílený and Milev, 2008).

### 6.5.3 Computing stress state using focal mechanisms

The stress state was determined from the earthquake focal mechanisms using a Matlab package called MSATSI (Hardebeck and Michael, 2006; Lund and Townend, 2007; Martinez-Garzón et al., 2014), based on the Formal Stress Inversion (FSI) method. This method assumes that the stress field is homogeneous within the considered volume of rocks. The stress field computation is a non-linear inverse problem which can be solved by a linearized least-square method (Martinez-Garzón et al., 2014). Uncertainties on the stress axe orientations are estimated using a bootstrap resampling method.

The focal mechanisms are gathered in subarea which correspond to grid points. This Matlab software offers 4 different ways to compute the stress state over a number of dimensions (0D to 4D). Here, the 0D - which consists in a single FSI in one grid point, i.e. all the focal mechanisms are gathered on this point without considering time changes - and the 2D - FSI in 2 dimensions - are used. Two different stress states were computed using this method.

## 6.6 Results

### 6.6.1 Fractures orientation relatively to the regional stress state

Considering the Mohr-Coulomb failure criteria (Sibson, 1985; Scholz, 2002) a fault reactivation depends on the orientation of the fault plane with respect to the principal

stress axis and the pore pressure in the fault zone. Sibson (1985) proposed a 2-D analysis and the following ratio (equation 6.1) to estimate the fault reactivation conditions :

$$R = \frac{\sigma'_1}{\sigma'_3} = \frac{\sigma_1 - p_f}{\sigma_3 - p_f} = \frac{1 + \mu_s \cot(\theta_R)}{1 - \mu_s \tan(\theta_R)}, \quad (6.1)$$

where  $p_f$  is the pore pressure,  $\mu_s$  the friction coefficient (here, 0.75) and  $\theta_R$  the angle between the fault plane and  $\sigma_1$  axis. The orientation of the main family fractures is compared with the regional stress state (Guglielmi et al., 2015a). Therefore, the fluid pressure is neglected.  $\sigma_2$  has to be in the fault plane to perform this analysis. Consequently, F3 and F4 are not optimally oriented relatively to the regional stress state. Then, considering the errors on the principal stress axis,  $\sigma_2$  is almost in the fault plane for BP, F1, F2 and F5 families. Their  $\theta_R$  angles are respectively of about  $62^\circ$ ,  $20^\circ$ ,  $55^\circ$  and  $45^\circ$ . This drives to a R ratio of -3.16, 4.2, -1.5 and 7 for BP, F1, F2 and F5 respectively. So, BP and F2 are misoriented to slip in the regional stress state contrary to F1 and F5 fractures, which are the structures with the best orientation in the regional stress field. However, the R ratio determined from the regional stress state is equal to 2, which is far below the F1 and F5 ratio. Consequently, additional stress changes are required to reach failures. Moreover, as  $\sigma_1$  is subvertical and F1 fractures are dipping  $70^\circ\text{E}$ , F1 structures are well-oriented to be reactivated with a normal motion (Sibson, 1985; Scholz, 2002).

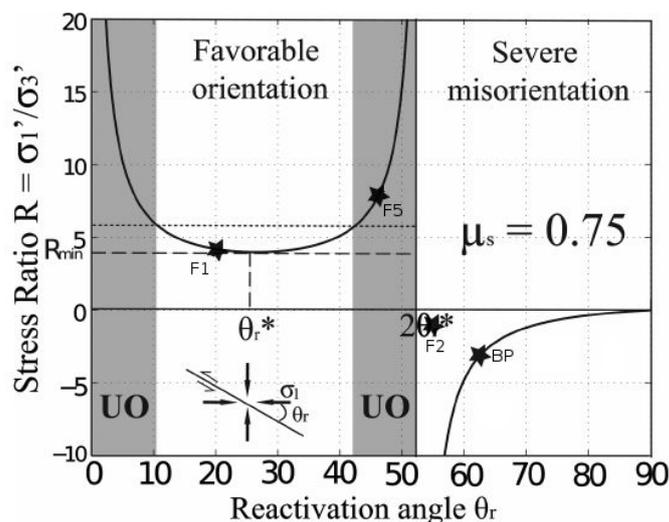


FIGURE 6.4 – Variation of the ratio R versus the  $\theta_R$  the angle between R and  $\sigma_1$  axis, adapted from Leclère et al. (2012). Friction coefficient is fixed to 0.75, the grey areas show where the fault is unfavorably oriented (UO) to slip. Star represents BP, F1, F2 and F5 for their respective ratio R and angle  $\theta_R$ .

## 6.6.2 Focal mechanisms compared to the known geological structures

59 focal mechanisms were computed, i.e. 43% of the total number of located events, for events whose magnitude is between -3.14 and -4.0. Uncertainties on the nodal plane vary from 36 to 60°, with a mean value of 46.13° and a standard deviation of 5°.

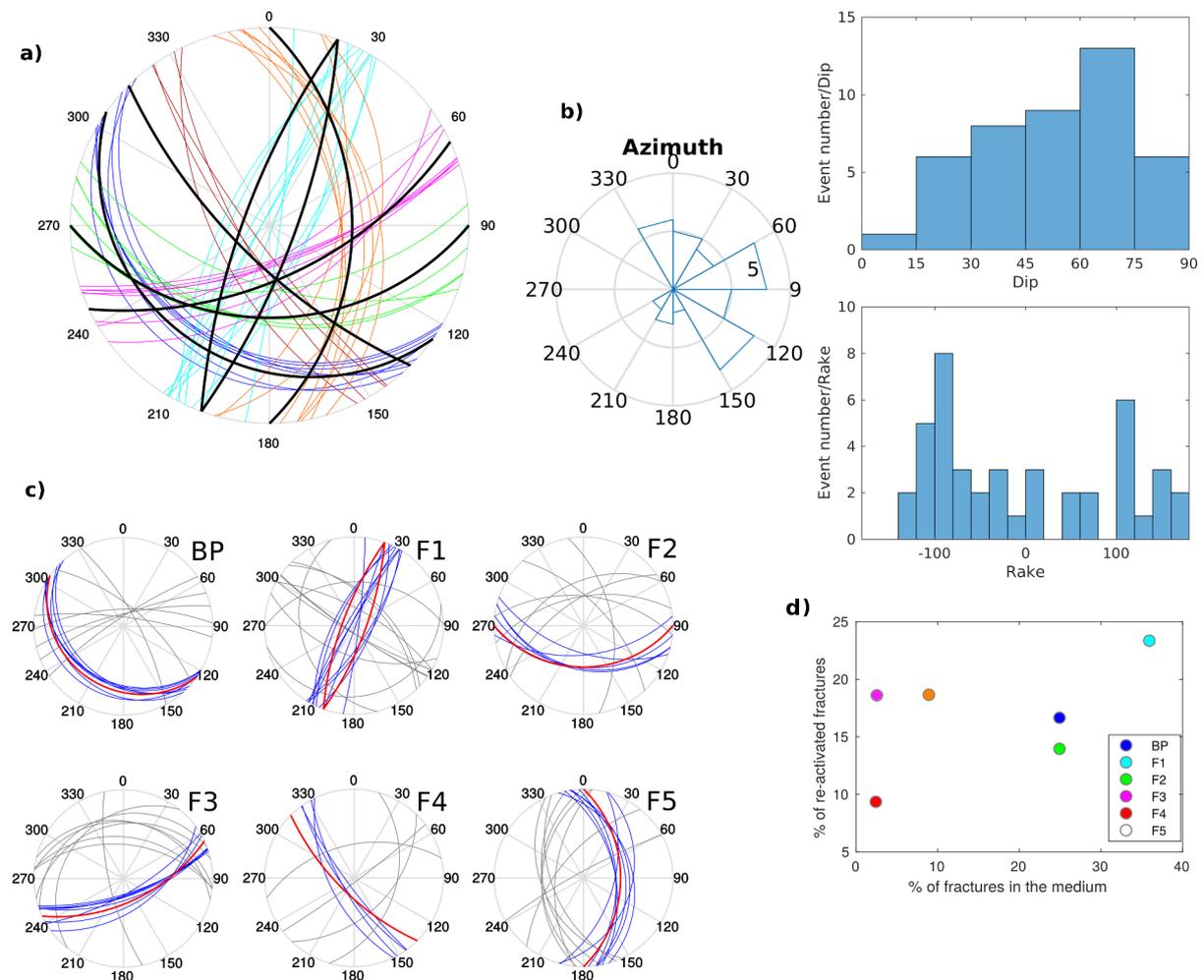


FIGURE 6.5 – Focal mechanisms and azimuth, dip and rake angles distribution

The figure (a) presents a stereonet with the known geology (dark lines) in the gallery and the selected nodal planes (blue for Bedding Planes N110 to 135° with a dip between 20 and 35°SW (BP), cyan for fractures oriented N10 to 30 - 70° E or W (F1), green for fractures N90° - 20 to 50°S (F2), pink for fractures N65° - 60°SE (F3), red for fracture N150° - 70°SW (F4) and orange for N0° - 45°E (F5). (b) is the azimuth, dip and rake repartition of the nodal planes, (c) shows stereonets for each geological family (red line) with fault planes (blue) and the second nodal planes (grey). And (d) is a comparison between the number of fractures (%) and the number of re-activated fractures (%).

The azimuthal distribution of the focal mechanisms (Figure 6.5b) highlights four different ranges of azimuths which can be associated with those of the known geological structures : N0 to N30° (F1 and F5), N60 to N90° (F3), N120 to N150° (BP and F4)

and finally N330 to N360° (F1). In the same way, the dip distribution shows two ranges for dip angles : 150 to 60° (BP, F2, F3 and F5) and 60 to 75° (F1, F3 and F5). The known geological structures in the damaged zones present these dip ranges. The rake range underlines that most of seismic events have a normal mechanism. F1 structures are well-oriented to be re-activated with a normal motion and they represent 36% of the total amount of known geological structures. This can explain why most re-activated fractures have a normal mechanism.

Principal geological structures are presented on the stereonet (Figure 6.5a) with the focal mechanism fault planes. They are selected using the known geology. With a variation of 20° for the azimuth and 15° for the dip, 43 (i.e. 71%) nodal planes of focal mechanisms can be linked to one of the known geological families, as following (Table 6.1 : BP : 7 (i.e. 16.6%), F1 : 10 (i.e. 23.3%), F2 : 6 (i.e. 13.9%), F3 : 8 (i.e. 18.6%), F4 : 4 (i.e. 9.3%), F5 : 8 (i.e. 18.6%). The second nodal plane is represented for each fracture family with the corresponding geological structure and fault plane (Figure 6.5c). All known geological structures have been re-activated during the experiment, even mis-oriented structures (F3 and F4). Consequently, the stress state has to be modified to allow geological slipping. Then, the number of fractures from each family in the geological medium is compared to the number of re-activated fractures (Figure 6.5d). The greater the number of fractures is, the more important the number of re-activated fractures is, as shows the F1 family. F5 is well-oriented relatively to the regional stress state which might explain the number of re-activated fractures as well as F1 family. Nevertheless, the number of re-activated fractures is greater than the number of fractures in the medium for F3, F4 and F5 families (Table 6.1). This suggests that several events occur on the same structure. Fracture re-activation might be explained either by pore pressure (Sibson, 1985; Leclère et al., 2012), friction (Collettini and Barchi, 2002) or local stress state changes. These hypothesis will be later discussed.

### 6.6.3 Stress state

#### 6.6.3.1 Focal mechanism inversions determined different stress states

The stress state in the experimental area is determined from focal mechanism inversion. Assuming an homogeneous stress field, the first focal mechanism inversion is done at a single point (Figure 6.6a). The maximum stress  $\sigma_1$  is subvertical and dips 80°E. However, it could be more horizontal with azimuth in the East-West direction. The intermediate stress  $\sigma_2$  is subhorizontal and oriented N270°  $\pm$  45°. In opposition to  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$ , the minimum stress  $\sigma_3$  is well constrained. It also sub-horizontal and oriented North-South.. As  $\sigma_1$  and  $\sigma_2$  have a large uncertainty range, the solution is poorly constrained. It might be explained by a non-homogeneous stress field in the experimental site.

Considering this hypothesis, the stress field was computed in 2 dimensions, with a

|                                    | <b>BP</b> | <b>F1</b> | <b>F2</b> | <b>F3</b> | <b>F4</b> | <b>F5</b> | <b>Total</b> |
|------------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|--------------|
| <b>Fractures in the medium(Nb)</b> | 11        | 16        | 11        | 2         | 2         | 8         | 50           |
| <b>Fractures in the medium %</b>   | 25        | 36        | 25        | 2.5       | 2.5       | 9         | 100          |
| <b>Re-activated Fractures (Nb)</b> | 7         | 10        | 6         | 8         | 4         | 8         | 44           |
| <b>Re-activated Fractures %</b>    | 16.6      | 23.3      | 13.9      | 18.6      | 9.3       | 18.6      | 100          |

TABLE 6.1 – Comparison between the number of fractures in the medium and the number of re-activated fractures.

variable grid step according to the North and Vertical directions (Figure 6.6b). Events are projected onto a vertical plane as they are little scattered in the East direction. They are then gathered on points located at 2, 6, 10, and 14 m depth and on B2 and B3 bore-hole Northward, according to their closest location. Two clear different stress states can be identified in depth : one at surface (between the gallery ground and 6 m depth) and the second at 14 m depth. First, stress state at surface is characterized by a sub-vertical  $\sigma_1$  which dips  $80^\circ$ W or E ( $\pm 10^\circ$  to  $30^\circ$  according to the depth).  $\sigma_3$  is subhorizontal and oriented  $N170^\circ$  to  $N200^\circ$ ; and  $\sigma_2$  is also subhorizontal and oriented between  $N260^\circ$  and  $N280^\circ$  dipping  $\pm 20^\circ$ W. The second stress state is determined at (B3 position Northward, 14m vertically) and is well-constrained.  $\sigma_1$  is oriented  $N135^\circ \pm 20^\circ$  and dips  $40^\circ \pm 10^\circ$ SW.  $\sigma_2$  is sub-horizontal  $N240^\circ \pm 40^\circ$  and  $\sigma_3$  is  $N300^\circ \pm 10^\circ$  and dips  $80^\circ \pm 5^\circ$ NW.

The stress state appears not to be homogeneous into the experimental site and mainly changes with the depth. This is a progressive change as an intermediated poorly constrained stress-of-state appears at (B2 position Northward, -10m) with  $\sigma_1$  is  $N135^\circ \pm 20^\circ - 40^\circ \pm 10^\circ$ ,  $\sigma_2$  is sub-horizontal  $N240^\circ \pm 40^\circ$  and  $\sigma_3$  is  $N300^\circ \pm 10^\circ - 80^\circ \pm 5^\circ$ .

A last stress field computation was performed at a single point for the Tests 2, 3, 9 and 11 at respectively 7.5 m, 9.5 m, 14 m and 3.75 m depth. At least 6 focal mechanisms are used to perform each inversion (Figure 6.6c). Stress states previously determined using a 2 dimension inversion are founded again : the first one is obtained for the shallowest tests (Tests 2 and 11) ; while the second is found deeper, for Test 9. The stress state determined for the Test 3 at 9.5 m is not constrained as earthquake locations vary between -6 and -15 m.

The two ways of stress state computation drive to a similar result : the stress state is

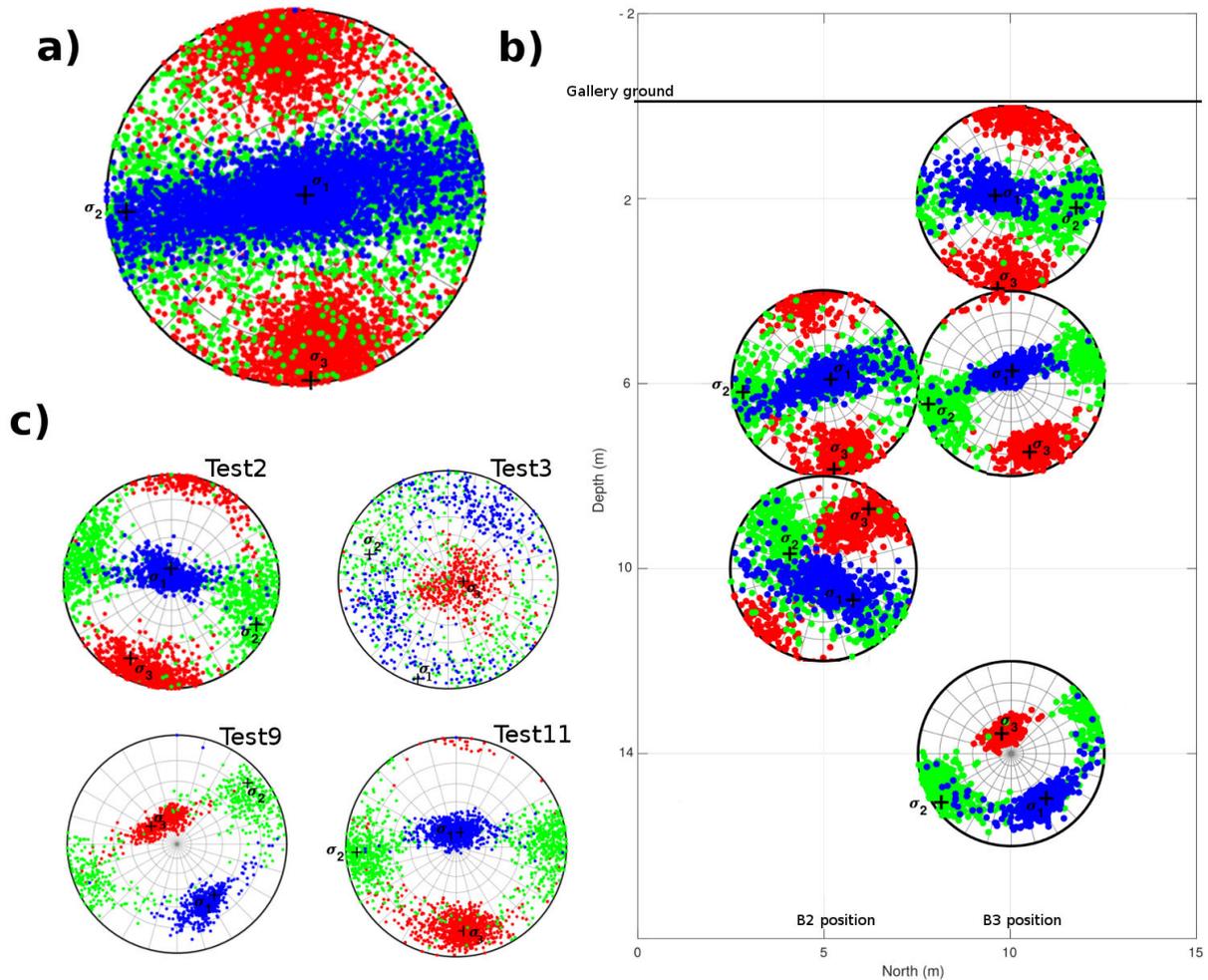


FIGURE 6.6 – Stress state determination in the experimental area

Stress field determined (a) using all focal mechanisms in the same inversion ; (b) in 2 dimensions, with focal mechanisms gathered by (North,Depth) location ; (c) gathered on the injection point, by test. The principal stress are indicated by a specific color : blue for  $\sigma_1$ , green for  $\sigma_2$  and red for  $\sigma_3$ . Each point come from the bootstrap resampling used to determine the uncertainty range.

not homogeneous in the experimental site, which is not really surprising considering the high heterogeneities of the medium. Moreover, the stress state changes with depth when experiments are performed. Moreover, it is different from the regional stress state.

### 6.6.3.2 Tunnel, geology, fluid injections, or aseismic motion influence the stress state rotation ?

Whatever the determined stress states in the gallery are, they are different from the one computed by Guglielmi et al. (2015a). Here,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$  stress are inverted for the Tests 2 and 11 ; and  $\sigma_3$  and  $\sigma_1$  are inverted for the Test 9 compared to the regional stress state. The stress state inversion is performed with only focal mechanisms recording during fluid injections. This computed stress fields is representative of the stress perturbation due to

the injections and is only valid during the experiments. Consequently, the stress state obtained from focal mechanism inversion should be a perturbed stress state. Guglielmi et al. (2015a) determined the static stress state. As the two stress states are not the same measure, this explains why they are different. What influence can explain this perturbed stress field ?

As experiments are performed close to a gallery, the tunnel might influence the stress state. In fact, tunnels are known to induce a local rotation of the stress state over a distance of several meters from the cavity (Shen and Barton, 1997; Kaiser et al., 2001; Eberhardt, 2001). As the regional stress state consists in a sub-vertical principal stress  $\sigma_1$  and a sub-horizontal  $\sigma_3$ , the tunnel influence should result in a sub-vertical  $\sigma_3$  and a sub-horizontal  $\sigma_1$  near the gallery ground. However, the computed stress state highlights sub-horizontal  $\sigma_3$  and sub-vertical  $\sigma_1$ . The cavity presence cannot well explain the stress state changes in depth.

Moreover, fluid injections are realized in the damaged zone of a normal fault. Fault structures in this damage fault zone could likely drive to a rotation of the stress direction as observed by Faulkner et al. (2006). The stress field distribution is more complex at a very local scale than a homogeneous field. The heterogeneities of mechanical properties which across the fault zone may modify it. Consequently, the geological differences at a local scale may also explain the stress state rotation compared to the regional stress state as well as stress state rotation with depth. In-situ measurements, made by Martin and Chandler (1993) at the Underground Research Laboratory in Canada, have shown stress state rotation up to  $90^\circ$  can occur across geological structures. Test 9 was performed in a complex geological medium as it was on a  $145^\circ$ - $26^\circ$ SW bedding plane. This plane separates two very different geological medium. Above this bedding plane, medium is an unfractured grainstone with a strong porosity of 12 to 16%; whereas medium is a low porosity (3%) but highly-fractured packstone under this bedding plane. Focal mechanisms used to compute the stress state are on, above and under this plane; which can explain the rotation of the stress-state (Martin and Chandler, 1993).

Tests 2 and 11 are characterized by carbonate layers with a low porosity (smaller than 3%), mostly grainstone sort (Duboeuf et al., 2017).  $N135^\circ$ - $25^\circ$ SW bedding planes and  $N10^\circ$ - $70^\circ$ SW fractures affected limestone rocks for both tests with some  $N90^\circ$ - $45^\circ$ W fractures for the Test 11. Consequently geology for the Tests 2 and 11 is similar; which might explain why their stress state are identical.

Finally Test 3 is a porous (10 to 20%) grainstone, containing  $N0$  to  $N60^\circ$  fractures. The stress state rotation comparing to Tests 2 and 11 might be due to both in porosity and geological structure differences. Consequently, heterogeneities have a strong influence on the stress state and might explain the depth change.

However, at a greater scale, a stress state change with depth is also observed in injection fluid area (Valley and Evans, 2007; Martínez-Garzón et al., 2013; Altmann et al., 2014;

Jeanne et al., 2015a; Kim and Hosseini, 2017) like at Soultz-Sous-Forêts (Valley and Evans, 2007; Schoenball et al., 2014) geothermal field. Martínez-Garzón et al. (2013) studied the stress state evolution in the Geysers geothermal field. The principal stress  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  changes are strongly correlated with the flowrate. So they suggest that fluid injections disrupt the stress state field. This is corroborated by Jeanne et al. (2015a) who studied through a 3D thermohydro-mechanical numerical model the stress tensor evolution, in the Geysers reservoir (USA). Moreover, Altmann et al. (2014) who studied the influence of pore pressure changes on the 3D stress tensor component. They suggest that pore pressure modification can change the tectonic stress regime and lead to a different fracture orientation. Consequently, a local change in the stress field could be induced by fluid injections which modified the pore pressure in the medium. This stress field changes might also change the fracture orientations and re-activated fractures that are mis-oriented in the regional stress state.

Moreover, fluid injections trigger a strong aseismic deformation (Duboeuf et al., 2017), which then induce stress perturbation. Consequently, the Coulomb failure stress ( $\Delta\sigma_c$ , defined in equation 6.2) might be modified and could rotate the stress field.

$$\Delta\sigma_c = \Delta\tau - \mu(\Delta\sigma_n - \Delta P), \quad (6.2)$$

where,  $\Delta\tau$  is the shear stress change on a fault,  $\Delta\sigma_n$  is the normal stress change and  $\Delta P$  is the pore pressure change. The study of the 1992 Mw=7.3 Landers aftershocks shows that a positive Coulomb failure stress is spatially and temporally associated with aftershocks location (Stein et al., 1992). Moreover, seismic waves due to a mainshock can induce transient Coulomb stress changes (Stein, 1999). As previous studies at the meter and reservoir scales showed that seismic events are induced by the aseismic motion (Guglielmi et al., 2015a; Wei et al., 2015; De Barros et al., 2016; Duboeuf et al., 2017), it could be possible that a transient Coulomb stress change might be a response to the aseismic motion. Consequently, the stress rotation could be an indirect effect of fluid injections. This has been suggested in Soultz-Sous-Forêts geothermal field, when fluid injections were performed in 2000, in GPK2 borehole. Indeed, Schoenball et al. (2014) proposes that the observed stress state change is due the strong aseismic motion mentioned by Calò et al. (2011).

Here, we proposed that fluid injections trigger the aseismic motion which then induce stress perturbation. This one will rotate the stress state which leads to different fracture orientations. This can explain why mis-oriented fractures are re-activated during this experiment. Seismicity is then observed.

### 6.6.4 Seismic and hydromechanical parameters

Seismic and injection parameters are studied in relation to hydro-mechanical parameters (Figure 6.7) for each injection tests.

The cumulated seismic moment is presented versus (a) maximum injected pressure, (b) maximum injected flow rate, (c) "maximum pressure (bar) and maximum flow rate ( $L \cdot min^{-1}$ ) ratio", (d) permeability (determined from hydraulic pulses and numerical analysis by Jeanne et al. (2013)), (f) duration of injection tests, (g) injected volume, (h) shear displacement, and (i) normal displacement (Figure 6.7).

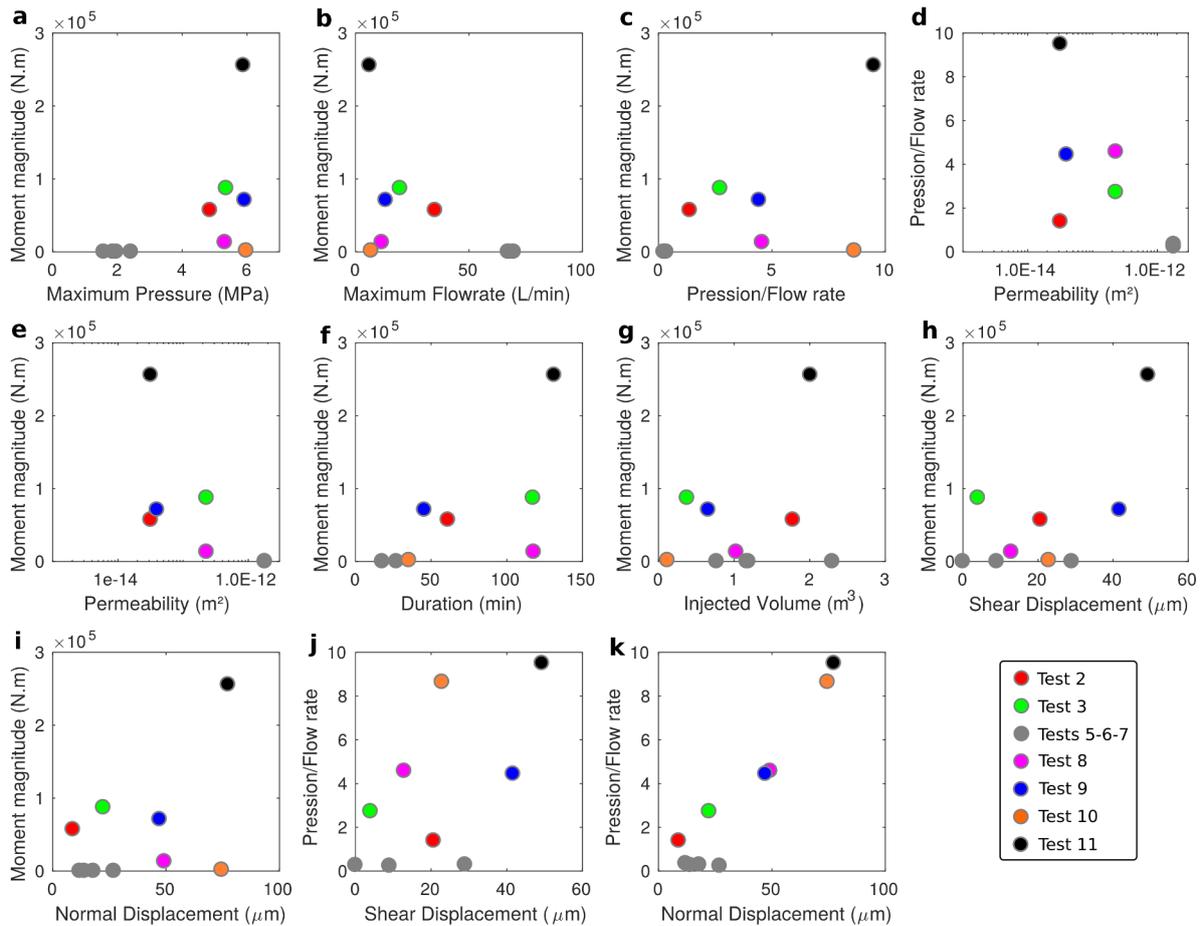


FIGURE 6.7 – Cumulated seismic moment and pressure/flowrate ratio evolution in function of different parameters.

Cumulated seismic moment evolution versus (a) injected pressure, (b) injected flowrate, (c)  $\frac{P_{max}}{Q_{max}}$ , (e) permeability, (f) time, (g) injected volume, (h) shear displacement, and (i) normal displacement; and  $\frac{P_{max}}{Q_{max}}$  ratio evolution versus (d) permeability, (j) shear displacement and (k) normal displacement. Each color represents a Test : the red , green, pink, blue, orange and dark dots for Tests 2, 3, 8, 9, 10 and 11 which are affected by seismic events and gray for Tests 1, 5, 6, and 7 which do not present seismicity.

Seismicity is only observed during an injection test when the maximum injected pressure (Figure 6.7a) is greater than 4 MPa, whatever the cumulated seismic moment value, which suggests a threshold effect. Similar observations are made at the same scale in shale

(De Barros et al., 2016) and cristaline rocks (Zang et al., 2017; Jalali et al., 2017) as well as in oil and gas (Ellsworth, 2013; Keranen et al., 2014) and geothermal field (Kwiatek et al., 2014; Zang et al., 2014), where seismicity only occurred above a pressure threshold. A minimum pressure value has to be reached to trigger seismicity.

Seismic events only happen for low maximum flowrates (smaller than 40 L.min<sup>-1</sup>, Figure 6.7b). Non-seismic tests are indeed characterized both by small maximum pressure and high flowrate, contrary to seismic tests which are characterized by high pressure and small flowrate (Figure 6.7c). A high flowrate means that the injected fluid directly percolates through the fracture network. Tested intervals with the strongest permeability are characterized by a small maximum pressure and a maximal flowrate ratio, hereafter noted  $\frac{P_{max}}{Q_{max}}$  (Figure 6.7d) and by a lack of seismicity (Figure 6.7e). Fluids fastly diffuse across geological discontinuities and cannot pressurize enough the medium. The lack of seismicity observed during Tests 1, 5, 6, and 7 could be explain by the flowrate. Despte the high flowrate value (70 L/min), it is too small to pressurize the considered rock volume. A direct link between the cumulated seismic moment and the injected volume (Figure 6.7g) is not obvious. This discrepancy with the McGarr (2014) law has been discussed in Duboeuf et al. (2017). Surprisingly, there is not a clear relationship between the shear displacement (Figure 6.7h) at the injection point and the cumulated seismic moment. Identically, a direct relation with the normal displacements does not appear (Figure 6.7i).

$\frac{P_{max}}{Q_{max}}$  ratio is represented versus the (j) shear and (k) normal displacements. A quasi-linear relation between the normal displacement and the  $\frac{P_{max}}{Q_{max}}$  ratio can be established. The greater the injected pressure and the lower flow rate are, the more important the normal displacement is. This can be explained by the injected fluid which will open the fractures to diffuse inside the geological discontinuity network.

Then, a large scatter can be found between the maximum pressure flowrate ratio and the shear displacement (Figure 6.7j). Tests 3, 8 and 10 have a smaller shear displacement than Tests 2, 9 and 11 for the same  $\frac{P_{max}}{Q_{max}}$  ratio. F1 family is the predominant fracture in Tests 3 and 8 (at the injection point) as BP, F1, and F2 and are the main geological structures for Tests 2, 9 and 11. Only F1 is well-oriented to be re-activated by the regional stress state. Consequently, differences between the Tests 3, 8 and 10 and Tests 2, 9 and 11 cannot be explained by fracture orientation.

## 6.7 Scenarii and Discussion

Previous results (Duboeuf et al., 2017) show two different seismic behaviours on tests 2 and 9. That is why, the following part will focus on two representative tests (2 and 9) to discuss the control mechanisms of induced seismicity. In order to facilitate the understanding of the mechanical and seismic data interpretation and be not confused by "normal focal mechanisms" and "fracture normal displacement", we will use "fracture

opening" to mean a "fracture normal displacement".

## 6.7.1 Test 2

### 6.7.1.1 Detailed geological, seismic, hydrological and mechanical data

Test 2 was performed in the injection borehole B2 (Figure 6.1) between 6.15 and 8.63m of depth (Figure 6.8a.). The 3D extensometer (SIMFIP, Guglielmi et al. (2013)) was centered at 7.5 m of depth in a low ( $< 3\%$ ) porosity grain stone medium. Bedding planes N135°-25°SW (BP), fractures N170°-60°SW (F1) and N60-80°SE (F3) are located in the tested interval (Figures 6.8a, b and f).

North versus East displacements (Figure 6.8b), injection flowrate versus pressure (Figure 6.8c) and mechanical displacements measured along the N170°-60°SW re-activated fracture (Figure 6.8d), as well as seismicity (Figure 6.8g), are presented for the first pressure step-rate test (hereafter SRT). This SRT can be divided in four major steps, delimited by points A to D (Figures 6.8b, c, d and g).

First, under a pressure of 3.6 MPa (A-B), a linear relationship is observed between increase pressure and flowrate (Figure 6.8c) whereas all mechanical displacements underline a general linear trend versus pressure (Figure 6.8d). Moreover, North-East displacement initiates along a N130° trend (Figure 6.8b). This is interpreted as the poro-elastic response of the borehole and the activated fracture. Then, once pressure reaches 3.6 MPa (B-C), North-East displacement deviates abruptly to a N60° trend (Figure 6.8b). Moreover, all mechanical displacements (Figure 6.8d) leave the linearity. This deviation is clearly visible for the "along dip" displacement. Therefore, an aseismic strike-slip motion is observed on the re-activated N170°-60°SW, with a "fracture opening". Consequently, the mechanical rupture is reached to a 3.6 MPa pressure and movements which occur above this pressure threshold are interpreted as non reversible fracture displacements. Between C and D points, pressure is greater than 4.6 MPa. North-East displacement (Figure 6.8b) follows a similar trend than during the borehole poro-elastic response. An abruptly and fast movement is seen in all mechanical displacements (Figure 6.8d). Moreover, the first seismic event is observed at the S point (Figure 6.8g). Consequently, a plastic displacement occurs at C point, i.e. when pressure is greater than 4.6 MPa. Finally, fluid injection is stopped (after D) and pressure returns to 0. Nevertheless, normal and "along dip" displacements both show residual displacements at the injection end, when pressure value returns to 0 MPa contrary to the "along strike" displacement. This suggests an irreversible deformation occurred.

In summary, a borehole poro-elastic response is observed for pressure lower than 3.6 MPa (A-B). Then, the mechanical rupture is reached once pressure excesses 3.6 MPa (B point). A "fracture opening" with shear displacement occurs when pressure is between 3.6 MPa and 4.6 MPa (B-C). Once the pressure reached 4.6 MPa, seismicity occurs as well as

plastic displacement (C-D). Afterwards, pressure returns to 0 and residual displacements are observed.

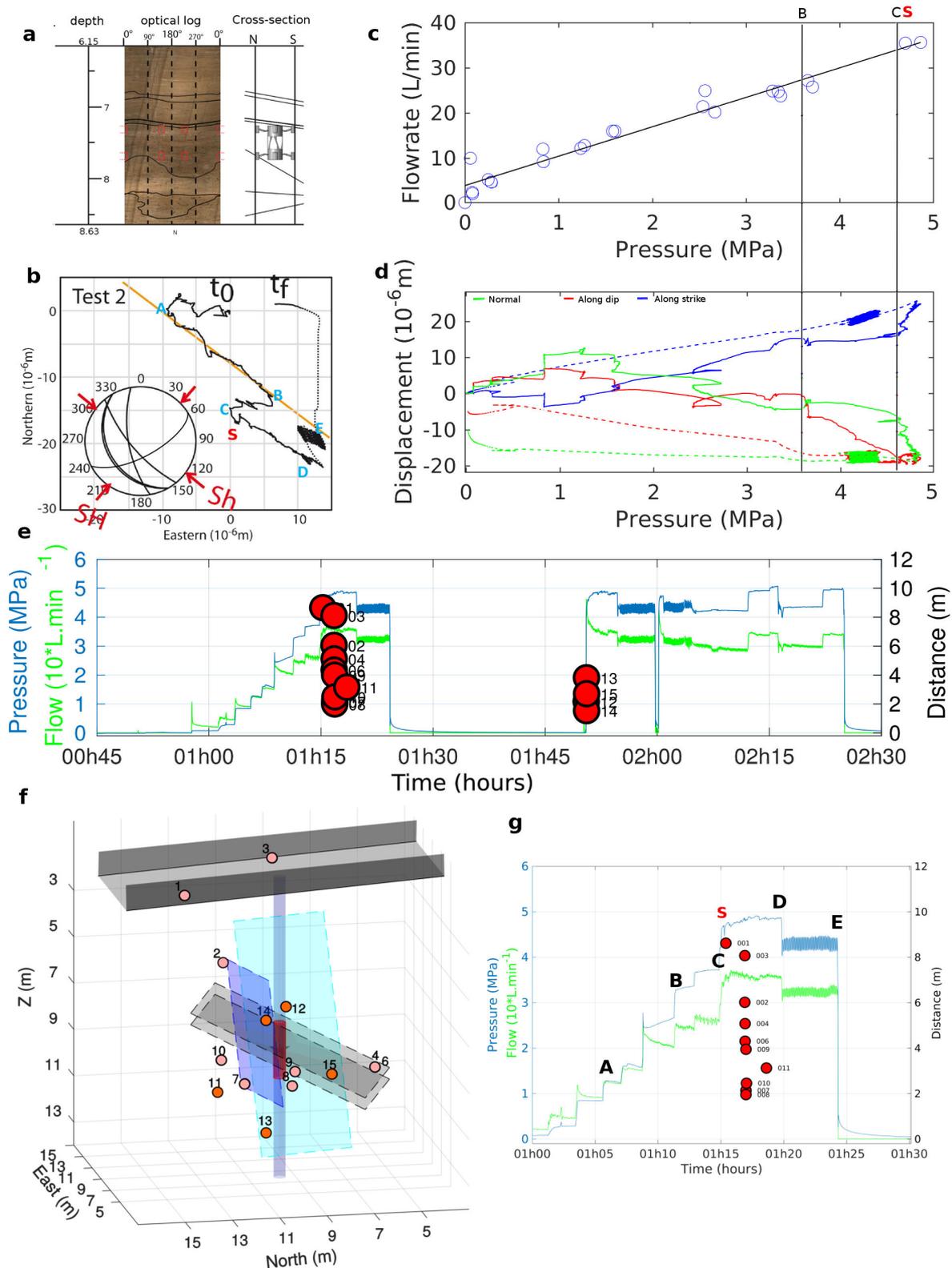


FIGURE 6.8 – Test 2 : Hydro-Geo-Mechanical and Seismic data.

(a) Optical log of the tested geological interval and cross section with the 3D extensometer location; (b) Borehole wall displacement where  $t_0$  is the injection start and  $t_f$  is the injection

end, continuous line figures the step-up pressure and discontinuous line the step-down pressures ; sh and sH are respectively the intermediate and minimal principal stress  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$ . (c) Injected flowrate versus pressure (d) Mechanical displacements versus pressure, (e) Pressure (blue curve), flowrate (green curve), seismic event distances to the injection chamber (red dots) in fonction of time ; (g) zoom-in on first pressure SRT ; (f) 3-D earthquake (dots) and geological structure locations :BP (dark planes), F1 (blue plane) and F3 (cyan plane), cylinder is the injection chamber and red star is the injection point.

Figures 6.8e and f present the spatio-temporal distribution of the seismicity and figure 6.8g is a zoom-in of the first pressure SRT. Figure 6.8e shows pressure, flowrate and seismicity occurrence as a function of time. Distance between located seismic events and the injection chamber is also represented. Earthquakes only occurred at the beginning of each stage, for pressure greater than 4.6 MPa between 1 and 12 m from the injection chamber. Seismicity is observed after C point (Figure 6.8g). Consequently, seismicity happened after 5min after the beginning of the mechanical rupture (starting at B point). Moreover, seismic event are clustered in time (Figures 6.8e,g) but not in space (Figure 6.8f).

### 6.7.1.2 Focal mechanisms

6 focal mechanisms were determined (Figure 6.9) for this test interval and were compared to the geology, described on Figure 6.8a.

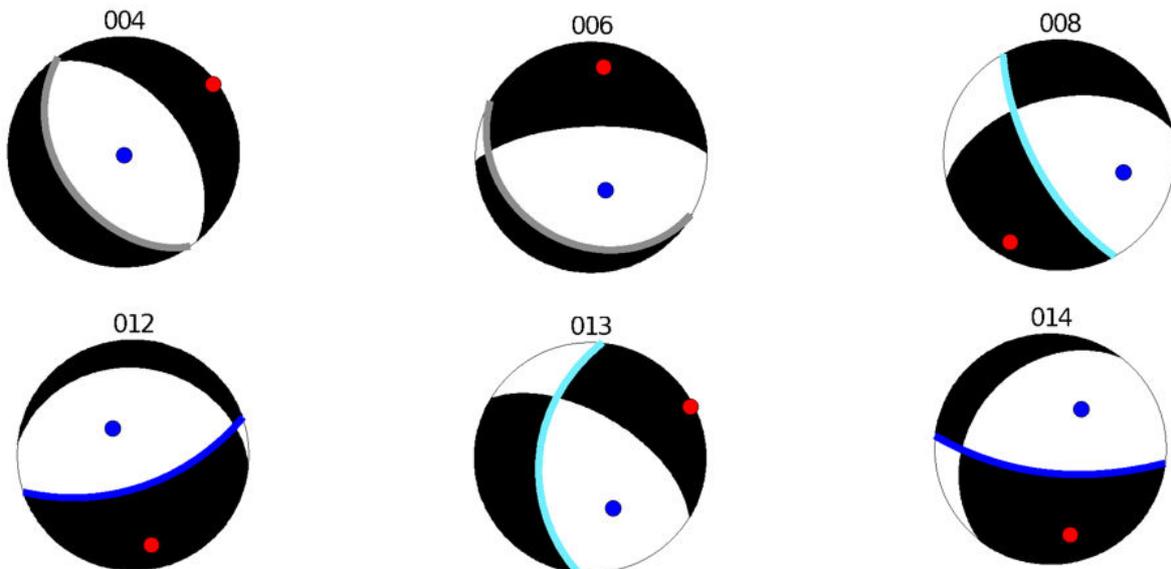


FIGURE 6.9 – Focal mechanisms determined for Test 2.

The number is the identification of each seismic event for the injection test 2. Blue and red dots are respectively the P and T axes. The nodal planes in gray color are bedding planes oriented N135-25°SW ; the ones in cyan are the fractures N170-60°SW ; and the ones in dark blue are the fractures N60-80°SE.

Fault planes are identified using the known geology of the tested interval, event locations and its uncertainty, and estimated errors on focal mechanism solutions. Variations of  $20^\circ$  for the azimuth and  $30^\circ$  for the dip are considered. Three geological structures can be identified here : (1)  $N135^\circ-25^\circ\text{SW}$  (BP family) for seismic events 4 and 6, (2)  $N170^\circ-60^\circ\text{SW}$  (F1 family  $N10^\circ-60^\circ\text{E}$ ) for the 8<sup>th</sup> and 13<sup>th</sup> earthquakes, and (3)  $N60^\circ-80^\circ\text{SE}$  (F3 family) for events 12 and 14. An aseismic motion on a fracture oriented like F1 is measured at the injection point.

Pressure axe (P) stays, more and less, vertical whereas the tension axe (T) is sub-horizontal but variable according to the focal mechanisms. Moreover, different mechanisms can be identified through the focal mechanisms. They are mainly normal with a strike-slip component.

Consequently, focal mechanisms suggest that different motions happened in response to the fluid injection. A scenario, explaining the different motions, and based on a jointed analysis of focal mechanisms, geological structures, and mechanical data is hereafter proposed.

### 6.7.1.3 Scenario and Discussion

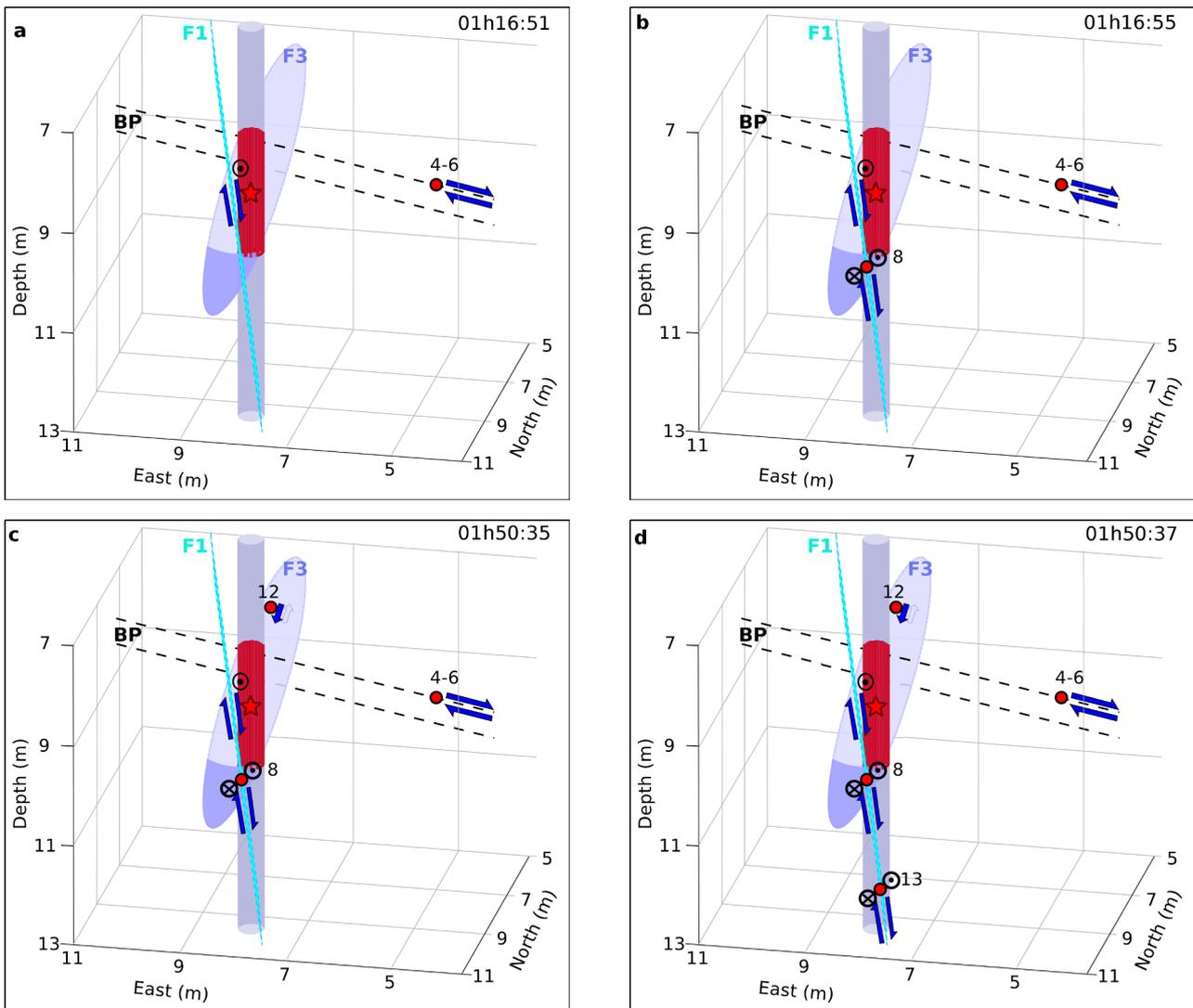
Figure 6.10 presents each detailed step of the scenario. Figure 6.10f shows a summary of the entire motion in another view.

An aseismic motion is recorded at the injection point (red star on Figure 6.10) during the two pressure SRT, on the fracture  $N170-60^\circ\text{SW}$  (F1). Two main motions can be identified on the first SRT : a strike-slip with a normal component (part C-D) and a "fracture opening" (part B-C, Figure 6.8b). The same is observed during the second SRT. A series of 10 seismic events (identified from 1 to 10) occurred in 2 minutes during the first pressure SRT. Afterwards, no seismic events were observed until the second SRT, where 4 events happened in 2 seconds (Figure 6.8e). Seismic events occurred on BP, F1 and F3, when the aseismic motion is a strike-slip on a F1 fracture, after the "fracture opening" (detailed movements are described on Figures 6.10a to e). Therefore, only three structures seems to be involved in this test. They separate two blocks. The first one is delineated by BP above and by the two planes F1 and F3 (pink volume, Figure 6.10f). The second one is under the BP and delimited by F1 and F3 planes (green volume, Figure 6.10f). First, strike-slip aseismic motion on F1 generated a normal motion on green volume (under BP, Figure 6.10f), resulting in a down-going motion. This one allows the downward motion of the pink structure, which triggers the 4<sup>th</sup> and 6<sup>th</sup> earthquakes triggering (above BP, Figure 6.10f). Then, motion is principally aseismic on F1 as no seismicity is observed, excepted some seismic patches (8<sup>th</sup> and 13<sup>th</sup> seismic events). Finally, the aseismic motion on F1 induced a normal motion on the F3 fracture, which is cut both by BP and F1. This resulted in seismicity occurrence which alternately happened on F3, F1 and F3.

Consequently, these different movements are consistent with two rock block motions which

can explain the seismic event locations without fluid presence. Both blocks go down to the South-West, according to the maximum principal stress  $\sigma_1$  of the regional stress state.

Combinated interpretation of the hydro-geo-mechanical and seismic data on Test 2 drives to the following conclusions : (1) Earthquakes do not follow fluid diffusion laws, as distance between seismic event and the injection chamber is clearly independent from time (Figure 6.8a.b). (2) Seismicity occurred 5 minutes after the beginning of the "fracture opening" (Figures 6.8b and 6.8g), so after the mechanical rupture; (3) Two rock block motions allow to explain the seismic event locations without fluid presence but with aseismic motion occurrence. Consequently, this analysis suggests that the fluid induce the aseismic motions of two blocks, with seismic responses only on localized patches.



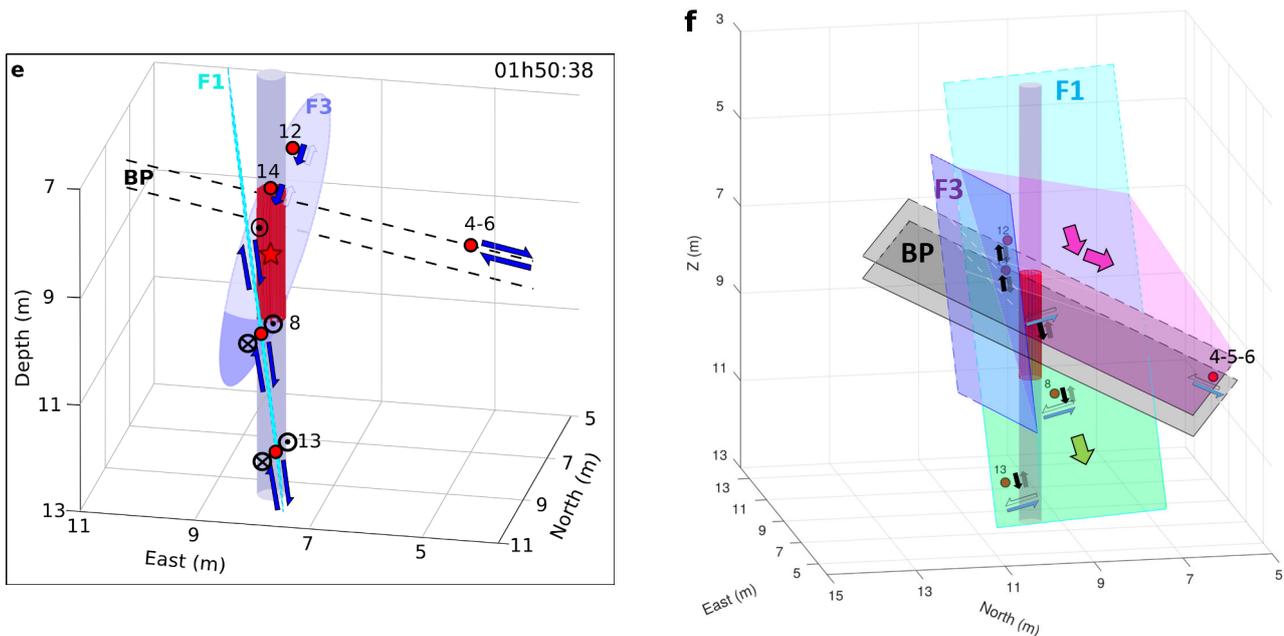


FIGURE 6.10 – Test 2 scenario : Geological structures, earthquake locations, motions in 3D view in the tested interval.

BP are indicated by black dashed lines (a to e) and planes (f), F1 by cyan line (a to e) and plane (f), and F3 by dark blue ellipse (a to e) and plane (f). Events locations (red dots), injection chamber (red cylinder) and injection point (red star) are also represented (a to f). Blue and black arrows symbolize normal or reverse displacements and black circles show strike motions (a to f). Pink and green volumes (f) are the principal block movements with their motion direction (pink and green arrows). Aseismic motion at the injection point is a right strike slip motion (black circle). (a) Seismic events 4 and 6 occurred on BP, with normal motion, separated by 10ms. (b) Event 8 (normal motion with left strike-slip component) on F1 happened 4s later. 35min later (c and d), three seismic events are recorded in 1.5s and aseismic motion at the injection point is a right strike-slip motion with a bigger normal component than previously. (c) 12<sup>th</sup> earthquake (normal motion with a small right strike-slip component) on F3; (d) followed by 13<sup>th</sup> on F1 (left strike-slip motion) and 14<sup>th</sup> (normal motion) on F3.

## 6.7.2 Test 9

### 6.7.2.1 Detailed geological, seismic, hydrological and mechanical data

The Test 9 was performed in the injection borehole B3 (Figure 6.1) between 12.65 and 15.13 m of depth (Figure 6.11a.). The 3D extensometer was centered at 14m depth on a bedding plane N145°-26°SW which separates two different geological areas. The first, located above the bedding plane, is a very porous (between 12 and 16%) grainstone and a low fractured area. Under the plane, the medium is a low porosity (inferior to 3%) packstone which is highly fractured. Fractures oriented N90°-30°S (F2), N135°-74°SW (F4) and bedding planes N145-26°SW (BP) affect the tested interval (Figures 6.11a, b and f).

The hydro-mechanical data (Figures 6.11b, c and d) as well as the seismicity have been previously discussed in Duboeuf et al. (2017), for the first SRT. A brief summary will be here done. As for the Test 2, the SRT might be divided in 4 steps. First, linear relationships are noted between flowrate and pressure and between displacements and pressure (Figures 6.11c and d) under 4.06 MPa (A-B). Moreover, North versus East displacements showed an initial displacement along a N130° trend (Figure 6.11b). This is interpreted as the borehole poro-elastic response. Second, up to 4.06 MPa (B-C) flowrate and displacements deviated from this linearity (Figures 6.11c and d) and a small deviation is noted at the point B (Figure 6.11b). Therefore, a "fracture opening" happened which is associated to shearing and a hydraulic conductivity increase. This is an aseismic left strike-slip motion. The mechanical rupture is reached at the B point. Third, above 5.1 MPa, displacement then deviated to a N60° trend. This is interpreted as an important reverse motion (C-D) which occurred on the N145°-26°SW activated bedding plane (Point C on Figures 6.11b, c and d). Moreover, fracture's hydraulic conductivity exponentially increases with shear during this period (Duboeuf et al., 2017). This pressure is the Fracture Opening Fracture (FOP) of the tested medium (Zoback et al., 1980). Finally, fluid injections are stopped and pressure returns to 0 and residual displacements are observed.

Figures 6.11e and f present the spatio-temporal distribution of the seismicity and figure 6.11g is a zoom-in of the first pressure SRT. The different steps of mechanical data are represented on figure 6.11g. Figure 6.11e shows pressure, flowrate and seismicity occurrence as a function of time. Distance between located seismic events and the injection chamber is also represented. As for the Test 2, seismic events only occurred at the beginning of this stage, for a pressure greater than 3.2 MPa and between 1 and 3 m from the injection chamber. A seismic sequence (events 2 to 13) began once pressure exceeded 3.8 MPa (event 2) and lasted 5 minutes. This seismicity occurred for a pressure level lower than 5.1 MPa so under the FOP. This might mean that these seismic events are induced by punctual heterogeneity cracks due to fluid presence rather by a fracture opening process. Events 15 and 16 are recorded once 5.1 MPa pressure threshold is reached.

The figure 6.11f shows the 3D spatial location of seismic events and the principal geological structures of the experiment area. Seismic events are spatially (Figure 6.11f) clustered. About 42% of the located events occurred on the activated BP, which is also the structure where fluids are injected. Temporal distribution underlines distance between the injection chamber and seismic events increases with time. This suggests that a fluid diffusion process might control seismicity occurrence.

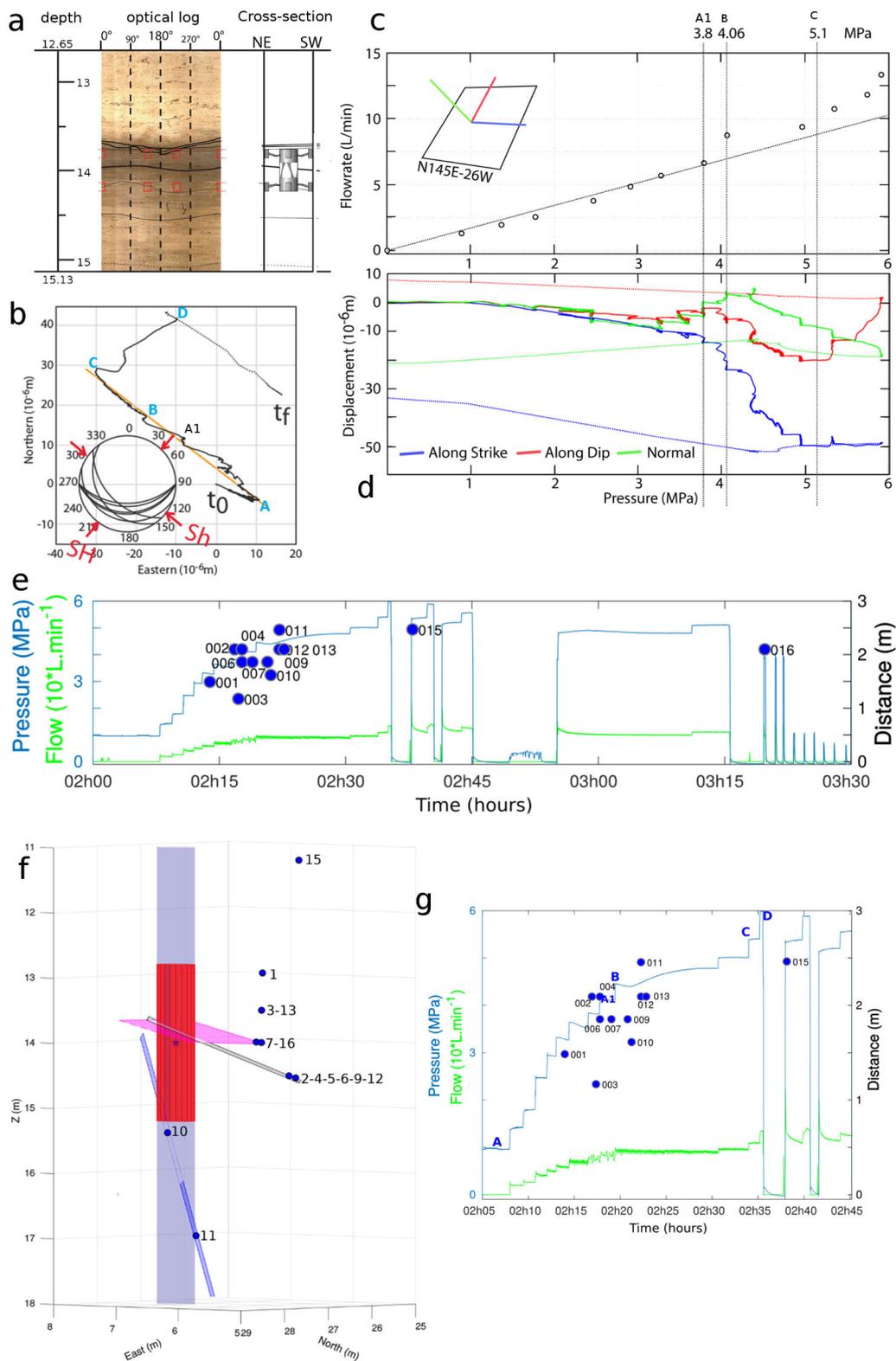


FIGURE 6.11 – Test 9 : Geological, Hydro-Mechanical and Seismic data, adapted from Duboeuf et al. (2017)

(a) Optical log of the tested geological interval and cross section with the 3D extensometer location ; (b) borehole wall displacement where  $t_0$  is the injection start and  $t_f$  is the injection end, continuous line figures the step-up pressure and discontinuous line the step-down pressures ;  $sh$  and  $sH$  are respectively the intermediate and minimal principal stress  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$ . (c) Injected

flowrate versus pressure (d) Mechanical displacements versus pressure, (e) Pressure (blue curve), flowrate (green curve), seismic event distances to the injection chamber (red dots) in fonction of time; (g) zoom-in on first pressure SRT; (f) 3-D earthquake (dots) and geological structure locations :BP (dark planes), F2 (pink plane) and F4 (blue plane), cylinder is the injection chamber and star is the injection point (center of the injection chamber).

### 6.7.2.2 Focal mechanisms

11 focal mechanisms were determined (Figure 6.12) for this test interval and are compared to the geology, described on Figure 6.11a.

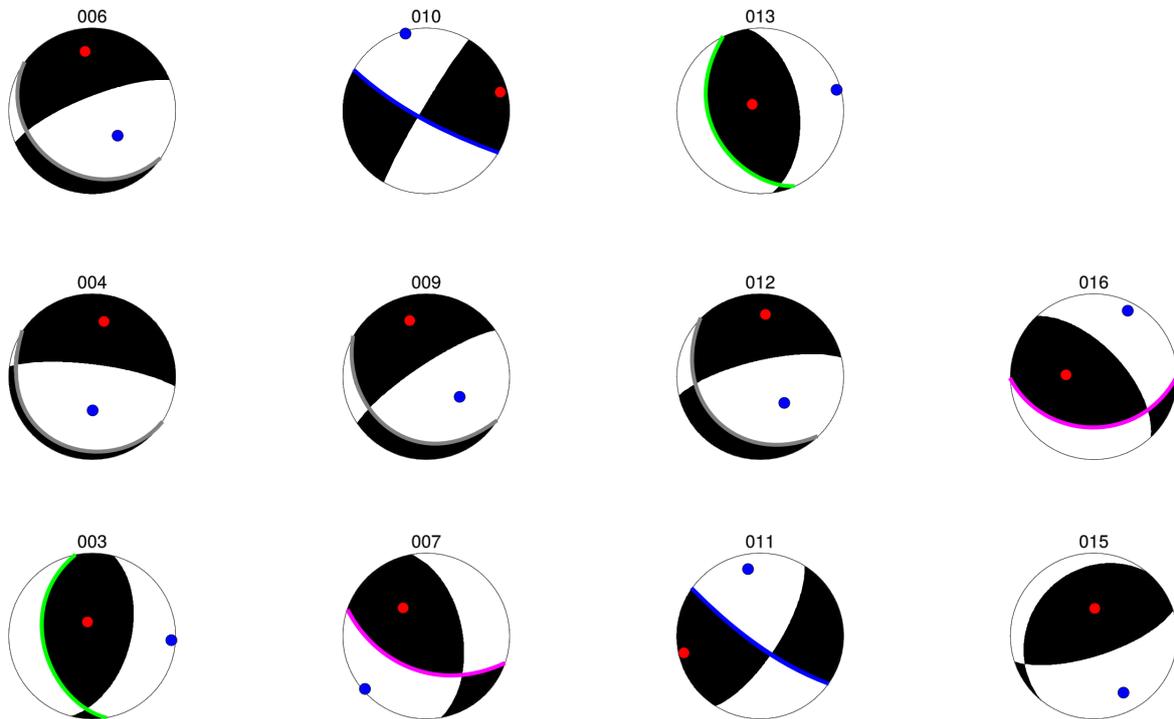


FIGURE 6.12 – Focal mechanisms determined for Test9 .

The number is the identification of each seismic event for the injection Test 9. Blue and red dots are respectively the P and T axes. The nodal planes in grey color are bedding planes oriented N145-25°SW (BP); the ones in green are N0°-45°E (F5); the ones in pink are N90-30°s (F2); and the ones in blue are N135-74°SW (F4). Red and blue dots represent P and T axes, respectively.

With the seismic event location, and a variation of 20° both for the azimuth and the dip, three known geological structures can be identified. They are associated with earthquakes as follow : (1) 145°-26°SW (BP family) for seismic events 4, 6, 9 and 12 , (2) N90°-30°S (F2) for earthquakes 7 and 16 and (3) N135°-74° (F4) for the 10<sup>th</sup> and 11<sup>th</sup> events. Seismic events 3 and 13 can be associated to a N0-45°E mechanism (F5 family) even if this last fracture family has not been observed in the injection borehole. Finally, the 15<sup>th</sup> event cannot be related to any existing fracture structure at this location. Focal mechanisms indicate both normal (4, 6, 9 and 12), and reverse (3, 7, 13 and 16)

motions which also present strike-slip components. Moreover, the 10<sup>th</sup> and 11<sup>th</sup> seismic events have strike-slip focal mechanisms. P and T axes are strongly variable. A scenario, explaining the different motions, based on a jointed analysis of focal mechanisms, geological structures, and mechanical data is hereafter proposed.

### 6.7.2.3 Scenario and Discussion

Figure 6.13 presents each detailed step of the scenario.

An aseismic motion is recorded on the N145°-26°SW bedding plane at the injection point during the first SRT. First, a left strike-slip motion occurs (A-C parts, Figure 6.11d), from 02h07 to 02h34. Second, a reverse motion associates with a "fracture opening" is observed between C and D points (Figure 6.11d) from 02h34 to 02h36. Finally, two smaller motions associates with an increase hydraulic conductivity are observed at point A1 and B (Figure 6.11b and d).

A series of 11 seismic events (from 2 to 13) occurs in 5 minutes, once a 3.8 MPa pressure is exceeded. They occur 13 min before the FOP threshold is reached (5.1 MPa) and the main reverse motion happens on the re-activated BP. As events 3, 13 and 15 could not be associated with a known geological structure in the tested interval, they are not considered in the following scenario. Three structures seems to be involved in this test and separate two blocks. The first one is BP and F2 (pink volume, Figure 6.14a). The second one is under the BP and delimited by F4 plane (blue volume, 6.14a).

Seismic normal motions (Figures 6.13a, c and e) on BP are not consistent with the aseismic strike-slip motion occurring on the same BP, at the injection point. They happen at 2 m from the injection point. They might be interpreted either as a ponctual heterogeneity crack in response to the aseismic slip or as induced by fluids. Then, the left strike component of the reverse motion on F2 (Figures 6.13b and f) indicates a South-West motion, in agreement with the aseismic motion on BP. This seismic reverse motion suggests a down-going motion of the volume rock between BP and F2, which is consistent with the seismic normal motion on BP. Then, a seismic right strike-slip motion happening on F4 (Figures 6.13d and e) are consistent with the aseismic motion at the injection point as the movement is towards the South-West. The reverse component is in agreement with the seismic normal motion on BP, suggesting an up-going motion towards the South-West of the rock volume between BP and F4. A strong reverse motion occurs on BP after event 12. The hydraulic rupture is reached.

Consequently, fluid injections into the BP structure induced two block motions (Figure 6.14a), which are not simple as one is going down and the other one is going up. So these two blocks are not moving together in the same direction, contrary to what is observed in Test 2. Interestingly, the downward motion of the upper block (pink) induces an upward motion of the lower block towards the injection. Moreover, 42% of the induced seismicity occurred onto BP where fluids are injected. This can be a clue that events might be directly

induced by fluid pressure in this test.

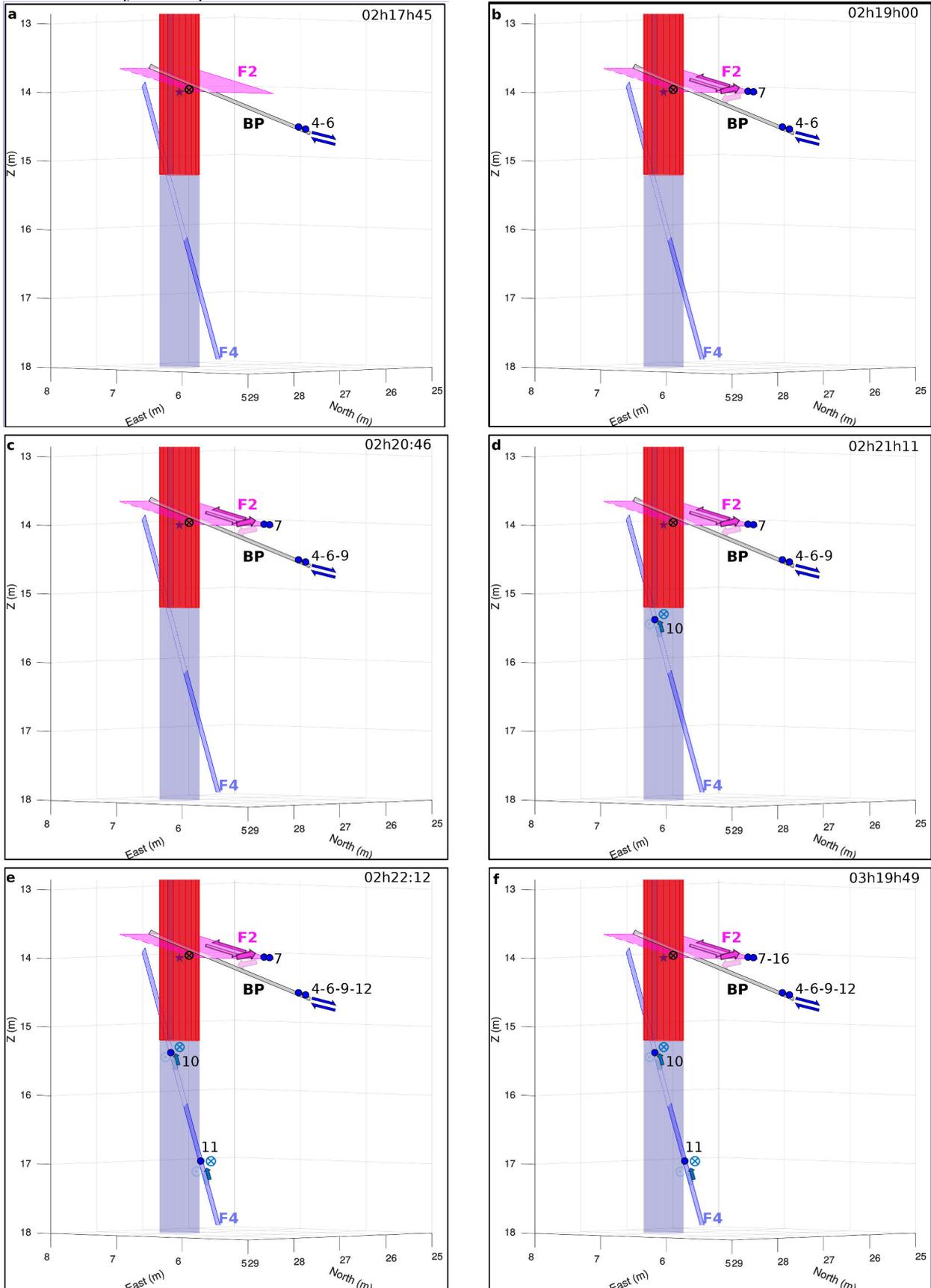


FIGURE 6.13 – Test 9 scenario : Geological structures, seismicity and motions in 3D.

BP are indicated by black plane, F2 by pink plane, and F4 by dark blue plane. Event locations (blue dots), injection chamber (red cylinder) and point (blue star) are also represented. Blue and pink arrows symbolize normal or reverse displacements and black, and blue circles show strike motions. Events 4 and 6 happen 10ms from each other, with a normal motion (a). Earthquake 7 occurs on F2 (b) 1min15s later. It is a reverse motion (half pink arrows) with a left strike-slip component (entire pink arrows). 9th seismic event is located on the BP, close to the 4 and 6 events and has a similar normal motion (c). It happens 1min45sec after the event 7. 25 s after the event 9, the 10<sup>th</sup> event occurs on the F4 (d). Its location is deeper than previous event and shows a right strike-slip motion (blue circles), with a reverse component (blue arrows). This event is immediately (1.5s) followed by earthquakes 11 and 12 (e). These two events occur quasi-simultaneously but with a different focal mechanism and a different location. Event 11 is located on F4, and presents a similar mechanism than the 10th event. The event 12 happens on BP and is similar to events 4-6 and 9. An interaction between BP and F4 might be suspected as an event on BP is followed by two events on F4 and then one event on BP. Finally, the event 16 is a reverse motion that happened on F4 (f).

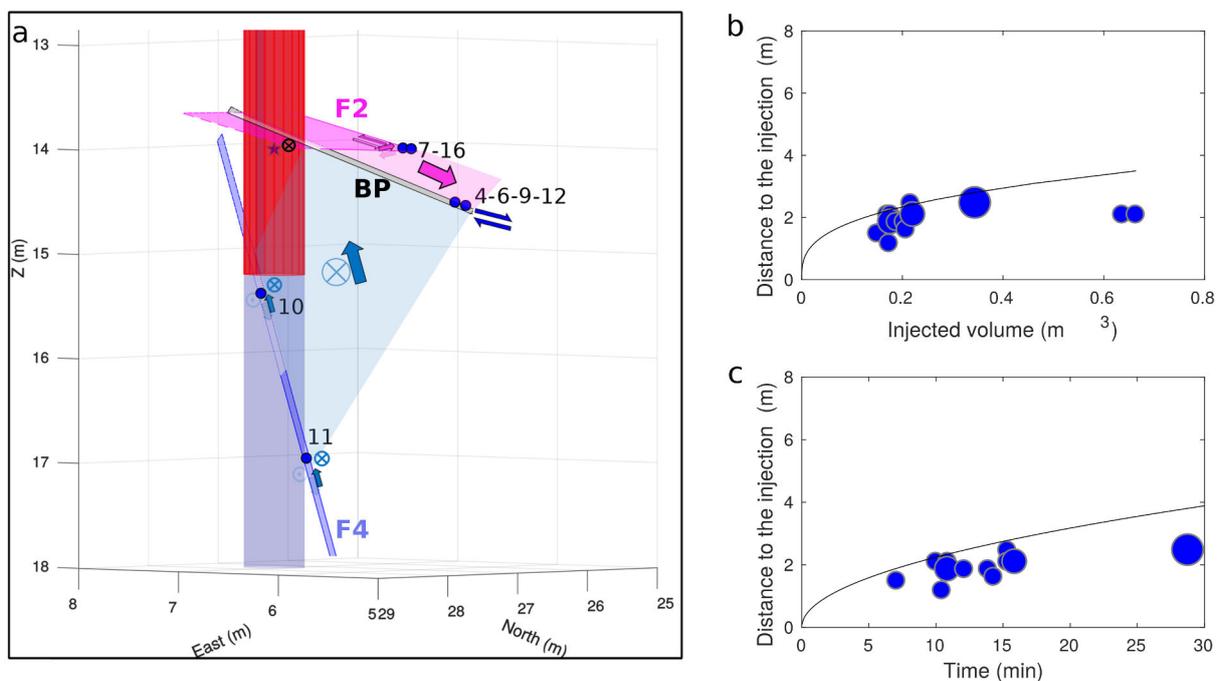


FIGURE 6.14 – Test 9 : block motions and fluid diffusion.

(a) Black, pink and dark blue planes symbolize BP, F2 and F4 respectively. Events locations (blue dots), injection chamber (red cylinder) and point (blue star) are also represented. Blue and pink arrows symbolize normal or reverse displacements and black, and blue circles show strike motions. Hypocentral distance between to the injection chamber versus the (b) injected volume and (c) time is presented. Blue dots are earthquakes. Black lines are fitted models.

Figures 6.14b and c present the evolution of hypocentral distance between to the injection chamber versus injected volume and time. Seismic events can be fitted by a diffusion law (Shapiro et al., 2002), using the equation 6.3 :

$$r = \sqrt{4\pi Dt}, \quad (6.3)$$

where  $t$  is time and  $D$  the diffusivity found to be equal to  $6.6 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ . Moreover, diffusion coefficient is linked to the permeability  $K$  (m/s) and the storage  $S$  ( $\text{m}^{-1}$ ) using the relation 6.4 :

$$K = SD, \quad (6.4)$$

The storage  $S$  was computed by Jeanne et al. (2013) and it is equal to  $9.8 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$  at the injection point depth. This gives a permeability of  $4 \times 10^{-4} \text{ m/s}$ .

The hydraulic permeability  $K$  is linked to the intrinsic permeability  $k$  by (eq. 6.5) :

$$k = \frac{\mu K}{\rho g}, \quad (6.5)$$

where  $\mu$  is the dynamic viscosity of the fluid ( $\text{Pa}\cdot\text{s}$ ),  $\rho$  is the density of the fluid ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ),  $g$  is the gravity acceleration ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$ ).

Here,  $k = 8.25 \times 10^{-13} \text{ m}^2$ . At this depth, Jeanne et al. (2013) determined a radial permeability of  $4 \times 10^{-14} \text{ m}^2$  and a vertical permeability of  $1 \times 10^{-15} \text{ m}^2$ . This radial permeability is consistent with the previous determined permeability. This suggests that fluid diffusion drives seismicity in radial layer, here BP. Consequently, seismic events 4-6-9 and 12 which occurred on the same layer and on the BP where fluids are injected, could be triggered by fluid diffusion.

Combined interpretation of the hydro-geo-mechanical and seismic data on Test 9 drives to the following conclusions : (1) Most of the earthquakes follow fluid diffusion laws, as distance between seismic event and the injection chamber is clearly dependent on time (Figure 6.11a.b). (2) Seismicity started both before the beginning of the mechanical rupture (Figures 6.11b and 6.11g) and the hydraulic rupture (FOP). Mechanical and hydraulic ruptures are associated with hydraulic conductivity increases. (3) Rock motions are complicated to rely but can allow to explain the different motion in the tested interval. (4) Comparison between permeability deduced from seismicity and the one computed by Jeanne et al. (2013), shows that fluids diffusion and seismic diffusion are consistent.

## 6.8 Discussion

Fluid injections at depth induce aseismic and seismic deformation. We will now discuss several hypothesis to explain it.

## 6.8.1 Seismic and Aseismic deformations : friction, fluids, or stress control ?

### 6.8.1.1 What controlled mechanisms for aseismic motions ?

F1 fracture, where fluids are injected in Test 2, mainly deforms aseismically even if it is well-oriented to slip relatively to the regional stress state. However, frictional properties reduction by water could lead to a stable aseismic motion (Morrow et al., 2000; Verberne et al., 2014; Scuderi and Collettini, 2016). Consequently, fluids inducing friction change can here explain this aseismic deformation.

Other hypothesis to explain this aseismic motion can be the "fracture opening". Tensile component have a slower rupture velocity than shear one (Broberg, 2006). This might potentially drive to an aseismic motion.

For the Test 9, BP is misoriented to slip relatively to the regional stress state. High pore-pressures have to be reached to trigger seismicity on this plane. As slip cannot be faster than pressure diffusion on BP (Zoback et al., 2012), this plane cannot have a high velocity rupture under a pore-pressure threshold and have a stable slip.

The Test 9 scenario shows a main reverse aseismic motion on BP (Figure 6.11) at the injection point. It occurs after seismicity and more particularly after normal seismic events localised at 2 m from the injection point, on the same BP (Figure 6.13b). The downward motion of the pink block (Figure 6.14a) might create an extensive strength above the injection point. The upward motion of the green block might induce a compressive strength under the injection point. So, the aseismic reverse motion at the injection point seems to be opposed to the seismic normal motion on the BP and the block motions. Consequently, it could appear as a stress re-adjustement in response to those normal motion - induced by seismic events - and to the up-going rock block motion towards the BP. It can be a medium response to other seismic and aseismic motions. At the crustal scale, aseismic slip can follow large and moderate earthquakes as a response to medium perturbation. (Rogers and Dragert, 2003; Schwartz, 2007; Vallée et al., 2013; Chaves et al., 2017).

### 6.8.1.2 Does friction control the seismicity ?

Two seismic events (earthquakes 8 and 3) are observed along the F1 re-activated fracture in Test 2, with moment magnitudes of -3.88 and -3.91 (Figure 6.10). Considering a circular rupture (Eshelby, 1957; Madariaga, 1977) and a rupture velocity of 90% of the S-wave velocity, sources radius are about 32 cm. As these seismic events are 2.8 m distance from each other, they are too small to constitute a continuous seismic structure and are included into a main aseismic deformation. This pattern is consistent with low-coupling subduction interfaces which are composed of discrete seismic asperities embedded in an aseismic weak zone (Kanamori and McNally, 1982; Avouac, 2015), as in the northeastern

Japan subduction plate (Schwartz, 2007). Conversely, several studies underline a general aseismic motion on subduction area where seismic swarms occurred (Vallée et al., 2013; Uchida et al., 2016). Thus, Vallée et al. (2013) studied one week of SSE which occurred in the Plata Island in Ecuador and the 650 seismic events happening during this week. They showed that earthquake locations are in or really close to the aseismic slip.

In subduction zone, this complex behavior is successfully explained by a transition from stable to unstable slip using a slip rate dependency of fault friction (Rice and Gu, 1983; Ruina, 1983; Scholz, 1998; Avouac, 2015). Seismic swarms are interpreted as small velocity-weakening patches which slips are driven by a large velocity-strengthening area. Modelling a larger area governed by velocity-strengthening friction law with a smaller patch controlled by state velocity-weakening, Chen and Lapusta (2009) successfully explain laboratory experiments using rate-and-state friction law. A stress concentration around heterogeneity in the fracture area might also induced seismic motion (Lay and Kanamori, 1981; Chen and Lapusta, 2009; Villegas-Lanza et al., 2015).

An analogy with oil, gaz and geothermal reservoirs, where induced seismicity might be explain by rate-and-state friction law (McClure and Horne, 2011; Gischig, 2015), might be done. The reservoir can be modeled by one or several fractures, which are mostly a velocity-strengthening behavior. Some small patches with a velocity-weakening behavior are spread on those fractures. One can wonder what could occur when fluid injections are performed in the velocity-strengthening. A slip acceleration driven to an aseismic motion might be seen as observed on the Test 2 F1 fracture or in subduction area. This aseismic motion induce a stress perturbation which might trigger seismicity when it reaches velocity-weakening patches. Moreover, when fluid injections are directly performed in velocity-weakening patches, seismic events could be immediately induced.

### 6.8.1.3 Both fluid and stress controlled the seismicity ?

In our experiments, fluid injections are performed in the unsaturated zone of the reservoir. So fractures of the stimulated surface can be considered as being dried. Using the seismicity, dimensions of the fracture stimulated part can be approximated.

Test 2 injection is realized in a N170-60°SW fracture (F1). The fracture dimensions are about 3.5x3.5 m<sup>2</sup> (distance between injection point and the farrest event) and its aperture is about 2 mm. So, the volume fracture is 0.024 m<sup>3</sup>. After the opening fracture, seismicity lasted 3 min and the flowrate is 35 L/min. Consequently, 105 L are injected in a structure which can contain 24.5 L. Medium cannot accomodate a so great volume. So other structures are required. F3 and BP structures accross the injection chamber and are affected by seismicity. Their addition drives to a fracture volume about 70 L, which is the same order of magnitude than the injected volume. Consequently, the injected volume may be accomodated by three geological structures. This is consistent with the mechanical analysis which shows that these three structures are enough to explain the different motions.

The same computation is made on the Test 9, which is performed in a N145°-26°SW bedding plane and drives to the same conclusion. The plane dimensions may be approximated by 2x2 m<sup>2</sup>. Then observations in the injected borehole drives to a bedding plane aperture of 8mm. Consequently, the total volume of this plane should be of 0.032m<sup>3</sup>. Seismicity lasted 9 min (events 1 to 13) and the flowrate varies between 6 and 9L/min. About 70L are injected in this structure which can contain 32L. So, this plane cannot contain all the injected fluid. However, F2 and F4 fractures across the injection chamber and can likely contain fluids. Their respective volume are 8 and 19 L. Adding these two structures to the BP, the volume fracture reaches 69 L. So, the volume might be accommodated by the three structures using to explain the seismic and aseismic mechanical motions.

Combined interpretation of the hydro-geo-mechanical and seismic data on Tests 2 and 9 shows that at least two different factors may drive the seismicity : fluid and stress. Cornet (2012, 2016) define several levels of hydro-mechanical coupling phenomena to explain the fluid-induced seismicity. These levels are linked to the injected pressure and the consequences on the medium hydro-mechanical properties. In the first level, flowrate is accommodated by the medium. The global medium response is elastic. and the hydro-mechanical properties of the medium are not changed at a great scale. Microseismicity can occur but only on local areas where overpressures happen. So, seismic events are controlled by fluid diffusion (Shapiro et al., 2002). The second level occurred when the injected flowrate cannot be accommodated by the medium. The pre-existing fractures slip. This slip is associated with a hydraulic conductivity increases as well as changes in the medium hydro-mechanical properties. The medium response is not elastic. Fracture planes have a lot of contact points and flow spreaded into them.

While the FOP is not reached in the Test 9, the injected flowrate is lower than 10 L/min (Figures 6.11b, c, d, and f). This flowrate is one of the lowest on the whole experiment and might be easier accommodated by the medium than a stronger one. The Test 9 earthquakes, occurring before the FOP followed a fluid diffusion law. The seismicity location does not present alignment and 70% of the seismic event is concentrated in a small area of 0.5 x 1 x 0.5 m<sup>3</sup>. Moreover, a part of seismicity (seismic events 1 to 7) occurs before the mechanical rupture. Small flowrate, seismic events following a fluid diffusion law, event locations concentrated in the same zone and seismicity before mechanical rupture are clues that the first level described by Cornet (2012, 2016) might control the Test 9 seismicity before mechanical rupture. Moreover, BP plane where fluids are injected and where most of the seismicity occurred is misoriented to slip. However, misoriented structures can be reactivated by fluid pressure (Leclère et al., 2012). According to the Sibson (1985) criteria, pore pressure has to exceed the minimal principal stress  $\sigma_3$  to re-activate BP structure. Here,  $\sigma_3=3$  MPa, and injected fluid pressure exceeded 3.8MPa when seismicity occurred. Consequently, local overpressures might induced BP re-activation and seismicity occurrence. This is consistent with the first level controlled seismicity.

The mechanical rupture is reached after the event 7 (B point, Figures 6.11b, c, d, and f). The recorded aseismic motion at the injection point suggests a slip on pre-existing structure occurs which is a characteristic of the second level of control Cornet (2016). Moreover, it is associated with a small hydraulic diffusion increases and the seismicity occurrence. This could suggest that paths are opened for fluids, which is more characteristic of the 2<sup>nd</sup> level control than the first one. Consequently, the seismicity occurring after the mechanical rupture (B point) and before the FOP (C point, Figure 6.11b) seems to be controlled by the level 2 described by (Cornet, 2016) even if these seismic events seem follow a fluid diffusion law. Then, once the FOP was reached, a main reverse motion occurred on BP, which is associated with a strong hydraulic conductivity increase. This observation is a clue of level 2. Moreover, residual displacements are measured during this tests meaning a non-reversible displacement occurred. This suggests that hydro-mechanical properties have been changed in the medium. The second level of hydromechanical coupling phenomena could be reached. Consequently, the two hydro-mechanical levels described by Cornet (2012, 2016) seem to follow themselves in the same injection test.

The Test 2 scenario highlights a stress transfer through the re-activated fracture F1 controlled the seismicity. This suggests that level 2 described by Cornet (2012, 2016) is directly reached. Test 2 is characterized by residual displacements, which suggests a non reversible deformation occurs and medium properties change. Seismic events do not follow fluid diffusion law, suggesting they are controlled by a stress perturbation through the N170-65°SW fracture. Consequently, stress perturbation controlled the seismicity occurrence rather fluids. This is the 2<sup>nd</sup> level. The seismicity-controlled mechanisms change according to the injected pressure and flowrate and the medium response.

These two hydromechanical levels are observed at a greater scale, in geothermal field. For instance, fluid injections are driven in the geothermal field in Soultz-Sous-Forêts in 1993 in the GPK1 borehole, between 2850 and 3400m depth (Cornet et al., 2007; Valley and Evans, 2007). These injections illustrate the two hydromechanical coupling levels. Two different seismic behaviors are observed during this experiment and are delimited by a flowrate threshold of 18.6L/s. When the flowrate is injected under 18.6L/s, seismic events occur at the front fluid diffusion (as described by (Shapiro et al., 2002)) and are controlled by the fluid diffusion in the medium. It is the first level. Above 18L/s, seismic cloud shape changes and earthquakes present linear alignments in depth. This is interpreted as seismicity occurrence along pre-existing fractures. The second level is reached.

#### 6.8.1.4 Seismicity controlled by the aseismic slip ?

In this study, the jointed interpretation of geological, hydromechanical and seismic data underlines the complex fluid-seismicity relationship. (1) Fluids perturbate the medium by modifying the stress state. (2) Two different seismicity controlled factors are identified : fluids while hydromechanical medium properties are not modified at great scale then stress

transfer through a failure when hydromechanical medium properties have been changed. Studies at the metric scale (Guglielmi et al., 2015a; De Barros et al., 2016; Duboeuf et al., 2017) show that seismicity might be induced by aseismic motion during fluid injections. They are corroborated by some observations in geothermal fields (Lohman and McGuire, 2007; Wei et al., 2015) where large aseismic motion are followed by seismicity. Here, Test 2 results (seismicity happening after aseismic motion) is consistent with an aseismic motion control of the seismicity. As a part of the Test 9 earthquakes seems to be controlled by fluids, the link is not immediate. However, after the mechanical rupture occurrence, the second hydromechanical coupling level has to be reached and the seismicity might be not controlled by fluids. That is why we suggest here that seismicity can be controlled by aseismic motion once the first hydromechanical coupling level of Cornet (2012, 2016) is exceeded.

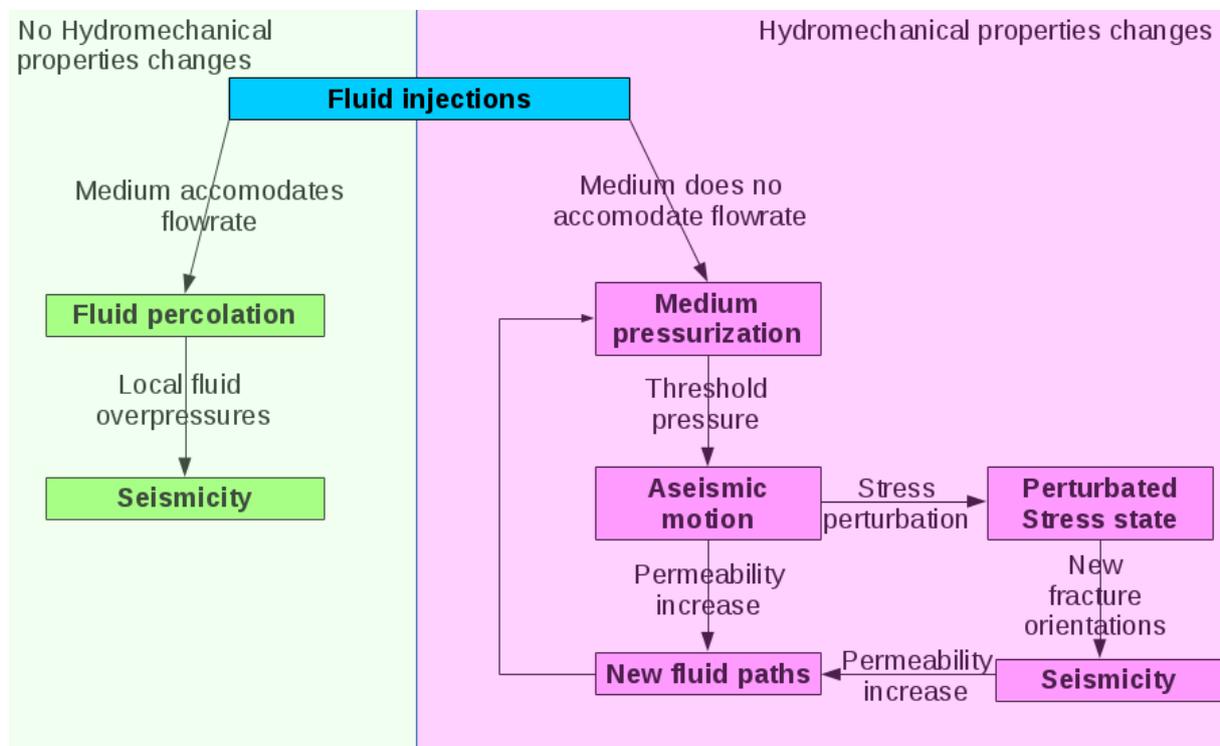


FIGURE 6.15 – Conceptual model of induced-seismicity controlled mechanisms Green color indicates the medium poro-elastic response whereas the pink one represents the non elastic domain.

We modify the conceptual model proposed by Duboeuf et al. (2017) to explain the seismicity controlled mechanisms according to the newest results (Figure 6.15). Fluids are injected in the medium : (1) The flowrate is accomodated by the medium, fluids diffuse into it (Figure 6.15, green part). Then local fluid overpressures can occur, localized on small heterogeneities, and trigger seismicity. While flowrate is accomodated, the same pattern starts again. The medium has a linear poro-elastic behavior at great scale. On the contrary, medium cannot accomodate the flowrate and large hydromechanical change occur. (2) The flowrate is not accomodate by the medium (Figure 6.15, pink part). In

1998, Sibson et al. proposed the concept of "fault-valve". In this model, fault acts a valve and prevent fluid circulation in the medium. Once fluid pressure excess a pressure threshold, seismic events happen on the fault which create an extensive fracturing and new paths for fluid circulation. Here, we add to this model, the aseismic motion recorded. Consequently, fluids pressurize a rock volume (Figure 6.15, pink part). Once a pressure threshold is reached, aseismic motion begins on pre-existing fractures, maybe due to a friction change on the fracture. Permeability increases and new fluid paths are induced. At the same moment, the aseismic motion could also promote a stress transfer which induces seismicity. This step might be more complicated and split up. The aseismic motion could induce a transient Coulomb stress change and the local stress state might be modified. This drives to a new orientation of pre-existing fractures which explains why mis-oriented fractures in the regional stress state are reactivated. Then, seismicity occurs which creates new fluid paths (Sibson et al., 1988) and the increase permeability. Afterwards, the same pattern can start again. The whole medium has a non poro-elastic response.

Seismicity may seem to follow a fluid diffusion law because of the increase volume due to the new failures. Once one cycle (aseismic motion and seismicity occur) is finished, the new volume to pressurized is greater than the previous one. Consequently, at each cycle seismicity will take away the injection point.

## 6.9 Conclusion

Even if most of the fluid-induced seismicity is aseismic ( $> 96\%$ ), 215 seismic events are analysed. Out of them, 59 focal mechanisms are computed and related to the known geological structures of the experimental area. They are used to (1) Compute the perturbed stress state. Aseismic motion induced by fluid injection is suggested to explain the differences observed with the regional stress state and the depth. This perturbed stress state might lead to a new fracture orientation. This might explain why mis-oriented fractures relatively to the regional stress state are re-activated. This hypothesis needs to be validated by Coulomb failure stress computation. (2) build scenarii of deformations based on a few rock block motions with a joined interpretation of geological and hydromechanical data, for two representative Tests (2 and 9). These scenarii need to be validated by a hydromechanical modeling. (3) discriminate two seismicity-controlled mechanisms, separated by fluid pressure levels. First, the flowrate is accomodated by the medium and and fluid diffusion drives seismicity without induced an overall hydromechanical change. Second, once a pressure threshold is reached, fluid injections induced an aseismic motion. It might then lead to seismicity. Consequently adding focal mechanisms to a the joined analysis of seismic event location and geological and hydromechanical data allows to discriminate two factors of seismicity-controlled. This analysis only based on observations need to be confirmed by numerical analysis.

# Chapitre 7

## Discussion, Conclusion et Perspectives

### 7.1 Résumé des principaux résultats obtenus dans cette thèse

La problématique générale de cette thèse se formule ainsi :

#### **Comment les fluides induisent-ils la sismicité dans le sous-sol ?**

Elle a été abordée sous la forme de deux sous-questions : Quelle est la réponse d'une zone de failles dans un milieu carbonaté à une injection de fluide ? Quel est le mécanisme de contrôle de cette sismicité induite : transfert de contraintes, diffusion des fluides ou d'autres ?

Afin de répondre en partie à ces interrogations, cette thèse a débuté par la réalisation d'une série de tests d'injection de fluide à haute-pression dans la zone endommagée d'une faille normale, à 280 m de profondeur dans des séries carbonatées, à l'échelle décimétrique. Un réseau de capteurs installé à la fois sur le sol de la galerie et en profondeur a assuré le suivi sismique, hydraulique et mécanique de ces expériences. Dix tests d'injection ont été effectués à différentes profondeurs et dans diverses structures géologiques (joints de stratification, fractures et failles). L'analyse des données sismiques obtenues a été réalisée conjointement à celle des données mécaniques, hydrauliques et géologiques.

Au cours de ces expériences, 215 événements sismiques ont été détectés. Ils se répartissent inégalement selon les tests. En effet, certains sont marqués par une forte sismicité tel que le test 11 (117 tremblements de terre). D'autres, *a contrario* sont asismiques ou quasiment asismiques tel que le test 10 (un unique événement). 137 séismes ont pu être localisés à une distance variant entre 1 et 12 m de l'intervalle d'injection. La comparaison du moment sismique cumulé de ces événements avec un moment équivalent de déformation, calculé à partir des mesures de déplacement au point d'injection, indique que plus de 96% de la déformation engendrée est asismique.

La loi de McGarr (2014), stipulant que la magnitude maximum d'un séisme dépend linéairement du volume injecté, ne s'applique pas aux données sismiques de cette expérience.

Or, cette loi suppose que toute la déformation induite est sismique. Qu'elle ne s'applique pas à toutes les échelles d'exploration renforce l'hypothèse de l'existence d'un mouvement asismique important lors des injections de fluide.

59 mécanismes au foyer ont pu être déterminés sur l'ensemble des tests. Ils montrent une ré-activation préférentielle avec un mécanisme normal, en cohérence avec l'orientation de la faille principale normale N30°-85° Sud-Ouest. L'inversion de ces mécanismes au foyer a permis de déterminer un état de contrainte local. Celui-ci n'est pas homogène dans la galerie et varie avec la profondeur. Ces différents états de contrainte diffèrent, de plus, de l'état de contrainte déterminé par Guglielmi et al. (2015a). De nouveau, la présence de fluides et le mouvement asismique engendré sont une des explications possibles à la rotation observée du champ de contrainte. Les changements des propriétés dans les couches géologiques (porosité, élasticité, etc...) et les nombreuses hétérogénéités (failles secondaires, plans de stratification, fractures...) complexifiant la zone de faille principale, sont également des hypothèses plausibles. Par ailleurs, ces mécanismes au foyer indiquent une réactivation importante de fractures, *a priori* mal-orientées pour glisser dans le champ de contrainte local. La modification de l'état de contrainte pourrait ainsi expliquer la ré-activation de ces fractures. De ce fait, le mouvement asismique, induit par les injections de fluide, pourrait également ré-activer certaines fractures.

L'interprétation conjointe des données sismiques (nombre d'événements, localisation et mécanismes au foyer), géologiques et hydromécaniques ont permis de reconstituer les mouvements des blocs de roches entre les discontinuités géologiques, pendant les différents tests d'injection, au niveau des intervalles testés. L'étude de ces mouvements ainsi que de la distribution spatio-temporelle des séismes a permis de déterminer deux mécanismes de contrôle distincts de la sismicité. Ils sont associés à la pression du fluide injecté et aux propriétés hydromécaniques du milieu. Le premier mécanisme est observé lorsque le débit du fluide injecté est accommodé par le milieu (domaine de réponse poro-élastique de la zone à grande échelle). La sismicité est alors induite directement par les fluides, par diminution de la contrainte effective. Les séismes sont proches du point d'injection (dans ces expériences), se situant sur le plan où sont effectuées les injections, probablement sur des hétérogénéités permettant la création de surpressions locales de fluide. Les propriétés hydromécaniques du milieu ne sont pas modifiées à grande échelle. Le deuxième mécanisme de contrôle de la sismicité identifié ici, est une perturbation des contraintes. Lorsque le débit injecté ne peut plus être accommodé par le milieu, les fractures pré-existantes commencent à glisser. Ce glissement a lieu sur des fractures plus grandes que les sources sismiques. Il est, par conséquent, majoritairement asismique. La sismicité n'apparaît alors qu'après un mouvement asismique des fractures. Les événements sismiques se situent plus loin de la source d'injection des fluides et peu d'entre eux se localise sur la fracture dans laquelle les fluides sont injectés. Les propriétés hydromécaniques du milieu sont modifiées à grande échelle. La sismicité est alors contrôlée par un transfert des contraintes engendré

par le mouvement asismique, lui-même dû aux injections de fluide.

La partie suivante se consacrera à la discussion de ces résultats par rapport aux différentes échelles de mesures (centimétrique à kilométrique). Un modèle conceptuel du contrôle de la sismicité sera également présenté. Finalement, les perspectives possibles à donner à ce travail seront abordées.

## 7.2 Comparaison entre les différentes échelles de mesures

### 7.2.1 Déformation asismique

#### 7.2.1.1 Répartition de la sismicité

Sur les dix injections réalisées au cours de ces expériences, cinq tests se caractérisent par leur absence quasiment totale de sismicité. Cette distribution inégale des événements sismiques s’observe également lors d’autres expériences d’injections de fluide à l’échelle métrique. C’est ainsi le cas dans les roches argileuses de Tournemire en France (à 270 m de profondeur, De Barros et al. (2016)), et dans des roches granitiques en Suède (à 410 m de fond, Zang et al. (2017)) et en Suisse (à 450 m de profondeur, Jalali et al. (2017)). Les hypothèses émises par les auteurs afin d’expliquer ce comportement sismique seront détaillées par la suite.

Il est possible que cette absence de sismicité soit due à la petite durée des injections. En effet, certains champs gasiers ou pétroliers se démarquent par l’absence de sismicité pendant les premières années suivant des injections de fluide, ainsi qu’observé en Oklahoma (USA, Ellsworth (2013)). La réponse sismique du milieu est retardée par rapport au début des injections. Il pourrait s’agir du même phénomène pour les tests asismiques. Les tests d’injections, réalisés lors de ces expériences, seraient ainsi trop courts.

Par ailleurs, la nature de la roche dans laquelle est injecté le fluide pourrait jouer un rôle. En effet, le nombre de séismes détectés dans les roches granitiques (1576 en Suisse, Jalali et al. (2017)) est supérieur à celui détecté au cours des expériences de Rustrel (215) qui est lui-même plus important que dans les roches argileuses de Tournemire (32, De Barros et al. (2016)). La répartition inégale de la sismicité s’observe cependant dans tous ces types de roches. Par conséquent, elle ne semble pas dépendre uniquement de la formation géologique testée. Chacun de ces sites expérimentaux se caractérisent par un champ de contrainte ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$ ) différent. Ainsi, à Tournemire  $\sigma_1 = 4 \pm 2$  MPa,  $\sigma_2 = 3.9 \pm 0.4$  MPa et  $\sigma_3 = 2.1 \pm 1$  MPa (De Barros et al., 2016). A Rustrel,  $\sigma_1 = 6 \pm 0.4$  MPa,  $\sigma_2 = 5 \pm 0.5$  MPa et  $\sigma_3 = 3 \pm 1$  MPa (Guglielmi et al., 2015a). Finalement, en Suisse, sur le site de Grimsel,  $\sigma_1 = 17.3$  MPa,  $\sigma_2 = 9.7$  MPa et  $\sigma_3 = 8.3$  MPa (Vogler et al., 2016). Le déviateur  $\sigma_3 - \sigma_1$  est plus grand en Suisse (9.5 MPa), qu’à Rustrel (3

MPa), et qu'à Tournemire (1.9 MPa) et pourrait expliquer pourquoi la sismicité est plus importante en Suisse qu'à Rustrel et Tournemire. Cependant, les états de contrainte étant considérés comme constants sur les différents sites expérimentaux, ils ne permettent pas d'expliquer la distribution inégale du nombre de séismes par test d'injection.

La composition minéralogique des fractures est également un paramètre pouvant intervenir dans le déclenchement de la sismicité. Ainsi, à Tournemire, la plupart des séismes est localisée sur des fractures calcifiées (De Barros et al., 2016). Cette hypothèse ne peut, toutefois, pas être retenue pour les expériences de cette thèse ; les fractures étant toutes composées à 99 % de calcite. Par ailleurs, les fractures peuvent présenter une rugosité qui influe sur le glissement sismique ou asismique (Avouac, 2015). Ainsi, des glissements asismiques peuvent être observés le long de plaques en subduction, présentant une forte rugosité (Wang and Bilek, 2014). Cette rugosité augmente la surface de contact de la fracture. En reprenant l'analogie faite entre une faille soumise à un chargement et un système patin-ressort de raideur  $k$  (chapitre 2.3.1.2), l'augmentation de la surface de contact conduit à une augmentation de la raideur  $k$  pour un même chargement. Lorsque cette valeur devient supérieure à une raideur critique  $k_c$ , un glissement asismique se met en place. Ainsi, si la majorité des fractures d'un intervalle testé est rugueuse, la sismicité engendrée sera moindre qu'avec des fractures peu rugueuses. La rugosité des fractures pourrait, par conséquent, expliquer la répartition inégale de la sismicité. Cette donnée n'étant pas disponible lors de ces expériences, cette hypothèse n'a pu être testée.

Que ce soit en Suisse (Jalali et al., 2017) ou à Rustrel (Duboeuf et al., 2017), une absence de sismicité a été notée pour des débits importants et une pression faible. Une analogie avec le concept de "Fault-Valve" proposé en 1988 par Sibson et al. peut être faite. Dans ce concept, une structure géologique (par exemple une faille) peut être imperméable à faible pression. Des surpressions de fluide sont susceptibles de se créer. Lorsque ces dernières dépassent une certaine valeur, une rupture se produit. La faille devient perméable, une ouverture est observée. Cette rupture s'accompagne de fluctuations brutales de pression et des contraintes, entraînant des événements sismiques. Il est possible, dans ces expériences, de visualiser le milieu testé comme un ensemble de structures géologiques. Si ces structures sont imperméables, les fluides ne peuvent se diffuser dans le milieu, la pression augmente, dépasse une certaine valeur et une sismicité peut être observée, comme dans le concept de "Fault-Valve". Elle s'accompagne, potentiellement, d'une augmentation de la perméabilité. *A contrario*, si ces structures sont perméables, les fluides peuvent être évacués. Le débit de fluide injecté est alors important mais aucune montée en pression n'est constatée. L'impossibilité de pressuriser le milieu ne permettrait pas, de ce fait, le déclenchement de la sismicité. Ainsi, un faible rapport pression sur débit pourrait signifier l'absence d'occurrence d'événements sismiques.

Le dernier point abordé ici suppose que les fluides privilégieraient l'initiation d'un mouvement asismique au détriment d'un mouvement sismique. Cette hypothèse est avan-

cée par Zang et al. (2017) pour expliquer la distribution inégale de la sismicité lors des injections de fluide. A Tournemire, De Barros et al. (2016) proposent plusieurs arguments dans cette optique. (1) La vitesse de rupture lors d'ouverture de fractures est plus lente que pour du cisaillement (Broberg, 2006). Un glissement stable pourrait alors se produire. (2) La présence d'eau peut faire diminuer le coefficient de friction (Morrow et al., 2000; Verberne et al., 2014) et ainsi induire un glissement stable. (3) Finalement, une autre possibilité pourrait résider dans la structure géologique testée. Lorsque celle-ci n'est pas favorablement orientée par rapport au champ de contrainte, elle pourrait glisser de manière asismique. Les surpressions de fluide généreraient alors une rupture sans que celle-ci ne soit obligatoirement sismique. Cette hypothèse est corroborée par des expériences menées à l'échelle métrique en 2009 dans les roches carbonatées de Rustrel (Derode et al., 2013; Guglielmi et al., 2015a). Guglielmi et al. (2015a) ont montré que l'augmentation de la pression de fluide favorisait le déclenchement de mouvements asismiques.

Comment évaluer alors la proportion de mouvement asismique induit par la présence de fluides ?

### 7.2.1.2 Estimation du pourcentage de déformation dû aux injections de fluide

La comparaison du moment sismique cumulé des séismes détectés avec un moment équivalent de déformation - calculé à partir du déplacement mesuré au point d'injection - montre que plus de 96% de la déformation est asismique (chapitre 5). Toutefois, la mesure mécanique de la déformation au point d'injection n'est pas une donnée aisée à acquérir. Une autre façon d'aborder cette problématique peut se faire via la comparaison entre l'énergie hydraulique ( $E_H$ ) injectée dans le système et l'énergie totale rayonnée ( $E_R$ ). Cette énergie correspond à l'énergie sismique se propageant dans le milieu. Goodfellow et al. (2015) utilise l'équation 7.1, proposée par Kanamori (1978), afin de déterminer l'énergie rayonnée, lors d'essais triaxiaux sur des échantillons de granite en injectant des fluides.

$$\log_{10}(E_R) = 1.5M_w + 4.8, \quad (7.1)$$

où  $M_w$  est la magnitude de moment.

L'énergie hydraulique injectée dans le système se calcule à partir du débit ( $Q$ ) et de la pression ( $P$ ) du fluide injecté pendant un temps ( $dt$ ) (eq. 7.2) :

$$E_H = \int_{t_1}^{t_2} P(t)Q(t) dt, \quad (7.2)$$

Ainsi, l'énergie totale rayonnée au cours des différents tests sismiques correspond à  $3.2 \times 10^{-5}$  % de l'énergie hydraulique injectée dans le milieu (Table 7.1). Ces résultats renforcent ceux du chapitre 5 montrant que la déformation de la faille engendrée par les

| Tests                 | 2                    | 3a                   | 3b                    | 8                    | 9                    | 10                   | 11                   |
|-----------------------|----------------------|----------------------|-----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|
| $E_H$ (Joules)        | $1.4 \times 10^7$    | $2.76 \times 10^6$   | $1.55 \times 10^7$    | $0.88 \times 10^7$   | $0.49 \times 10^7$   | $0.13 \times 10^7$   | $1.94 \times 10^7$   |
| $E_R$ (Joules)        | 2.54                 | 2.77                 | 1.12                  | 0.58                 | 3.16                 | 0.07                 | 11.42                |
| $\frac{E_R}{E_H}$ (%) | $1.8 \times 10^{-5}$ | $1.0 \times 10^{-4}$ | $7.18 \times 10^{-6}$ | $6.5 \times 10^{-6}$ | $6.3 \times 10^{-5}$ | $5.2 \times 10^{-6}$ | $5.8 \times 10^{-5}$ |

TABLE 7.1 – Comparaison des énergies hydrauliques et rayonnées pour chaque test au cours duquel de la sismicité est enregistrée.

injections de fluide dans le sous-sol est principalement asismique. Cette conclusion est, également, en accord avec celle de Goodfellow et al. (2015). En effet, les auteurs ont montré que l'énergie sismique représentait de  $7.02 \times 10^{-8}\%$  à  $1.24 \times 10^{-4}\%$  de l'énergie d'injection.

Un calcul similaire a été effectué pour des réservoirs géothermiques et pétroliers, et ce dans différentes roches. Ainsi, sur le site géothermique de Soultz-Sous-Forêt (roches granitiques), l'énergie sismique rayonnée est inférieure à 5% de l'énergie hydraulique injectée (contribution de Rico M-A, stagiaire M2 EOST 2017). De plus, les estimations faites lors de plusieurs fracturations hydrauliques dans le cadre de l'activité pétrolière et gazière (roches argileuses) varient, quant à elles, entre 0.05 et 20% de l'énergie hydraulique injectée (Boroumand and Eaton, 2012; Warpinski et al., 2012).

Par ailleurs, sans que le pourcentage de mouvement asismique ne soit estimé, différentes études mettent en avant son importance dans les réservoirs géothermiques (Scotti and Cornet, 1994; Cornet et al., 1997; Calò et al., 2011; Wei et al., 2015). Ainsi, une tomographie 4-D en ondes P du réservoir géothermique de Soultz-Sous-Forêts a été réalisée suite aux injections de l'année 2000 dans le puits GPK2 (Calò et al., 2011). Une anomalie positive de vitesse s'étendant sur 100 m a été remarquée alors que la pression de pore augmentait. Les auteurs interprètent cette anomalie de vitesse comme étant due à un changement des contraintes et à l'occurrence d'un mouvement asismique. Ces résultats corroborent ceux des études à plus petite échelle et suggèrent que la majorité de la déformation induite par des injections de fluide est de nature asismique.

Des déformations asismiques conséquentes sont également connues à l'échelle des grandes failles sismogènes. Une approche permettant de quantifier le pourcentage de mouvement asismique repose sur la comparaison entre le moment sismique cumulé des événements se produisant sur une période donnée et un moment équivalent mesuré

à partir des SSE ayant lieu pendant le même laps de temps. Ainsi, Vallée et al. (2013) ont étudié une séquence d'une semaine de SSE, ayant un moment de magnitude équivalent à  $M_W=6.0-6.3$ , et s'étant produite en août 2010, sous la "Plata Island", au large de l'Equateur. 650 séismes ont été enregistrés dans le même temps. Leur moment sismique cumulé est équivalent à une magnitude de moment de 4.2, soit bien plus faible que le 6.0-6.3 des SSE. Ainsi, seule 0.2 % de la déformation induite serait sismique. Un calcul similaire a été mené sur un glissement asismique dans la zone en subduction Andéenne, au Pérou (Villegas-Lanza et al., 2015). La comparaison entre le moment sismique équivalent ( $M_W=6.8$ ) et le moment sismique cumulé ( $M_W=6.3$ ) a montré que 70 à 85 % de la déformation était asismique. Des déformations asismiques sont également observées le long de certaines failles crustales (Collettini and Barchi, 2002; Nadeau and Guilhem, 2009; Thomas et al., 2014). A titre d'exemple, Gualandi et al. (2017) ont comparé un glissement asismique ayant eu lieu dans le Nord des Alpes (Italie) en 2013-2014 avec un essaim sismique, qui lui était spatialement et temporellement corrélé. Ils ont ainsi montré que le rapport de la déformation asismique sur la déformation sismique variait entre 70 et 200 %. La déformation asismique apparaît, par conséquent, comme une part non négligeable de la déformation totale. Ces résultats associés à d'autres études (McGuire et al., 2005; Avouac, 2015; Hawthorne et al., 2016) mettent en évidence que 30 à 90 % de la déformation dans la croûte serait asismique.

### 7.2.1.3 Relation entre volume injecté et magnitude

La loi de McGarr (2014) propose une relation linéaire entre le volume injecté et la magnitude maximum des séismes. Elle ne s'applique, cependant, pas aux données sismiques de cette expérience (Duboeuf et al., 2017) ni à celle de Tournemire, en France (De Barros et al., 2016). Il semble en être de même pour les expériences de fracturations hydrauliques réalisées en Suisse, sur le site de Grimsel par Jalali et al. (2017), dans des roches granitiques. Le nombre de séismes détectés au cours de ces expériences ne peut être directement mis en lien avec le volume injecté. En considérant que ces événements sismiques ont une magnitude semblable et en extrapolant le nombre de séismes au moment sismique cumulé par test, il est possible que celui-ci ne puisse être lié au volume injecté et ainsi ne suive pas la loi de McGarr (2014). Un constat similaire est fait lors d'expériences menées en laboratoire. Goodfellow et al. (2015) ne parviennent pas à relier le volume injecté au moment sismique calculé avec la loi de McGarr (2014), lors d'expériences de fracturation hydraulique sur des échantillons soumis à des essais triaxiaux. Cette loi ne serait, par conséquent, pas applicable pour des expériences à l'échelle centimétrique et décimétrique. Toutefois, pour des injections mettant en cause de plus grand volume de fluide, dans le cadre d'opérations industrielles géothermiques et pétrolières, la loi de McGarr (2014) semble s'appliquer (Figure 5.8).

Le fait que la loi de McGarr ne s'applique pas pourrait provenir à la fois de la quan-

tité de fluides injectée et des propriétés du milieu (perméabilité, porosité, orientation des fractures, contraintes initiales...). Il est possible que le volume de fluide injecté soit trop faible pour pressuriser le milieu. Le seuil de pression nécessaire au déclenchement de la sismicité ne peut alors être atteint et provoquer de la sismicité. De plus, si le milieu est très fracturé, les fluides peuvent se disperser rapidement, empêchant la création de surpressions locales et le déclenchement d'événements sismiques.

L'orientation des structures géologiques présentes pourraient également jouer un rôle important. Lorsqu'elles sont mal-orientées par rapport au champ de contrainte régionale, un glissement asismique pourrait être favorisé (chapitre 7.2.1.1). Or, la loi de McGarr (2014) repose sur le postulat que toute la déformation induite se produit sous forme de sismicité. Si un mouvement asismique se produit, elle pourrait ne pas s'appliquer. Ne considérant pas le mouvement asismique, la loi de McGarr (2014) serait trop simple pour caractériser la complexité du milieu à petite échelle. Ce dernier dépend, en effet, fortement des hétérogénéités locales.

## 7.2.2 Contrôle de la sismicité par transfert de contraintes ou diffusion des fluides ?

La distribution spatio-temporelle des événements sismiques sur l'ensemble des tests a montré que certains séismes étaient contrôlés par un transfert de contraintes dans le milieu alors que les autres pourraient l'être par la diffusion des fluides.

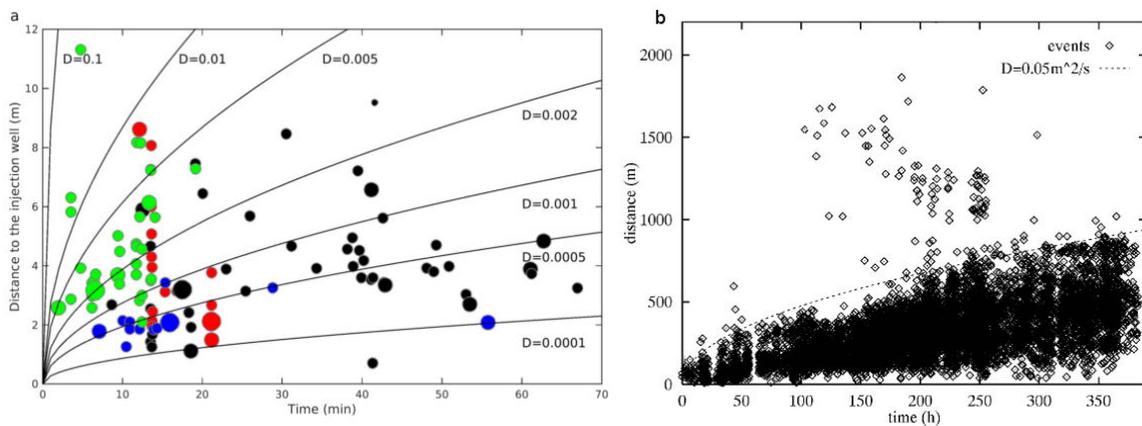


FIGURE 7.1 – Graphes RT

Graphes RT pour (a) tous les Tests des expériences et (b) les injections de 1993 de Soultz-Sous-Forêts d'après Shapiro et al. (1999)

Pour une partie des événements sismiques, la distance hypocentrale au point d'injection est indépendante du temps (Figure 7.1a). La sismicité ne suit alors pas des lois de diffusion des fluides. Elle serait contrôlée par un transfert de contraintes dans le milieu dû à la perturbation engendrée par le fluide (Cornet, 2000). Cette hypothèse est renforcée par la reconstitution des mouvements de bloc se produisant au point d'injection du test 2.

La sismicité observée peut être expliquée par ces mouvements sans que la présence de fluides ne soit nécessaire. De plus, elle fait suite à une déformation asismique localisée sur la fracture où sont injectés les fluides. Elle semble alors induite par un transfert de contraintes le long de cette fracture. Chen and Shearer (2011) ont étudié 20 essais sismiques s'étant produits entre 1981 et 2009 dans le réservoir géothermique de Salton Sea (Etats-Unis). Ils montrent qu'une partie de la sismicité ne suit pas une loi de diffusion des fluides telle que celle proposée par Shapiro et al. (2002). Ils en concluent la présence d'un mouvement asismique prononcé, qui par modification des contraintes induirait certains des tremblements de terre étudiés. La sismicité observée à Rustrel se placerait dans cette configuration.

L'autre partie des événements sismiques des expériences de cette thèse semble, quant à elle, suivre les lois de diffusion des fluides, décrites par Shapiro et al. (2002). A titre de comparaison, Shapiro et al. (1999) proposent comme coefficient de diffusion  $0.05 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$  pour modéliser, par une loi de diffusion des fluides, les injections de 1993 dans le réservoir géothermique de Soultz-Sous-Forêts (Figure 7.1b). A l'échelle crustale, Pacchiani and Lyon-Caen (2010) et Duverger et al. (2015) proposent un coefficient de diffusion de l'ordre  $0.12 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$  pour un des essais sismiques observés dans le Golf de Corinthe. Une diffusivité de  $0.27 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$  est trouvée pour les essais sismiques régulièrement observés en Europe Centrale (Vogtland/NW-Bohemia, Parotidis et al. (2003)). Cependant, les expériences de Rustrel (Duboeuf et al., 2017) ont montré qu'au cours d'un même test (3 et 11), le coefficient de diffusion peut varier de plus d'un ordre de grandeur en raison de la modification des propriétés hydrogéologiques induites par des ruptures. Une telle disparité ne permet pas d'établir une relation évidente entre la sismicité et les lois de diffusion des fluides. Or, Cornet (2000), en réponse à Shapiro et al. (1999), stipule que l'hypothèse d'une diffusivité homogène dans un milieu est rendue caduque dès lors que des couplages hydromécaniques ont lieu. De ce fait, il est envisageable que des couplages hydromécaniques, comme ceux observés à la source des injections des expériences de cette thèse, interviennent et contrôlent la sismicité.

A titre d'exemple, un calcul de la perméabilité a été effectué pour les tests 9 et 11, à partir du coefficient de diffusivité, obtenu grâce à la modélisation de la sismicité par des lois de diffusion des fluides (Figure 7.2). Cette perméabilité est ici comparée à la perméabilité déterminée au point d'injection et à faible pression, par Jeanne et al. (2013). Elle a été obtenue à partir des pulses des tests hydrauliques de 2009 (Derode et al., 2013). Puis une modélisation numérique - des diffusions - a été effectuée par Jeanne et al. (2013) à différentes profondeurs du puits d'injection B3 afin d'estimer la perméabilité.

La diffusivité  $D$  du test 11 varie entre  $0.001$  et  $0.0005 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$  (Figure 7.2a.). Sachant que l'emmagasinement  $S$  du milieu est estimé à  $8.8 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$  dans l'intervalle d'injection (Jeanne et al., 2013), la perméabilité ( $k$ ) du milieu peut être estimée à partir de la relation (équation 7.3) :

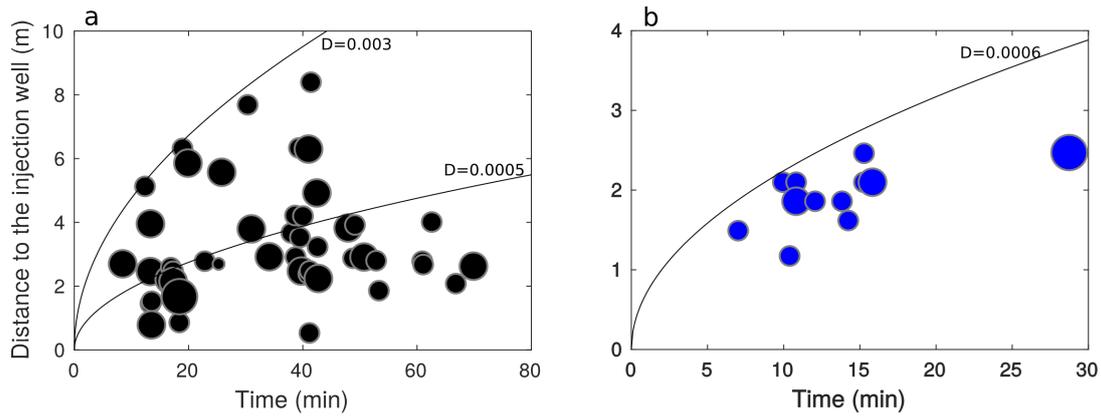


FIGURE 7.2 – Graphes RT pour les Tests (a) 11 et (b) 9.

$$k = \frac{\mu SD}{\rho g}, \quad (7.3)$$

où  $\mu$  est la viscosité dynamique du fluide,  $\rho$  sa masse volumique et  $g$  l'accélération de la pesanteur. Ce calcul de la perméabilité donne des valeurs variant de  $3.4 \times 10^{-12}$  à  $6.8 \times 10^{-13} \text{ m}^2$ . Or, la perméabilité estimée par Jeanne et al. (2013) est comprise entre  $10^{-14}$  et  $10^{-15} \text{ m}^2$ . En utilisant la diffusivité déduite de l'analyse de la sismicité, la perméabilité du milieu trouvée pour le test 11 est de 1 à 3 ordres de grandeur plus grande que celle calculée par Jeanne et al. (2013). La sismicité se produit alors en avant du front de propagation des fluides et non pas sur ce front, ainsi que proposée par Shapiro et al. (2002). Il se pourrait, par conséquent, que les fluides induisent une modification des contraintes, qui par transfert de contraintes, déclencherait la sismicité. Ces observations sont davantage en accord avec Cornet (2000, 2012, 2016), proposant que la sismicité résulte d'un transfert de contraintes dans le milieu.

Toutefois, le même calcul effectué avec un coefficient de diffusivité de  $0.0006 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  pour le test 9 (Figure 7.2b.), donne une perméabilité de  $7.5 \times 10^{-13} \text{ m}^2/\text{s}^2$ , cohérente avec la perméabilité de  $4 \times 10^{-14} \text{ m}^2$  estimée par Jeanne et al. (2013) pour une profondeur comprise entre 14 et 15 m (soit la profondeur de l'intervalle testé). Dans ce cas, une partie des séismes peut être contrôlée par la diffusion des fluides (chapitre 6).

D'après Cornet (2012, 2016), la sismicité peut être contrôlée par quatre mécanismes différents dépendants de la valeur de la pression du fluide injecté (chapitre 2.3.2.2). Tant que le fluide injecté est accommodé par le milieu, c'est-à-dire que les propriétés hydromécaniques du milieu à grande échelle ne sont pas modifiées, la diffusion des fluides contrôle la sismicité par création de surpressions locales. La distance entre le point d'injection et la localisation des événements sismiques augmente avec le temps (Shapiro et al., 2002; Shapiro and Dinske, 2009a), selon la relation  $r = \sqrt{4\pi Dt}$  (où  $r$  est la distance,  $D$  la diffusivité et  $t$  le temps). Les séismes sont alors représentatifs de la localisation des fluides en profondeur. Lorsque les propriétés hydromécaniques du milieu sont modifiées à grande

échelle, les fractures pré-existantes commencent à glisser. La sismicité est alors contrôlée par un transfert de contraintes, le long des fractures pré-existantes (Cornet, 2012, 2016).

Les injections réalisées montrent deux contrôles différents de la sismicité mettant en jeu deux mécanismes différents, selon le seuil de pression atteint, le débit injecté et la géologie (porosité, fracture, perméabilité, contraintes, résistance, élasticité...) du milieu : (1) un contrôle direct par les fluides (début du Test 9) et (2) un contrôle par transfert de contraintes (Tests 2 et 9).

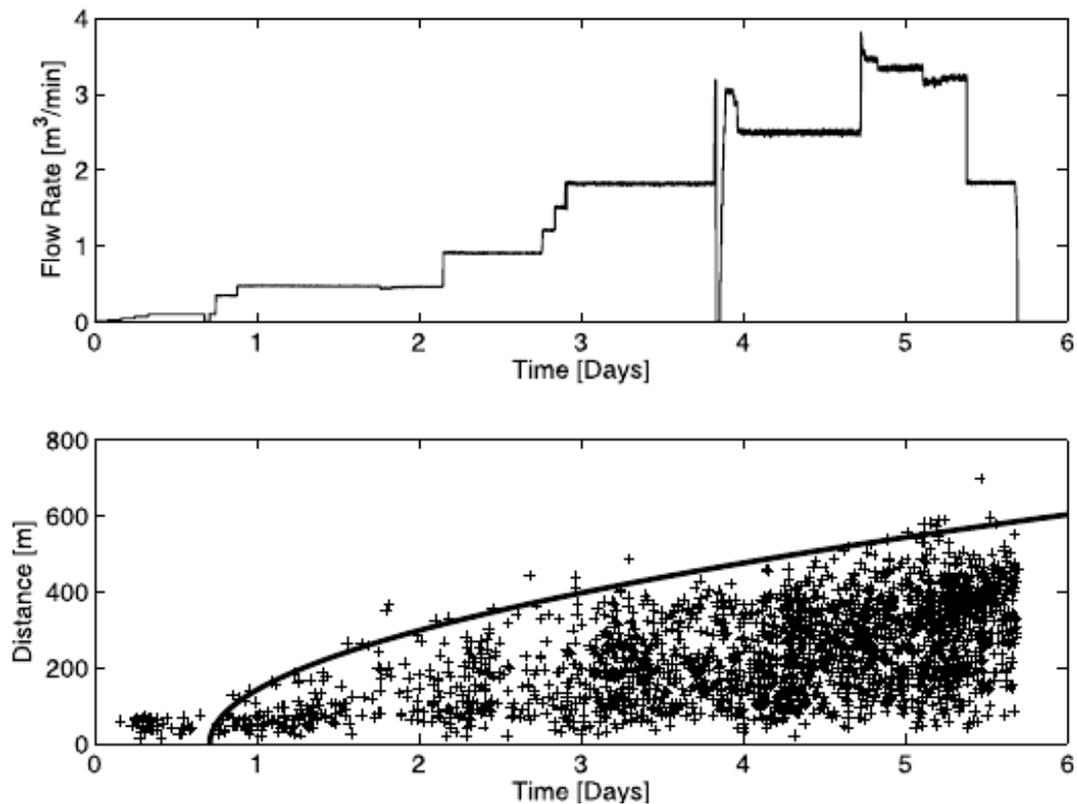


FIGURE 7.3 – Injections dans le puits Basel 1, à Bâle en Suisse, extraite de Shapiro and Dinske (2009b).

(a) Débit en fonction du temps. (b) Graphe RT.

Ces deux mécanismes de contrôle peuvent être observés dans plusieurs champs géothermiques. A Bâle, Shapiro and Dinske (2009b) montre que la sismicité suit une loi de diffusion de coefficient  $D=0.06 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , lors d'injections de fluide dans le puits Basel 1. L'augmentation du débit injecté au 4<sup>ème</sup> et 6<sup>ème</sup> jour n'est corrélée à aucun changement dans la sismicité (Figure 7.3). La localisation des événements sismiques serait alors contrôlée par les fluides (niveau 1 de Cornet (2012, 2016)).

En 1993, des injections de fluide ont été réalisées dans le puits GPK1 de Soultz-Sous-Forêts (Cornet et al., 2007) à des profondeurs comprises entre 2850 et 3400 m (Figure 2.20). Lorsque le débit injecté est inférieur à  $18 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1}$ , les séismes suivent une loi de diffusion des fluides. La stimulation hydraulique ne modifie pas les propriétés hydromécaniques du milieu à grande échelle, les séismes sont contrôlés par le niveau 1 (Cornet, 2012, 2016).

Lorsque le débit dépasse  $18 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ , une modification du nuage de sismicité est observée. Les événements sismiques induits présentent un alignement. Ils se localisent alors le long d'une fracture pré-existante. Le débit injecté a modifié les propriétés hydromécaniques du milieu à grande échelle, les fractures se sont mises à glisser. La sismicité est contrôlée par le niveau 2 (Cornet, 2012, 2016).

Lors des injections de fluide au German Deep Drilling Site (KTB) en 2004, Shapiro et al. (2006) proposent un coefficient de diffusion de  $0.05 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$  (Figure 7.4).

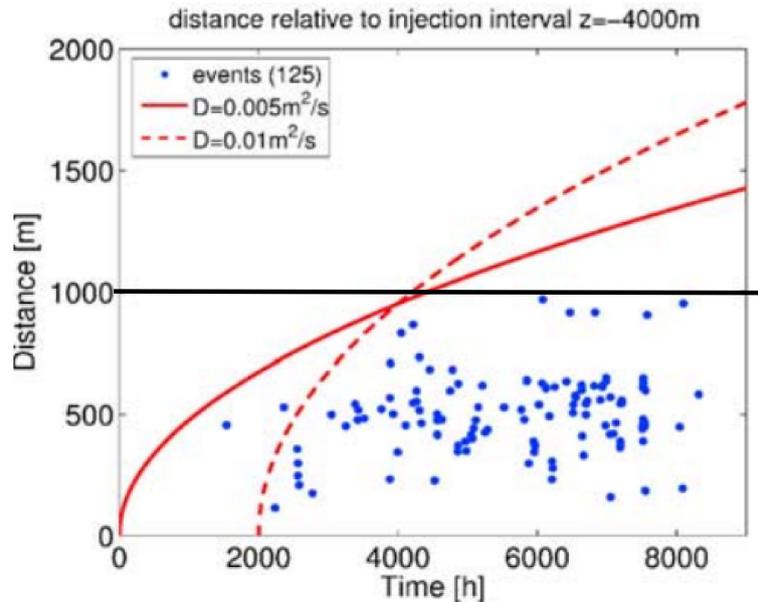


FIGURE 7.4 – Graphe RT pour les injections au KTB, adaptée de Shapiro et al. (2006).

Or, sur cette figure, la sismicité semble effectivement suivre une loi de diffusion jusqu'à  $t = 4000 \text{ h}$ . Après quoi, la distance entre les séismes et le point d'injection est quasiment constante (ligne horizontale noire). Un changement dans la localisation de la sismicité se produit. Les courbes de débit ne sont pas disponibles pour cette injection. Leur comparaison avec le changement de comportement de la sismicité n'est donc pas possible. Il est envisageable qu'après 4000 h, la sismicité soit contrôlée par un autre mécanisme que les fluides.

### 7.2.3 Rotation de l'état de contrainte et ré-activation de fractures

Le champ de contrainte, déduit par inversion des mécanismes au foyer, dans la galerie expérimentale n'est pas constant et varie avec la profondeur. Il diffère, de plus, du champ de contrainte calculé par Guglielmi et al. (2015a), à partir des données géologiques et mécaniques (chapitres 5.4.1 et 6.5.1). L'influence de la galerie aurait pu expliquer la rotation de l'état de contrainte (Shen and Barton, 1997; Kaiser et al., 2001; Eberhardt, 2001) si les contraintes principales  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$  avaient été inversées (chapitre 6). Par ailleurs, la présence

d'une faille peut modifier l'état de contrainte régional et induire des rotations locales de ce dernier (Faulkner et al., 2006). En effet, les nombreuses discontinuités géologiques se trouvant dans la zone endommagée de la faille complexifie le milieu. Or, des rotations allant jusqu'à  $90^\circ$  de la direction originelle des contraintes principales ont été observées lorsque des discontinuités géologiques étaient traversées (Martin and Chandler, 1993).

Une variation en profondeur de l'état de contrainte a, de plus, été remarquée dans différents réservoirs géothermiques (Segall and Fitzgerald, 1998; Valley and Evans, 2007; Martínez-Garzón et al., 2013). Dans le champ de Geysers (Californie, Etats-Unis), une corrélation temporelle entre l'évolution de l'orientation des contraintes principales et le débit injecté a été mise en évidence (Martínez-Garzón et al., 2013). En effet, une rotation des contraintes se produit systématiquement pendant les périodes où le débit injecté est le plus important. Des modélisations numériques ont associé les rotations du tenseur des contraintes aux injections de fluide dans ces zones (Jeanne et al., 2015a) et à la modification de la pression de pore (Altmann et al., 2014; Kim and Hosseini, 2017). Ainsi, Jeanne et al. (2015a) ont étudié l'évolution du tenseur de contrainte dans le réservoir de Geysers à l'aide d'un modèle thermohydromécanique en 3D. Leur modélisation reconstitue les observations faites dans le réservoir (Martínez-Garzón et al., 2013). La rotation du tenseur de contrainte serait liée à un refroidissement progressif du réservoir initialement chaud, dû aux injections de fluide à faible température. Ce refroidissement ajouté à la gravité provoque une diminution de la contrainte verticale qui se propage loin sous le point d'injection. Dans le même temps, la contrainte horizontale augmente, en réponse à la redistribution des contraintes au-dessus et en-dessous de la zone de refroidissement. Le tenseur des contraintes tourne alors. Ces effets thermiques ne peuvent, cependant, pas être pris en compte dans les expériences réalisées au début de cette thèse ; l'eau injectée et le "sol" de la galerie étant thermiquement proches.

Par ailleurs, l'étude de Altmann et al. (2014) analyse l'impact des modifications de la pression de pore sur les composantes du tenseur de contraintes, à l'aide d'un modèle géomécanique en 3D. Ils montrent qu'une modification de la pression de pore conduit à une modification de toutes les composantes du tenseur de contraintes. La rotation des contraintes due aux changements de pression de pore pourrait alors induire une ré-activation de fractures, préalablement mal-orientées (Altmann et al., 2014). Considérant le critère de Mohr-Coulomb (Byerlee, 1978), la ré-activation des fractures dépend de son orientation vis-à-vis du champ de contrainte, du coefficient de friction statique et de la pression de fluide (Sibson, 1985). Ainsi, Leclère et al. (2012) suggèrent que la sismicité de la vallée de l'Ubaye (France) et la ré-activation d'une faille N130°-74° Sud-Ouest, mal-orientée dans le champ de contrainte régional, puissent être dues à des surpressions de fluides et à des modifications des propriétés de friction de la faille. Dans le champ géothermique de Geysers, 28% de la sismicité se produit sur des fractures mal, voir très mal orientées dans le champ de contrainte local (Martínez-Garzón et al., 2016). La ré-

activation de ces fractures, qui se trouvent à proximité du puits d'injection, se produit lors des plus fortes phases d'injection. Cette sismicité est temporellement associée à des surpressions.

Par ailleurs, la présence de déformation asismique est observée dans les zones de présence de fluides (Cornet et al., 1997; Rogers and Dragert, 2003; Guglielmi et al., 2015a). Schoenball et al. (2014) propose alors que la rotation du champ de contrainte, observée dans le réservoir géothermique de Soultz-Sous-Forêts, soit provoquée par un fort mouvement asismique. Une forte diminution de la contrainte horizontale maximale se produit pendant les injections. Les auteurs suggèrent alors qu'une petite modification locale suffirait à changer l'orientation du champ de contrainte de manière significative.

Mais comment lier la rotation du champ de contrainte au mouvement asismique ? La contrainte de rupture de Coulomb  $\Delta\sigma_{coulomb}$  (Stein, 1999) s'écrit :

$$\Delta\sigma_{coulomb} = \Delta\tau - \mu(\Delta\sigma_n - \Delta p), \quad (7.4)$$

avec  $\Delta\tau$  la variation de la contrainte tangentielle,  $\Delta\sigma_n$  la variation de la contrainte normale, et  $\Delta p$  la variation de la pression de pore entre l'état initial et l'état final. Lorsqu'une augmentation de la contrainte de Coulomb se produit, soit  $\Delta\sigma_{coulomb} > 0$ , le potentiel de rupture de la surface considérée augmente. A contrario, une diminution de la contrainte de Coulomb ( $\Delta\sigma_{coulomb} < 0$ ) implique une diminution du potentiel de rupture. A titre d'exemple, la majorité des répliques du séisme  $M_W=6.7$  Northridge se produit dans des zones de contraintes de Coulomb positives (Stein, 1999). Le mouvement asismique pourrait induire une modification des contraintes de Coulomb, qui induirait alors une perturbation locale du champ de contrainte. Une rotation de l'état de contrainte est observée. Elle entraînerait par la suite une possible sismicité.

### 7.3 Sismicité déclenchée par le mouvement asismique ?

Au cours de ces expériences, deux mécanismes de contrôle de la sismicité ont été mis en évidence. Ils dépendent du débit injecté, de la pression de fluide et du milieu géologique. Le premier niveau est un contrôle direct par les fluides, tel que suggéré par le début du test 9. Il n'y a pas de modifications des propriétés hydromécaniques du milieu à grande échelle (Figure 7.5, gauche). Le second niveau est atteint lorsque ces propriétés sont modifiées à grande échelle (Figure 7.5, droite). Une rupture semble se produire sur les failles mais celle-ci est principalement asismique. Ainsi, les injections de fluide généreraient, lorsqu'un certain débit est dépassé, un mouvement asismique sur une ou plusieurs fractures. Un transfert de contrainte se produirait et entraînerait la sismicité. De ce fait, il est possible que la sismicité soit initiée par un mouvement asismique. Cette hypothèse est cohérente avec les observations à d'autres échelles de mesure. En effet, les expériences en labora-

toire supposent l'existence d'un mouvement asismique précédant le glissement sismique (Dieterich, 1978; Latour et al., 2013). Guglielmi et al. (2015a), à l'échelle métrique, ont également observé le déclenchement d'une sismicité après l'initiation d'un glissement asismique. A l'échelle du réservoir, Wei et al. (2015) ont proposé que l'important mouvement asismique observé dans le champ géothermique de Brawley soit l'instigateur des deux séismes de magnitudes  $M_W > 5$  l'ayant suivi. De même, Lohman and McGuire (2007) proposent que les essais sismiques enregistrés dans le champ de Salton Sea (Etats-Unis) soient contrôlés par un mouvement asismique. Finalement, à l'échelle crustale, des SSE ont parfois été enregistrés avant l'occurrence d'un grand séisme tels que pour le séisme de Papanao  $M_W=7.3$  (Mexique, Radiguet et al. (2016)) ou de Tohoku  $M_W=9.0$  (Japon, Kato et al. (2012)). Ce qui pourrait suggérer qu'une déformation asismique initierait ces grands séismes.

Le schéma conceptuel suivant (Figure 7.5) propose une théorie expliquant les mécanismes de contrôle de la sismicité induite déduits de ces expériences.

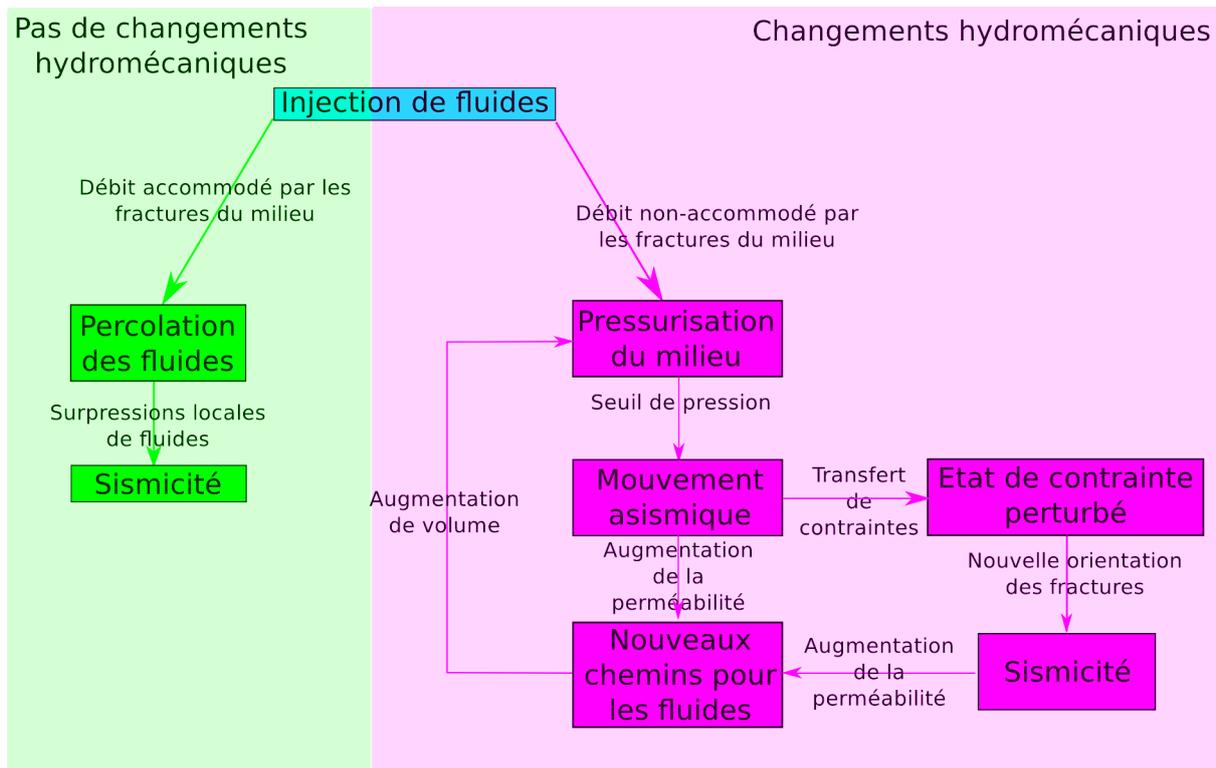


FIGURE 7.5 – Schéma des contrôles possibles de la sismicité lors d'injections de fluide.

Lorsque les fluides sont injectés dans le milieu : (1) Celui-ci peut accommoder le débit injecté et les fluides se diffusent (Figure 7.5, gauche, en vert). Ils occasionnent des suppressions locales de fluides, probablement localisées sur de petites hétérogénéités, et déclenchent la sismicité. Tant que le débit injecté est accepté par le milieu, ce schéma se reproduit. La réponse du milieu est élastique à grande échelle. (2) Quand le milieu n'accommode plus le débit, les propriétés hydromécaniques du milieu sont modifiées à grande

échelle (Figure 7.5, droite, en rose). Le milieu est considéré comme un volume fermé que le fluide pressurise. Une analogie avec le concept de "Fault-Valve" de Sibson et al. (1988) peut être faite. Lorsque la pression dépasse un certain seuil, Sibson et al. (1988) propose qu'une sismicité et qu'une ouverture de fractures se produisent. Une étape est, ici, ajoutée : celle du mouvement asismique. Il est possible que l'augmentation de pression provoque une chute de friction et permette à la rupture de se déclencher (Hubbert and Rubey, 1959). Deux possibilités s'offrent alors. Le mouvement asismique provoque une augmentation de la perméabilité, et ouvre de nouveaux chemins par lequel le fluide peut s'infiltrer. Dans le même temps, le mouvement asismique peut modifier les contraintes "transitoires" de Coulomb (Stein, 1999) qui entraîneront à leur tour une rotation du champ de contrainte (Schoenball et al., 2014). Ce changement peut conduire à une nouvelle orientation favorable des fractures au glissement sismique dans le champ de contrainte (Altmann et al., 2014). A ce stade, la sismicité peut se déclencher, en réponse au mouvement asismique (Cornet, 2012, 2016). Une augmentation de la perméabilité accompagne le glissement sismique et de nouveaux chenaux où les fluides peuvent se diffuser sont créés. Le volume à pressuriser augmente de ce fait.

Il n'est, par ailleurs, pas toujours possible de le pressuriser. Ainsi, lors des expériences menées en 2009 par Derode et al. (2013) et Guglielmi et al. (2015a), une sismicité constituée d'une centaine d'événements avait été détectée. Les injections des Tests 5, 6, et 7 ont été effectuées au même endroit que celles réalisées en 2009. Or, aucune sismicité n'a été détectée au cours de ces injections. La pressurisation du milieu n'a pas été possible malgré un débit dépassant 70 L/min. Une hypothèse envisageable pour expliquer cette différence comportementale est une déformation irréversible du milieu, ayant engendré une modification de la perméabilité. Les expériences de 2009 auraient irréversiblement déformé le milieu, ouvrant de nouveaux chemins pour la circulation des fluides. Ces derniers sont évacués par le milieu avant que la montée en pression ne soit possible. Le milieu ne peut être pressurisé avec le dispositif utilisé et la sismicité ne peut avoir lieu.

**Conclusion :** La sismicité induite lors de ces expériences peut s'expliquer par (1) la diffusion des fluides dans le milieu et (2) par le mouvement asismique. Dans ce deuxième cas, ce mouvement asismique, induit par les injections de fluide, modifie les contraintes transitoires de Coulomb, impliquant par une rotation locale du champ de contrainte. Des fractures, *a priori* mal orientées dans le champ de contrainte, sont alors susceptibles d'être ré-activées. De la sismicité peut se produire.

## 7.4 Perspectives

Plusieurs perspectives peuvent être envisagées à la suite de cette thèse.

La première consiste en l'amélioration de la qualité des résultats obtenus. Les signaux détectés présentent un faible rapport signal sur bruit dû à la très faible magnitude des

événements sismiques. De plus, le bruit extérieur est difficilement contrôlable. Par conséquent, l'emploi de méthodes plus sophistiquées telles que les fonctions de Green empiriques ou les inversions de formes d'onde complètes ne semblent pas adaptées en l'état. Toutefois, un nouveau traitement de certaines données sismiques pourrait être envisagé. En effet, au cours de certains tests d'injection, les événements sismiques sont proches les uns des autres, ont une forme d'onde similaire et un mécanisme au foyer semblable. L'erreur commise lors de la localisation des événements sismiques est d'environ 1 m. Pour certains tests, tels que le 9 où la moitié des séismes se produit dans un volume de  $0.5 \text{ m}^3$ , l'hypothèse que les événements sismiques se produisent au même endroit peut être faite. Dans ce cas, les signaux pourraient être stackés afin d'améliorer le rapport signal sur bruit. Ce stack des signaux sismiques permettrait l'emploi d'une inversion de la forme d'onde pour le calcul de mécanismes au foyer, dits composites. L'amélioration de la qualité des résultats obtenus renforcerait alors les interprétations faites auparavant.

Par ailleurs, il a été vu dans le chapitre 3.5.2.1 la présence d'une résonance, induite par le couplage entre le puits et les accéléromètres en profondeur. Pour les puits B2 et B3 où ont été réalisés des tirs de calibration, il est possible de déterminer une ondelette représentative de la réponse de chaque puits. En déconvoluant la trace sismique réelle avec cette ondelette, il serait possible de s'affranchir de la résonance induite par le couplage. En supposant, de plus, que les puits B2 et B3 sont représentatifs de la zone et en utilisant un calage inter-puits, une ondelette statistique peut être trouvée et utilisée pour une déconvolution avec tous les accéléromètres de puits. Une partie du bruit pourrait, ainsi, être atténuée par cette méthode.

La discussion des résultats obtenus dans cette thèse a montré que la plupart d'entre eux, à l'exception de la loi de McGarr, permettait des analogies avec les échelles du réservoir et crustales. Toutefois, la part d'asismicité dans les expériences à l'échelle métrique paraît plus importante qu'aux échelles supérieures et a été, précédemment, discutée. Ainsi, en prenant certaines précautions, les observations obtenues par injection de fluide à l'échelle métrique pourraient s'extrapoler aux réservoirs et aux failles crustales. De ce fait, la répétition de ce genre d'expériences dans divers types de roche (calcaire, argile, granite) en ayant soin de déployer une dense couverture instrumentale pour décrire les effets de l'injection, permettrait d'améliorer la compréhension de la relation entre les fluides et la sismicité grâce à la multiplication des données disponibles. En se basant sur les données de cette thèse, un des premiers enjeux de ces expérimentations serait de réussir à augmenter le rapport signal sur bruit des signaux observés. Parvenir à diminuer le bruit lié aux expériences et qui affecte la qualité des signaux pourrait être une option. Il est possible qu'en installant le poste de contrôle plus loin de la zone expérimentale et plus particulièrement la pompe d'injection, les bruits liés à l'instrumentation soient diminués. Une autre piste d'amélioration pourrait consister en la répartition spatiale des accéléromètres. Au cours de ces expériences la direction nord était très bien contrainte alors que les directions est

et verticale l'étaient moins. Le traitement des données sismiques a montré que l'ajout d'une donnée dans les directions est ou verticale améliorerait sensiblement la localisation des événements. De ce fait, il est possible qu'en augmentant le nombre de capteurs dans la direction est, la localisation gagne en précision. Dans la direction verticale, le nombre de capteurs contraignait très bien la localisation lorsque tous étaient utilisés. Cependant, le couplage entre les capteurs et les puits a induit une résonance. Les accéléromètres situés en fond de puits n'ont ainsi été que peu exploités. La manière dont ce couplage peut être amélioré pour éviter la résonance sans atténuer le signal est une piste à explorer. D'autres types de capteurs pourraient également être utilisés afin d'enregistrer les émissions acoustiques ou électromagnétiques, par exemple.

### 7.4.1 Indicateurs de déformation asismique ou sismique ?

Réussir à discriminer des indicateurs de présence de mouvements sismiques ou asismiques est également primordial, en terme de risque sismique. En effet, la sismicité peut être induite par des mouvements asismiques lors d'injections de fluide dans le sous-sol. De ce fait, avoir des indicateurs d'occurrence de ce glissement asismique permettrait de réguler la sismicité induite.

#### 7.4.1.1 Les signaux basses fréquences

Les tremors ou SSE sont considérés comme des marqueurs d'une déformation asismique (Schwartz, 2007; Beroza and Ide, 2011). Contrairement aux expériences réalisées en 2009 (Derode et al., 2013; Guglielmi et al., 2015a) où de tels signaux avaient été observés, aucun n'a été vu lors du traitement des géophones et des accéléromètres installés pour le suivi sismique des expériences de 2015. Or, il a été montré dans le chapitre 3.3.2.1 que ces instruments permettaient de parcourir une gamme de fréquences allant de 10 Hz à 10 kHz. Toutefois, ni les inclinomètres (très basses fréquences) ni les microphones (3.5 - 20000 Hz) n'ont été traités ou analysés dans cette thèse. Il est possible que des signaux indicateurs de mouvements lents s'y trouvent.

#### 7.4.1.2 Chutes de contrainte très faibles

Pour des séismes de faibles magnitudes, Imanishi et al. (2004) ont montré que la vitesse de rupture pouvait varier de 0.4 à 0.9 de la vitesse des ondes S. La présence de fluides dans le milieu ou encore une composante en traction dans le mécanisme de la source (Broberg, 2006) peut diminuer la vitesse de rupture. Dans cette thèse, les chutes de contrainte ont été déterminées, à partir du moment sismique et de la fréquence coin de chaque événement (équation 4.9), pour deux vitesses de rupture correspondant à 0.5 et 0.9 de la vitesse des ondes S. Les chutes de contrainte obtenues varient de 2.5 à 178 kPa pour une moyenne de 17.9 kPa pour une vitesse de rupture égale à 0.9 de celle des ondes S ; et de 13 à 950 kPa

et une valeur moyenne de 95.8 kPa pour une vitesse de rupture égale à 0.5 de la vitesse des ondes S (Figure 7.6).

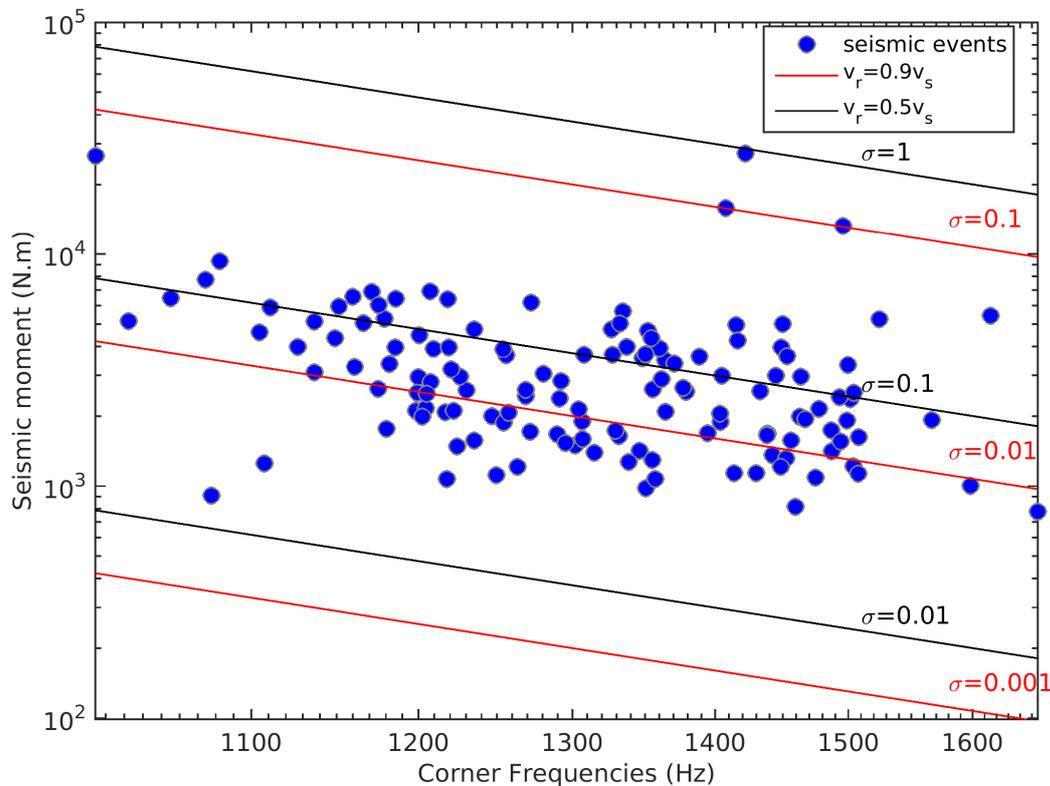


FIGURE 7.6 – Moment sismique en fonction des fréquences coins et chutes de contrainte selon la vitesse de rupture.

Les chutes de contrainte sont calculées en utilisant l'équation 4.9. Elles sont déterminées pour deux vitesses de rupture : l'une est de 0.9 des ondes S (rouge) et l'autre de 0.5 des ondes S (noir).

Les chutes de contrainte calculées pour une vitesse de rupture de 0.5 de la vitesse des ondes S sont plus fortes d'environ un ordre de grandeur que celles obtenues pour une vitesse de 0.9 des ondes S. Cependant, quelque soit la vitesse de rupture considérée, la valeur des chutes de contrainte estimée est plus faible d'un à deux ordres de grandeurs que les valeurs communes ( $> 1$  MPa) des séismes tectoniques (Kanamori and Anderson, 1975). Toutefois, de très faibles valeurs ont été observées dans des réservoirs pétroliers où sont pratiquées des fracturations hydrauliques tels que celui de Barnett Shales (2.5 kPa) et de Cotton Valley (16.5 kPa), aux Etats-Unis (Shapiro et al., 2013). Les expériences réalisées dans cette thèse, ont, de plus, mis en évidence la présence d'une forte déformation asismique mais aussi des chutes de contrainte faibles pour les événements sismiques. Dans cette optique, que des chutes de contrainte très faibles (de l'ordre de quelques dizaines de kPa) puissent être un indicateur de l'occurrence d'un mouvement asismique, est une perspective à envisager. Cependant, Huang et al. (2017) montrent que la chute de contrainte

due aux séismes induits par les fluides est identique à celle des séismes naturels ; laissant ainsi la question ouverte.

### 7.4.1.3 Une b-value inexpliquée

En considérant qu'une relation linéaire puisse être trouvée entre le logarithme du nombre cumulé d'événements sismiques et la magnitude des séismes (Figure 7.7), l'estimation de la b-value sur l'ensemble des séismes de ces expériences conduit à une valeur de 2.4.

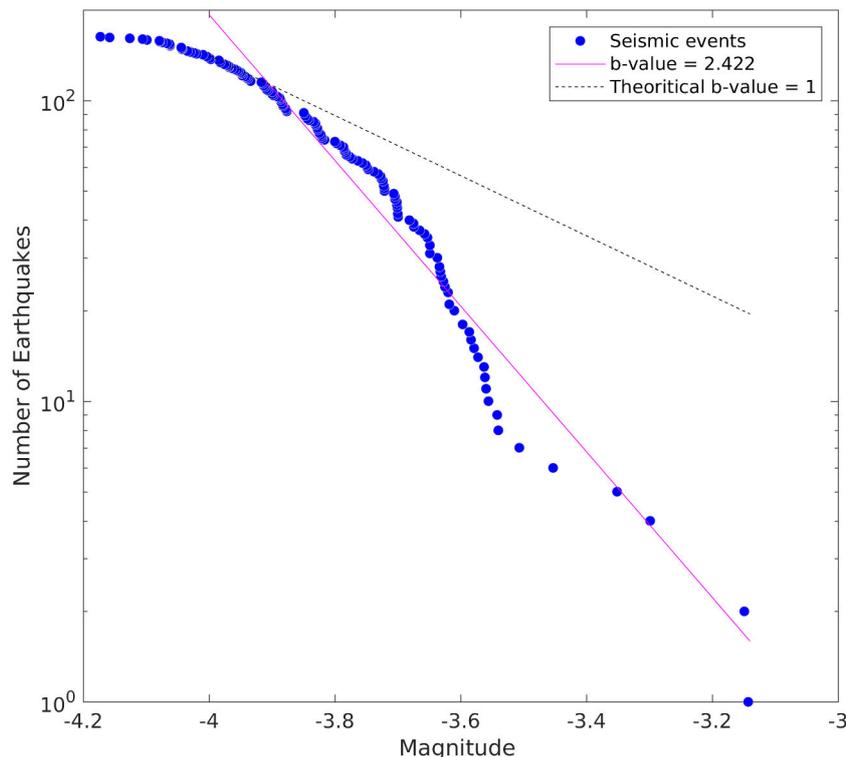


FIGURE 7.7 – Loi de Gutenberg-Richter.

La droite rose représente la loi de Gutenberg-Richter modélisant les événements sismiques pour une b-value de 2.4. La droite noire en pointillé représente la loi de Gutenberg-Richter théorique pour une b-value de 1.

Une forte b-value est parfois observée dans les zones d'injection de fluide (Shapiro et al., 2013). Un exemple est le champ pétrolier de Barnett Shale aux Etats-Unis, où la b-value est de 2.74 (Shapiro et al., 2013) De même, Eaton et al. (2014) ont calculé des lois de Gutenberg-Richter pour les séismes de trois réservoirs pétroliers où sont réalisées des fracturations hydrauliques. Ils ont montré que les b-values étaient respectivement de 2.61, 2.44 et 1.63 pour les champs de Cotton Valley, Central Alberta et Horn River Basin. Ils expliquent ces fortes valeurs de b par la forte stratification des réservoirs étudiés.

Toutefois, la b-value calculée ici est peu contrainte du fait d' :

1. Un nombre insuffisant de séismes pour déterminer les paramètres de la loi de Gutenberg-Richter. Le calcul est, en effet, réalisé avec 137 séismes. Or, étant une loi statistique, il est généralement considéré que ce calcul nécessite 300 séismes afin de pouvoir contraindre le résultat.
2. Une plage trop étroite de magnitudes pour les événements sismiques de ces expériences. Le calcul de la loi de Gutenberg-Richter requiert des séismes se répartissant sur au moins un ordre de grandeur de magnitudes. Ici, les magnitudes des séismes varient entre -3.14 et -4.1 avec une majorité d'événements sismiques entre -3.4 et -3.6. Il est raisonnable de penser que l'intervalle de magnitude est trop faible pour obtenir une loi de Gutenberg-Richter correcte.
3. Des incertitudes dans le calcul des magnitudes.
4. Un catalogue de données incomplet. La courbe (Figure 7.7) montre en effet un manque de grands séismes et/ou de petits séismes. En considérant que la b-value est bien de 2.42 et la magnitude de complétude de -4, un certain nombre de petits séismes serait manquant. Leur absence peut s'expliquer par la sensibilité du réseau qui ne détecte à 10 m que les séismes de magnitude  $M_W$  supérieure à -4. Si la b-value n'est pas de 2.42, il manque alors des événements de plus forte magnitude. Il est, toutefois, exclu que cette absence soit liée à l'étape de détection. En effet, le choix d'un seuil de détection faible a limité le nombre de séismes non trouvé. La taille des fractures dans la zone expérimentale semble une hypothèse plus vraisemblable pour expliquer le manque de grands séismes. Il est possible que les structures géologiques ré-activées du milieu soient trop petites pour engendrer des séismes de magnitudes supérieures à -3. L'amplitude de la perturbation engendrée par les injections de fluide (une dizaine de mètres tout au plus) pourrait, également, être trop faible pour générer de plus grands séismes (McGarr, 2014).

Par ailleurs, le logarithme du nombre cumulé d'événements sismiques et la magnitude des séismes n'indique pas ici une relation linéaire. La loi de Gutenberg-Richter ne s'applique alors pas. Cette observation avait auparavant été faite pour des milieux ayant un comportement ductile (Amitrano, 2003; Bean et al., 2014). Dans ce cas, la réponse du milieu est plastique et donc partiellement asismique. Par conséquent, une courbe de Gutenberg-Richter non linéaire serait-elle indicatrice d'un possible mouvement asismique ?

#### 7.4.2 Amélioration de la compréhension des couplages hydromécaniques par modélisation numérique

L'influence qu'ont différents paramètres tels que les contraintes, la pression, la perméabilité du milieu... pourrait être estimée par des modélisations numériques. Ainsi, la reconstitution des mouvements de blocs au point d'injection des tests 2 et 9 permettrait,

éventuellement, de discriminer si la sismicité est contrôlée préférentiellement par un transfert de contraintes ou par la diffusion des fluides dans le milieu. Le doctorant Nicolas Wynants y travaille actuellement, et utilise le code 3DEC (3-Dimensional Distinct Element Code) développé par Itasca. Ce logiciel permet de simuler la réponse d'un milieu géologique discontinu, à un chargement statique ou dynamique, en utilisant la méthode des éléments distincts (Cundall, 1971; Cundall and Strack, 1979). L'influence de différents paramètres - contraintes, pression et débit du fluide injecté, paramètres de friction, paramètres mécaniques du milieu (module d'Young, coefficient de Poisson...)...- sur la sismicité y sera testée. Les résultats obtenus au cours de cette thèse sont tout autant de critères permettant de contraindre la modélisation numérique. Ainsi, une meilleure compréhension des couplages hydromécaniques dans la réponse du milieu à une injection de fluide est attendue.

### 7.4.3 Calcul des contraintes de Coulomb

Le chapitre 6 s'est intéressé aux modifications de contraintes dans le milieu. Il y a été suggéré, ainsi que dans cette discussion, que la variation de la contrainte de Coulomb (Stein, 1999) en réponse au mouvement asismique joue un rôle dans la distribution de la sismicité. Par conséquent, un calcul de la variation de la contrainte de Coulomb pourrait être envisagée afin de tester de cette hypothèse. Les données sismiques des différents tests seront alors comparées avec les variations de la contrainte de Coulomb.

## 7.5 Conclusion générale

Les expériences d'injections de fluide à haute-pression réalisées pendant cette thèse ont mis en évidence les résultats suivants : (1) Plus de 96 % de la déformation induite par des injections est asismique. (2) La loi de McGarr (2014) ne s'applique pas dans le cas d'injections à petite échelle. (3) Une analyse conjointe de la sismicité, de l'hydrogéologie, de la géologie et de la mécanique permet de mieux comprendre la réponse sismique et asismique du milieu. (4) Deux facteurs dépendants du débit injecté, de la pression de fluide et des propriétés hydromécaniques du milieu (perméabilité, résistance...), peuvent contrôler la sismicité : la diffusion des fluides et le transfert de contraintes. (5) Le mouvement asismique peut, dans certains cas, induire la sismicité. Finalement, un modèle a été proposé pour expliquer l'influence des injections de fluide dans un milieu et la réponse sismique ou asismique qui en résulte. Ce modèle conceptuel prend en compte les observations de cette étude mais également les observations faites à l'échelle du réservoir et crustale.

Cette étude a permis de mieux comprendre le rôle des fluides dans le déclenchement de la sismicité induite mais a également montré toute la complexité de la relation entre les fluides et la sismicité. Ainsi, les fluides peuvent, sous certaines conditions, contrôler

directement l'occurrence des événements sismiques. De ce fait, la microsismicité induite pourrait être utilisée pour suivre la circulation des fluides en profondeur lors des injections. D'un point de vue risque sismique, les événements sismiques étant uniquement contrôlés par les fluides, diminuer le débit et la pression devrait suffire à maîtriser le nombre et la magnitude des séismes. Cependant, lorsque le débit et la pression du fluide injecté dépasse une valeur limite, la sismicité n'est alors plus qu'un effet secondaire des injections, ces dernières occasionnant en premier lieu un mouvement asismique. La localisation des tremblements de terre n'est alors pas représentative de la présence de fluides mais plutôt d'une perturbation des contraintes. Limiter la sismicité induite nécessite alors de maîtriser et, par conséquent de détecter, le mouvement asismique induit et son amplitude.



# Bibliographie

- Ake, J., Mahrer, K., O'Connell, D., and Block, L. (2005). Deep-Injection and Closely Monitored Induced Seismicity at Paradox Valley, Colorado. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(2) :664–683.
- Aki, K. and Richards, P. G. (1980). Quantitative Seismology, Theory and Methods, Vol. 1. *WH Freeman & Co.*
- Altmann, J. B., Müller, B. I. R., Müller, T. M., Heidbach, O., Tingay, M. R. P., and Weißhardt, A. (2014). Pore pressure stress coupling in 3D and consequences for reservoir stress states and fault reactivation. *Geothermics*, 52(Supplement C) :195–205.
- Amitrano, D. (2003). Brittle-ductile transition and associated seismicity : Experimental and numerical studies and relationship with the b value. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 108(B1).
- Amoroso, O., Russo, G., De Landro, G., Zollo, A., Garambois, S., Mazzoli, S., Parente, M., and Virieux, J. (2017). From velocity and attenuation tomography to rock physical modeling : Inferences on fluid-driven earthquake processes at the Irpinia fault system in southern Italy. *Geophysical Research Letters*, 44(13) :6752–6760.
- Assefa, S., McCann, C., and Sothcott, J. (2003). Velocities of compressional and shear waves in limestones. *Geophysical Prospecting*, 51(1) :1–13.
- Audet, P., Bostock, M. G., Christensen, N. I., and Peacock, S. M. (2009). Seismic evidence for overpressured subducted oceanic crust and megathrust fault sealing. *Nature*, 457(7225) :76–78.
- Avouac, J.-P. (2015). From geodetic imaging of seismic and aseismic fault slip to dynamic modeling of the seismic cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43 :233–271.
- Bachmann, C. E., Wiemer, S., Goertz-Allmann, B. P., and Woessner, J. (2012). Influence of pore-pressure on the event-size distribution of induced earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 39(9).

- Bachmann, C. E., Wiemer, S., Woessner, J., and Hainzl, S. (2011). Statistical analysis of the induced Basel 2006 earthquake sequence : introducing a probability-based monitoring approach for Enhanced Geothermal Systems. *Geophysical Journal International*, 186(2) :793.
- Baisch, S., Weidler, R., Vörös, R., and Jung, R. (2006). A conceptual model for post-injection seismicity at Soultz-sous-Forêts. *GRC Transactions*, 30 :601–605.
- Bao, X. and Eaton, D. W. (2016). Fault activation by hydraulic fracturing in western Canada. *Science*.
- Bardainne, T. (2005). *Etude de la sismicité de Lacq et analyse des formes d’ondes par décomposition en chirplets*. PhD thesis, Université de Pau et des Pays de l’Adour.
- Barnhart, W. D., Benz, H. M., Hayes, G. P., Rubinstein, J. L., and Bergman, E. (2014). Seismological and geodetic constraints on the 2011 Mw5.3 Trinidad, Colorado earthquake and induced deformation in the Raton Basin. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(10) :7923–7933.
- Barton, N. (2002). Some new Q-value correlations to assist in site characterization and tunnel design. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 39 :185–216.
- Bastide, F. (2014). *Synthesis of the evolution of the Urogenian platform (late Barremian to early Aptian) in southeastern France : facies, micropaleontology, geochemistry, paleotectonics and numerical model*. Theses, Université de Grenoble.
- Batiot, C., Emblanch, C., and Blavoux, B. (2003). Carbone organique total (COT) et magnésium (Mg<sup>2+</sup>) : deux traceurs complémentaires du temps de séjour dans l’aquifère karstique. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(2) :205–214.
- Bean, C. J., De Barros, L., Lokmer, I., Metaxian, J.-P., O’ Brien, G., and Murphy, S. (2014). Long-period seismicity in the shallow volcanic edifice formed from slow-rupture earthquakes. *Nature Geosci*, 7(1) :71–75.
- Bell, R., Sutherland, R., Barker, D. H. N., Henrys, S., Bannister, S., Wallace, L., and Beavan, J. (2010). Seismic reflection character of the Hikurangi subduction interface, New Zealand, in the region of repeated Gisborne slow slip events. *Geophysical Journal International*, 180(1) :34–48.
- Bergerat, F. (1985). *Déformation cassante et champs de contraintes tertiaires dans la plateforme européenne*. PhD thesis, Université Paris 6.
- Beroza, G. C. and Ide, S. (2011). Slow Earthquakes and Nonvolcanic Tremor. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39(1) :271–296.

- Boore, D. M. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73(6) :1865–1894.
- Boroumand, N. and Eaton, D. (2012). Comparing Energy Calculations - Hydraulic Fracturing and Microseismic Monitoring.
- Bourouis, S. and Bernard, P. (2007). Evidence for coupled seismic and aseismic fault slip during water injection in the geothermal site of Soultz (France), and implications for seismogenic transients. *Geophysical Journal International*, 169(2) :723–732.
- Bourouis, S. and Cornet, F. H. (2009). Microseismic activity and fluid fault interactions : some results from the Corinth Rift Laboratory (CRL), Greece. *Geophysical Journal International*, 178(1) :561.
- Broberg, K. B. (2006). Differences Between Mode I and Mode II Crack Propagation. *Pure and Applied Geophysics*, 163(9) :1867–1879.
- Brodsky, E. E. and Lajoie, L. J. (2013). Anthropogenic Seismicity Rates and Operational Parameters at the Salton Sea Geothermal Field. *Science*, 341(6145) :543–546.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 75(26) :4997–5009.
- Brune, J. N., Archuleta, R. J., and Hartzell, S. (1979). Far-field S-wave spectra, corner frequencies, and pulse shapes. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 84(B5) :2262–2272.
- Buijze, L., Orlic, B., Wassing, B. B. T., and Schreppers, G.-J. (2015). Dynamic Rupture Modeling of Injection-Induced Seismicity : Influence of Pressure Diffusion Below Porous Aquifers.
- Byerlee, J. (1978). Friction of rocks. *pure and applied geophysics*, 116(4) :615–626.
- Calò, M., Dorbath, C., Cornet, F. H., and Cuenot, N. (2011). Large-scale aseismic motion identified through 4-D P-wave tomography. *Geophysical Journal International*, 186(3) :1295.
- Cappa, F., Rutqvist, J., and Yamamoto, K. (2009). Modeling crustal deformation and rupture processes related to upwelling of deep CO<sub>2</sub>-rich fluids during the 1965–1967 Matsushiro earthquake swarm in Japan. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 114(B10).

- Carder, D. S. (1945). Seismic investigations in the Boulder Dam area, 1940-1944, and the influence of reservoir loading on local earthquake activity\*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 35(4) :175.
- Chaves, E. J., Duboeuf, L., Schwartz, S. Y., Lay, T., and Kintner, J. (2017). Aftershocks of the 2012 Mw 7.6 Nicoya, Costa Rica, Earthquake and Mechanics of the Plate Interface. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(3) :1227.
- Chen, T. and Lapusta, N. (2009). Scaling of small repeating earthquakes explained by interaction of seismic and aseismic slip in a rate and state fault model. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 114(B1).
- Chen, X. and Shearer, P. M. (2011). Comprehensive analysis of earthquake source spectra and swarms in the Salton Trough, California. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 116(B9).
- Chouet, B. (1988). Resonance of a fluid-driven crack : Radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 93(B5) :4375–4400.
- Cognard-Plancq, A. L., Gevaudan, C., and Emblanch, C. (2006). Historical monthly rainfall-runoff database on Fontaine de Vaucluse karst system : review and lessons. *Karst, cambio climatico y aguas submediterraneas, Malaga*, 465 :475.
- Collettini, C. and Barchi, M. R. (2002). A low-angle normal fault in the Umbria region (Central Italy) : a mechanical model for the related microseismicity. *Tectonophysics*, 359(1–2) :97–115.
- Cornet, F. H. (2000). Comment on ‘Large-scale in situ permeability tensor of rocks from induced microseismicity’ by S. A. Shapiro, P. Audigane and J.-J. Royer. *Geophysical Journal International*, 140(2) :465–469.
- Cornet, F. H. (2012). The relationship between seismic and aseismic motions induced by forced fluid injections. *Hydrogeology Journal*, 20(8) :1463–1466.
- Cornet, F. H. (2016). Seismic and aseismic motions generated by fluid injections. *Geomechanics for Energy and the Environment*, 5 :42–54.
- Cornet, F. H., Bérard, T., and Bourouis, S. (2007). How close to failure is a granite rock mass at a 5km depth ? *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 44(1) :47–66.
- Cornet, F. H., Helm, J., Poitrenaud, H., and Etchecopar, A. (1997). *Seismic and Aseismic Slips Induced by Large-scale Fluid Injections*, pages 563–583. Birkhäuser Basel, Basel.

- Cuenot, N., Charl  ty, J., Dorbath, L., and Haessler, H. (2006). Faulting mechanisms and stress regime at the European HDR site of Soultz-sous-Forêts, France. *Geothermics*, 35(5) :561–575.
- Cuenot, N., Dorbath, C., and Dorbath, L. (2008). Analysis of the Microseismicity Induced by Fluid Injections at the EGS Site of Soultz-sous-Forêts (Alsace, France) : Implications for the Characterization of the Geothermal Reservoir Properties. *Pure and Applied Geophysics*, 165(5) :797–828.
- Cundall, P. A. (1971). A computer model for simulating progressive, large scale movement in blocky rock systems. In *Symp. ISRM, Nancy, France, Proc.*, volume 2, pages 129–136.
- Cundall, P. A. and Strack, O. D. L. (1979). A discrete numerical model for granular assemblies. *geotechnique*, 29(1) :47–65.
- Daniel, G. (2014). Bias in magnitude for earthquakes with unknown focal mechanism. *Geophysical Prospecting*, 62(4) :848–861.
- Daniel, G., Prono, E., Renard, F., Thouvenot, F., Hainzl, S., Marsan, D., Helmstetter, A., Traversa, P., Got, J. L., Jenatton, L., and Guiguet, R. (2011). Changes in effective stress during the 2003–2004 Ubaye seismic swarm, France. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 116(B1).
- Davis, S. D. and Pennington, W. D. (1989). Induced seismic deformation in the Cogdell oil field of west Texas. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(5) :1477–1495.
- De Barros, L., Daniel, G., Guglielmi, Y., Rivet, D., Caron, H., Payre, X., Bergery, G., Henry, P., Castilla, R., Dick, P., Barbieri, E., and Gourlay, M. (2016). Fault structure, stress, or pressure control of the seismicity in shale? Insights from a controlled experiment of fluid-induced fault reactivation. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 121(6) :4506–4522.
- Deichmann, N. and Giardini, D. (2009). Earthquakes Induced by the Stimulation of an Enhanced Geothermal System below Basel (Switzerland). *Seismological Research Letters*, 80(5) :784–798.
- Deichmann, N., Kraft, T., and Evans, K. F. (2014). Identification of faults activated during the stimulation of the Basel geothermal project from cluster analysis and focal mechanisms of the larger magnitude events. *Geothermics*, 52 :84–97.
- Deng, K., Liu, Y., and Harrington, R. M. (2016). Poroelastic stress triggering of the December 2013 Crooked Lake, Alberta, induced seismicity sequence. *Geophysical Research Letters*, 43(16) :8482–8491.

- Derode, B. (2013). *In-situ experimental study of the seismic signatures of the role of fluids in the rupture of fault zones : application to large rockslides failure studies*. Theses, Universit{é} Nice Sophia Antipolis.
- Derode, B., Cappa, F., Guglielmi, Y., and Rutqvist, J. (2013). Coupled seismo-hydronechanical monitoring of inelastic effects on injection-induced fracture permeability. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 61 :266–274.
- Derode, B., Guglielmi, Y., De Barros, L., and Cappa, F. (2015). Seismic responses to fluid pressure perturbations in a slipping fault. *Geophysical Research Letters*, 42(9) :3197–3203.
- Di Luccio, F., Ventura, G., Di Giovambattista, R., Piscini, A., and Cinti, F. R. (2010). Normal faults and thrusts reactivated by deep fluids : The 6 April 2009 Mw 6.3 L’Aquila earthquake, central Italy. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 115(B6).
- Dieterich, J. H. (1978). Preseismic fault slip and earthquake prediction. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 83(B8) :3940–3948.
- Dieterich, J. H. (1979a). Modeling of rock friction : 1. Experimental results and constitutive equations. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 84(B5) :2161–2168.
- Dieterich, J. H. (1979b). Modeling of rock friction : 2. Simulation of preseismic slip. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 84(B5) :2169–2175.
- Dragert, H., Wang, K., and James, T. S. (2001). A Silent Slip Event on the Deeper Cascadia Subduction Interface. *Science*, 292(5521) :1525–1528.
- Duboeuf, L., De Barros, L., Cappa, F., Guglielmi, Y., and Seguy, S. (2017). Aseismic motions drive a sparse seismicity during fluid injections into a fractured zone in a carbonate reservoir. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*.
- Dubois, P. and Delfaud, J. (1989). *Le Bassin du Sud-Est*. Technips,p edition.
- Duputel, Z., Vergne, J., Rivera, L., Wittlinger, G., Farra, V., and Hetényi, G. (2016). The 2015 Gorkha earthquake : A large event illuminating the Main Himalayan Thrust fault. *Geophysical Research Letters*, 43(6) :2517–2525.
- Duverger, C., Godano, M., Bernard, P., Lyon-Caen, H., and Lambotte, S. (2015). The 2003–2004 seismic swarm in the western Corinth rift : Evidence for a multiscale pore pressure diffusion process along a permeable fault system. *Geophysical Research Letters*, 42(18) :7374–7382.

- Eaton, D. W., Davidsen, J., Pedersen, P. K., and Boroumand, N. (2014). Breakdown of the Gutenberg-Richter relation for microearthquakes induced by hydraulic fracturing : influence of stratabound fractures. *Geophysical Prospecting*, 62(4) :806–818.
- Eberhardt, E. (2001). Numerical modelling of three-dimension stress rotation ahead of an advancing tunnel face. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 38(4) :499–518.
- Eberhart-Phillips, D. and Michael, A. J. (1993). Three-dimensional velocity structure, seismicity, and fault structure in the Parkfield Region, central California. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 98(B9) :15737–15758.
- Ellsworth, W. L. (2013). Injection-Induced Earthquakes. *Science*, 341(6142).
- Ellsworth, W. L., Llenos, A. L., McGarr, A. F., Michael, A. J., Rubinstein, J. L., Mueller, C. S., Petersen, M. D., and Calais, E. (2015). Increasing seismicity in the U. S. midcontinent : Implications for earthquake hazard. *The Leading Edge*, 34(6) :618–626.
- Elsworth, D., Spiers, C. J., and Niemeijer, A. R. (2016). Understanding induced seismicity. *Science*, 354(6318) :1380–1381.
- Emblanch, C., Zuppi, G. M., Mudry, J., Blavoux, B., and Batiot, C. (2003). Carbon 13 of TDIC to quantify the role of the unsaturated zone : the example of the Vaucluse karst systems (Southeastern France). *Journal of Hydrology*, 279(1) :262–274.
- Eshelby, J. D. (1957). The Determination of the Elastic Field of an Ellipsoidal Inclusion, and Related Problems. *Proceedings of the Royal Society of London A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 241(1226) :376–396.
- Evans, K. F., Zappone, A., Kraft, T., Deichmann, N., and Moia, F. (2012). A survey of the induced seismic responses to fluid injection in geothermal and co2 reservoirs in europe. *Geothermics*, 41 :30–54.
- Faulkner, D. R., Mitchell, T. M., Healy, D., and Heap, M. J. (2006). Slip on 'weak' faults by the rotation of regional stress in the fracture damage zone. *Nature*, 444(7121) :922–926.
- Fehler, M. C. (1989). Stress control of seismicity patterns observed during hydraulic fracturing experiments at the Fenton Hill hot dry rock geothermal energy site, New Mexico. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 26(3) :211–219.
- Fischer, T., Hainzl, S., Eisner, L., Shapiro, S. A., and Le Calvez, J. (2008). Microseismic signatures of hydraulic fracture growth in sediment formations : Observations and modeling. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 113(B2).

- Folesky, J., Kummerow, J., Shapiro, S. A., Häring, M., and Asanuma, H. (2016). Rupture directivity of fluid-induced microseismic events : Observations from an enhanced geothermal system. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 121(11) :8034–8047.
- Frohlich, C. and Brunt, M. (2013). Two-year survey of earthquakes and injection/production wells in the Eagle Ford Shale, Texas, prior to the 20 October 2011 earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 379 :56–63.
- Frohlich, C., Ellsworth, W., Brown, W. A., Brunt, M., Luetgert, J., MacDonald, T., and Walter, S. (2014). The 17 May 2012 M4.8 earthquake near Timpson, East Texas : An event possibly triggered by fluid injection. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(1) :581–593.
- Frohlich, C., Hayward, C., Stump, B., and Potter, E. (2011). The Dallas–Fort Worth Earthquake Sequence : October 2008 through May 2009. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(1) :327–340.
- Galehouse, J. S. (2002). Data from theodolite measurements of creep rates on San Francisco Bay region faults, California : 1979–2001. Technical report, Reston, VA.
- Galley, J. E. (1968). *Subsurface disposal in geologic basins : a study of reservoir strata*, volume 10. American Association of Petroleum Geologists.
- Garry, B. (2007). Etude des processus d'écoulements de la zone non saturée pour la modélisation des aquifères karstiques : expérimentation hydrodynamique et hydrochimique sur les sites du laboratoire souterrain à bas bruits (LSBB) de Rustrel et de Fontaine de Vaucluse. Avignon.
- Gischig, V. S. (2015). Rupture propagation behavior and the largest possible earthquake induced by fluid injection into deep reservoirs. *Geophysical Research Letters*, 42(18) :7420–7428.
- Godano, M. (2009). *Etude théorique sur le calcul des mécanismes au foyer dans un réservoir et application à la sismicité de la saline de Vauvert (Gard)*. PhD thesis, Université de Nice-Sophia Antipolis.
- Goebel, T. H. W., Hosseini, S. M., Cappa, F., Hauksson, E., Ampuero, J. P., Aminzadeh, F., and Saleeby, J. B. (2016). Wastewater disposal and earthquake swarm activity at the southern end of the Central Valley, California. *Geophysical Research Letters*, 43(3) :1092–1099.
- Goebel, T. H. W., Weingarten, M., Chen, X., Haffener, J., and Brodsky, E. E. (2017). The 2016 Mw5.1 Fairview, Oklahoma earthquakes : Evidence for long-range poroelastic

- triggerring at  $> 40$ km from fluid disposal wells. *Earth and Planetary Science Letters*, 472 :50–61.
- Gonzalez, P. J., Tiampo, K. F., Palano, M., Cannavo, F., and Fernandez, J. (2012). The 2011 Lorca earthquake slip distribution controlled by groundwater crustal unloading. *Nature Geosci*, 5(11) :821–825.
- Goodfellow, S. D., Nasser, M. H. B., Maxwell, S. C., and Young, R. P. (2015). Hydraulic fracture energy budget : Insights from the laboratory. *Geophysical Research Letters*, 42(9) :3179–3187.
- Grasso, J. R. (1992). Mechanics of seismic instabilities induced by the recovery of hydrocarbons. *pure and applied geophysics*, 139(3) :507–534.
- Grasso, J. R. and Wittlinger, G. (1990). Ten years of seismic monitoring over a gas field. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(2) :450.
- Grünthal, G. (2014). Induced seismicity related to geothermal projects versus natural tectonic earthquakes and other types of induced seismic events in central europe. *Geothermics*, 52 :22–35.
- Gualandi, A., Nichele, C., Serpelloni, E., Chiaraluce, L., Anderlini, L., Latorre, D., Bellardinelli, M. E., and Avouac, J.-P. (2017). Aseismic deformation associated with an earthquake swarm in the northern Apennines (Italy). *Geophysical Research Letters*, 44(15) :7706–7714.
- Guglielmi, Y., Birkholzer, J., Rutqvist, J., Jeanne, P., and Nussbaum, C. (2017). Can Fault Leakage Occur Before or Without Reactivation? Results from an in Situ Fault Reactivation Experiment at Mont Terri. *Energy Procedia*, 114(Supplement C) :3167–3174.
- Guglielmi, Y., Cappa, F., Avouac, J.-P., Henry, P., and Elsworth, D. (2015a). Seismicity triggered by fluid injections induced aseismic slip. *Science*, 348(6240) :1224–1226.
- Guglielmi, Y., Cappa, F., Lancon, H., Janowczyk, J., Rutqvist, J., Tsang, C.-F., and Wang, J. S. Y. (2013). ISRM Suggested Method for Step-Rate Injection Method for Fracture In-Situ Properties (SIMFIP) : Using a 3-Components Borehole Deformation Sensor,. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 47 :303–311.
- Guglielmi, Y., Elsworth, D., Cappa, F., Henry, P., Gout, C., Dick, P., and Durand, J. (2015b). In situ observations on the coupling between hydraulic diffusivity and displacements during fault reactivation in shales. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 120(11) :7729–7748.

- Gupta, H. K. (2002). A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India. *Earth-Science Reviews*, 58(3) :279–310.
- Gupta, H. K., Sarma, S. V. S., Harinarayana, T., and Virupakshi, G. (1996). Fluids below the hypocentral region of Latur Earthquake, India : Geophysical indicators. *Geophysical Research Letters*, 23(13) :1569–1572.
- Guyonnet-Benaize, C., Lamarche, J., Masse, J.-P., Villeneuve, M., and Viseur, S. (2010). 3D structural modelling of small-deformations in poly-phase faults pattern. Application to the Mid-Cretaceous Durance uplift, Provence (SE France). *Journal of Geodynamics*, 50(2) :81–93.
- Haimson, B. C. and Cornet, F. H. (2003). ISRM suggested methods for rock stress estimation—part 3 : hydraulic fracturing (HF) and/or hydraulic testing of pre-existing fractures (HTPF). *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 40(7) :1011–1020.
- Hainzl, S. (2004). Seismicity patterns of earthquake swarms due to fluid intrusion and stress triggering. *Geophysical Journal International*, 159(3) :1090.
- Hainzl, S., Fischer, T., Čermáková, H., Bachura, M., and Vlček, J. (2016). Aftershocks triggered by fluid intrusion : Evidence for the aftershock sequence occurred 2014 in West Bohemia/Vogtland. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 121(4) :2575–2590.
- Hainzl, S., Kraft, T., Wassermann, J., Igel, H., and Schmedes, E. (2006). Evidence for rainfall-triggered earthquake activity. *Geophysical Research Letters*, 33(19) :L19303.
- Hanks, T. C. and Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 84(B5) :2348–2350.
- Hardebeck, J. L. and Michael, A. J. (2006). Damped regional-scale stress inversions : Methodology and examples for southern California and the Coalinga aftershock sequence. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 111(B11).
- Hardebeck, J. L. and Shearer, P. M. (2002). A New Method for Determining First-Motion Focal Mechanisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(6) :2264–2276.
- Hardebeck, J. L. and Shearer, P. M. (2003). Using S/P Amplitude Ratios to Constrain the Focal Mechanisms of Small Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(6) :2434–2444.
- Hawthorne, J. C., Simons, M., and Ampuero, J.-P. (2016). Estimates of aseismic slip associated with small earthquakes near San Juan Bautista, CA. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 121(11) :8254–8275.

- Healy, J. H., Rubey, W. W., Griggs, D. T., and Raleigh, C. B. (1968). The Denver Earthquake. *Science*, 161(3848) :1301–1310.
- Holcomb, D. J. (1993). General theory of the Kaiser effect. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 30(7) :929–935.
- Hornbach, M. J., DeShon, H. R., Ellsworth, W. L., Stump, B. W., Hayward, C., Frohlich, C., Oldham, H. R., Olson, J. E., Magnani, M. B., Brokaw, C., and Luetgert, J. H. (2015). Causal factors for seismicity near Azle, Texas. *Nature*, 6 :6728.
- Horton, S. (2012). Disposal of Hydrofracking Waste Fluid by Injection into Subsurface Aquifers Triggers Earthquake Swarm in Central Arkansas with Potential for Damaging Earthquake. *Seismological Research Letters*, 83(2) :250–260.
- House, L. S. and Flores, R. (2002). Seismological Studies of a Fluid Injection in Sedimentary Rocks, East Texas. *pure and applied geophysics*, 159(1) :371–401.
- Hu, H., Li, A., and Zavala-Torres, R. (2017). Long-period long-duration seismic events during hydraulic fracturing : Implications for tensile fracture development. *Geophysical Research Letters*, 44(10) :4814–4819.
- Huang, Y., Ellsworth, W. L., and Beroza, G. C. (2017). Stress drops of induced and tectonic earthquakes in the central United States are indistinguishable. *Science Advances*, 3(8).
- Hubbert, M. K. and Rubey, W. W. (1959). Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geological Society of America Bulletin*, 70(2) :115–166.
- Ida, Y. (1972). Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy. *Journal of Geophysical Research*, 77(20) :3796–3805.
- Ide, S., Beroza, G. C., Shelly, D. R., and Uchide, T. (2007). A scaling law for slow earthquakes. *Nature*, 447(7140) :76–79.
- Ikari, M. J., Saffer, D. M., and Marone, C. (2009). Frictional and hydrologic properties of clay-rich fault gouge. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 114(B5) :B05409.
- Imanishi, K., Takeo, M., Ellsworth, W. L., Ito, H., Matsuzawa, T., Kuwahara, Y., Iio, Y., Horiuchi, S., and Ohmi, S. (2004). Source Parameters and Rupture Velocities of Microearthquakes in Western Nagano, Japan, Determined Using Stopping Phases. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(5) :1762–1780.

- Ito, Y., Hino, R., Kido, M., Fujimoto, H., Osada, Y., Inazu, D., Ohta, Y., Iinuma, T., Ohzono, M., Miura, S., Mishina, M., Suzuki, K., Tsuji, T., and Ashi, J. (2013). Episodic slow slip events in the Japan subduction zone before the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Tectonophysics*, 600 :14–26.
- Ito, Y., Obara, K., Shiomi, K., Sekine, S., and Hirose, H. (2007). Slow Earthquakes Coincident with Episodic Tremors and Slow Slip Events. *Science*, 315(5811) :503–506.
- Jalali, M. R., Gischig, V., Doetsch, J., Krietsch, H., Amann, F., and Klepikova, M. (2017). Mechanical, Hydraulic and Seismological Behavior of Crystalline Rock as a Response to Hydraulic Fracturing at the Grimsel Test Site.
- Jeanne, P., Guglielmi, Y., and Cappa, F. (2012a). Multiscale seismic signature of a small fault zone in a carbonate reservoir : Relationships between Vp imaging, fault zone architecture and cohesion. *Tectonophysics*, 554–557 :185–201.
- Jeanne, P., Guglielmi, Y., and Cappa, F. (2013). Dissimilar properties within a carbonate-reservoir’s small fault zone, and their impact on the pressurization and leakage associated with {CO<sub>2</sub>} injection. *Journal of Structural Geology*, 47 :25–35.
- Jeanne, P., Guglielmi, Y., Lamarche, J., Cappa, F., and Marié, L. (2012b). Architectural characteristics and petrophysical properties evolution of a strike-slip fault zone in a fractured porous carbonate reservoir. *Journal of Structural Geology*, 44 :93–109.
- Jeanne, P., Guglielmi, Y., Rutqvist, J., Nussbaum, C., and Birkholzer, J. (2017). Field characterization of elastic properties across a fault zone reactivated by fluid injection. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*.
- Jeanne, P., Rutqvist, J., Dobson, P. F., Garcia, J., Walters, M., Hartline, C., and Borgia, A. (2015a). Geomechanical simulation of the stress tensor rotation caused by injection of cold water in a deep geothermal reservoir. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 120(12) :8422–8438.
- Jeanne, P., Rutqvist, J., Rinaldi, A. P., Dobson, P. F., Walters, M., Hartline, C., and Garcia, J. (2015b). Seismic and aseismic deformations and impact on reservoir permeability : The case of EGS stimulation at The Geysers, California, USA. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 120(11) :7863–7882.
- Ji, Y. and Yoshioka, S. (2017). Slab dehydration and earthquake distribution beneath southwestern and central Japan based on three-dimensional thermal modeling. *Geophysical Research Letters*, 44(6) :2679–2686.
- Johnson, T. (1981). Time-dependent friction of granite : Implications for precursory slip on faults. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 86(B7) :6017–6028.

- Julian, B. R., Miller, A. D., and Foulger, G. R. (1998). Non-double-couple earthquakes 1. Theory. *Reviews of Geophysics*, 36(4) :525–549.
- Kaduri, M., Gratier, J.-P., Renard, F., Çakir, Z., and Lasserre, C. (2017). The implications of fault zone transformation on aseismic creep : Example of the North Anatolian Fault, Turkey. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 122(6) :4208–4236.
- Kaiser, P. K., Yazici, S., and Maloney, S. (2001). Mining-induced stress change and consequences of stress path on excavation stability — a case study. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 38(2) :167–180.
- Kanamori, H. (1978). Quantification of earthquakes. *Nature*, 271(5644) :411–414.
- Kanamori, H. and Anderson, D. L. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65(5) :1073–1095.
- Kanamori, H. and McNally, K. C. (1982). Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(4) :1241.
- Kaneko, Y. and Shearer, P. M. (2014). Seismic source spectra and estimated stress drop derived from cohesive-zone models of circular subshear rupture. *Geophysical Journal International*.
- Kato, A., Obara, K., Igarashi, T., Tsuruoka, H., Nakagawa, S., and Hirata, N. (2012). Propagation of Slow Slip Leading Up to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake. *Science*, 335(6069) :705–708.
- Kayal, J. R., Zhao, D., Mishra, O. P., De, R., and Singh, O. P. (2002). The 2001 Bhuj earthquake : Tomographic evidence for fluids at the hypocenter and its implications for rupture nucleation. *Geophysical Research Letters*, 29(24) :4–5.
- Keranen, K. M., Savage, H. M., Abers, G. A., and Cochran, E. S. (2013). Potentially induced earthquakes in Oklahoma, USA : Links between wastewater injection and the 2011 Mw 5.7 earthquake sequence. *Geology*, 41(6) :699–702.
- Keranen, K. M., Weingarten, M., Abers, G. A., Bekins, B. A., and Ge, S. (2014). Sharp increase in central Oklahoma seismicity since 2008 induced by massive wastewater injection. *Science*, 345(6195) :448–451.
- Kim, S. and Hosseini, S. A. (2017). Study on the ratio of pore-pressure/stress changes during fluid injection and its implications for {CO<sub>2</sub>} geologic storage. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 149 :138–150.

- Kim, W.-Y. (2013). Induced seismicity associated with fluid injection into a deep well in Youngstown, Ohio. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118(7) :3506–3518.
- Kodaira, S., Iidaka, T., Kato, A., Park, J.-O., Iwasaki, T., and Kaneda, Y. (2004). High Pore Fluid Pressure May Cause Silent Slip in the Nankai Trough. *Science*, 304(5675) :1295–1298.
- Kravanja, S., Panza, G. F., and Šílený, J. (1999). Robust retrieval of a seismic point-source time function. *Geophysical Journal International*, 136(2) :385–394.
- Kuge, K. and Lay, T. (1994). Data-dependent non-double-couple components of shallow earthquake source mechanisms : Effects of waveform inversion instability. *Geophysical Research Letters*, 21(1) :9–12.
- Kumar, A., Zorn, E., Hammack, R., and Harbert, W. (2017). Long-period, long-duration seismicity observed during hydraulic fracturing of the Marcellus Shale in Greene County, Pennsylvania. *The Leading Edge*, 36(7) :580–587.
- Kwiatek, G., Bohnhoff, M., Dresen, G., Schulze, A., Schulte, T., Zimmermann, G., and Huenges, E. (2010). Microseismicity induced during fluid-injection : A case study from the geothermal site at Groß Schönebeck, North German Basin. *Acta Geophysica*, 58(6) :995–1020.
- Kwiatek, G., Bulut, F., Bohnhoff, M., and Dresen, G. (2014). High-resolution analysis of seismicity induced at Berlín geothermal field, El Salvador. *Geothermics*, 52 :98–111.
- Kwiatek, G., Martínez-Garzón, P., Dresen, G., Bohnhoff, M., Sone, H., and Hartline, C. (2015). Effects of long-term fluid injection on induced seismicity parameters and maximum magnitude in northwestern part of The Geysers geothermal field. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 120(10) :7085–7101.
- Lamarche, J., Lavenu, A. P. C., Gauthier, B. D. M., Guglielmi, Y., and Jayet, O. (2012). Relationships between fracture patterns, geodynamics and mechanical stratigraphy in Carbonates (South-East Basin, France). *Tectonophysics*, 581 :231–245.
- Latour, S., Schubnel, A., Nielsen, S., Madariaga, R., and Vinciguerra, S. (2013). Characterization of nucleation during laboratory earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 40(19) :5064–5069.
- Lay, T. and Kanamori, H. (1981). An asperity model of large earthquake sequences. *Earthquake prediction*, pages 579–592.
- Lay, T., Yamazaki, Y., Ammon, C. J., Cheung, K. F., and Kanamori, H. (2011). The 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake : Comparison of deep-water

- tsunami signals with finite-fault rupture model predictions. *Earth, Planets and Space*, 63(7) :52.
- Leclère, H., Daniel, G., Fabbri, O., Cappa, F., and Thouvenot, F. (2013). Tracking fluid pressure buildup from focal mechanisms during the 2003–2004 Ubaye seismic swarm, France. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118(8) :4461–4476.
- Leclère, H., Fabbri, O., Daniel, G., and Cappa, F. (2012). Reactivation of a strike-slip fault by fluid overpressuring in the southwestern French-Italian Alps. *Geophysical Journal International*, 189(1) :29.
- Lengliné, O., Boubacar, M., and Schmittbuhl, J. (2017). Seismicity related to the hydraulic stimulation of GRT1, Rittershoffen, France. *Geophysical Journal International*, 208(3) :1704.
- Lohman, R. B. and McGuire, J. J. (2007). Earthquake swarms driven by aseismic creep in the Salton Trough, California. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 112(B4).
- López-Comino, J. A., Cesca, S., Heimann, S., Grigoli, F., Milkereit, C., Dahm, T., and Zang, A. (2017). Characterization of Hydraulic Fractures Growth During the {Ä}sp{ö} Hard Rock Laboratory Experiment (Sweden). *Rock Mechanics and Rock Engineering*.
- Lund, B. and Townend, J. (2007). Calculating horizontal stress orientations with full or partial knowledge of the tectonic stress tensor. *Geophysical Journal International*, 170(3) :1328–1335.
- Madariaga, R. (1977). High-frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 51(3) :625–651.
- Maghsoudi, S., Eaton, D. W., and Davidsen, J. (2016). Nontrivial clustering of microseismicity induced by hydraulic fracturing. *Geophysical Research Letters*, 43(20) :10,610–672,679.
- Majer, E. L., Baria, R., Stark, M., Oates, S., Bommer, J., Smith, B., and Asanuma, H. (2007). Induced seismicity associated with Enhanced Geothermal Systems. *Geothermics*, 36(3) :185–222.
- Majer, E. L. and Peterson, J. E. (2007). The impact of injection on seismicity at The Geysers, California Geothermal Field. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 44(8) :1079–1090.
- Marone, C. (1998). Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26(1) :643–696.

- Martin, C. D. and Chandler, N. A. (1993). Stress heterogeneity and geological structures. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 30(7) :993–999.
- Martínez-Garzón, P., Bohnhoff, M., Kwiatek, G., and Dresen, G. (2013). Stress tensor changes related to fluid injection at The Geysers geothermal field, California. *Geophysical Research Letters*, 40(11) :2596–2601.
- Martínez-Garzón, P., Kwiatek, G., Bohnhoff, M., and Dresen, G. (2016). Impact of fluid injection on fracture reactivation at The Geysers geothermal field. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 121(10) :7432–7449.
- Martínez-Garzón, P., Kwiatek, G., Ickrath, M., and Bohnhoff, M. (2014). MSATSI : A MATLAB Package for Stress Inversion Combining Solid Classic Methodology, a New Simplified User-Handling, and a Visualization Tool. *Seismological Research Letters*, 85(4) :896–904.
- Martínez-Garzón, P., Kwiatek, G., Sone, H., Bohnhoff, M., Dresen, G., and Hartline, C. (2014). Spatiotemporal changes, faulting regimes, and source parameters of induced seismicity : A case study from The Geysers geothermal field. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(11) :8378–8396.
- Maxwell, S. C. (2013). Unintentional Seismicity Induced by Hydraulic Fracturing. *CSEG RECORDER*, 38(8).
- McClure, M. W. and Horne, R. N. (2011). Investigation of injection-induced seismicity using a coupled fluid flow and rate/state friction model. *GEOPHYSICS*, 76(6) :WC181–WC198.
- McGarr, A. (1976). Seismic moments and volume changes. *Journal of Geophysical Research*, 81(8) :1487–1494.
- McGarr, A. (2014). Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(2) :1008–1019.
- McGarr, A., Bekins, B., Burkardt, N., Dewey, J., Earle, P., Ellsworth, W., Ge, S., Hickman, S., Holland, A., Majer, E., Rubinstein, J., and Sheehan, A. (2015). Coping with earthquakes induced by fluid injection. *Science*, 347(6224) :830–831.
- McGuire, J. J., Boettcher, M. S., and Jordan, T. H. (2005). Foreshock sequences and short-term earthquake predictability on East Pacific Rise transform faults. *Nature*, 434(7032) :457–461.

- McNamara, D. E., Benz, H. M., Herrmann, R. B., Bergman, E. A., Earle, P., Holland, A., Baldwin, R., and Gassner, A. (2015). Earthquake hypocenters and focal mechanisms in central Oklahoma reveal a complex system of reactivated subsurface strike-slip faulting. *Geophysical Research Letters*, 42(8) :2742–2749.
- Mesimeri, M., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Schaff, D., and Tsaklidis, G. (2016). Spatio-temporal properties and evolution of the 2013 Aigion earthquake swarm (Corinth Gulf, Greece). *Journal of Seismology*, 20(2) :595–614.
- Miller, S. A. (2008). Note on rain-triggered earthquakes and their dependence on karst geology. *Geophysical Journal International*, 173(1) :334.
- Molliex, S., Bellier, O., Terrier, M., Lamarche, J., Martelet, G., and Espurt, N. (2011). Tectonic and sedimentary inheritance on the structural framework of Provence (SE France) : Importance of the Salon-Cavaillon fault. *Tectonophysics*, 501(1–4) :1–16.
- Morishige, M. and van Keken, P. E. (2017). Along-arc variation in short-term slow slip events caused by 3D fluid migration in subduction zones. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 122.
- Morrow, C. A., Moore, D. E., and Lockner, D. A. (2000). The effect of mineral bond strength and adsorbed water on fault gouge frictional strength. *Geophysical Research Letters*, 27(6) :815–818.
- Mukuhira, Y., Asanuma, H., Niitsuma, H., and Häring, M. O. (2013). Characteristics of large-magnitude microseismic events recorded during and after stimulation of a geothermal reservoir at Basel, Switzerland. *Geothermics*, 45 :1–17.
- Nadeau, R. M. and Guilhem, A. (2009). Nonvolcanic Tremor Evolution and the San Simeon and Parkfield, California, Earthquakes. *Science*, 325(5937) :191–193.
- Norbeck, J. H. and Horne, R. N. (2016). Evidence for a transient hydromechanical and frictional faulting response during the 2011 Mw 5.6 Prague, Oklahoma earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 121(12) :8688–8705.
- Nur, A. and Byerlee, J. D. (1971). An exact effective stress law for elastic deformation of rock with fluids. *Journal of Geophysical Research*, 76(26) :6414–6419.
- Nussbaum, C., Guglielmi, Y., De Barros, L., Birkholzer, J., and Cappa, F. (2017). Imaging the long-term loss of faulted caprock integrity : in-situ experiments in the Mont Terri rock laboratory, Switzerland. In *EAGE/SEG REsearch Workshop 2017*.
- Obara, K. (2002). Nonvolcanic Deep Tremor Associated with Subduction in Southwest Japan. *Science*, 296(5573) :1679–1681.

- Obara, K. (2011). Characteristics and interactions between non-volcanic tremor and related slow earthquakes in the Nankai subduction zone, southwest Japan. *Journal of Geodynamics*, 52(3–4) :229–248.
- Ohnaka, M., Kuwahara, Y., Yamamoto, K., and Hirasawa, T. (2013). *Dynamic Breakdown Processes and the Generating Mechanism for High-Frequency Elastic Radiation During Stick-Slip Instabilities*, pages 13–24. American Geophysical Union.
- Pacchiani, F. and Lyon-Caen, H. (2010). Geometry and spatio-temporal evolution of the 2001 Agios Ioanis earthquake swarm (Corinth Rift, Greece). *Geophysical Journal International*, 180(1) :59.
- Parotidis, M., Rothert, E., and Shapiro, S. A. (2003). Pore-pressure diffusion : A possible triggering mechanism for the earthquake swarms 2000 in Vogtland/NW-Bohemia, central Europe. *Geophysical Research Letters*, 30(20) :2075.
- Paulatto, M., Laigle, M., Galve, A., Charvis, P., Sapin, M., Bayrakci, G., Evain, M., and Kopp, H. (2017). Dehydration of subducting slow-spread oceanic lithosphere in the Lesser Antilles. *Nature Communications*, 8 :15980.
- Pavan Kumar, G., Mahesh, P., Nagar, M., Mahender, E., Kumar, V., Mohan, K., and Ravi Kumar, M. (2017). Role of deep crustal fluids in the genesis of intraplate earthquakes in the Kachchh region, northwestern India. *Geophysical Research Letters*, 44(9) :4054–4063.
- Peng, Z. and Gomberg, J. (2010). An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena. *Nature*, 3(9) :599–607.
- Petersen, M. D., Mueller, C. S., Moschetti, M. P., Hoover, S. M., Llenos, A. L., Ellsworth, W. L., Michael, A. J., Rubinstein, J. L., McGarr, A. F., and Rukstales, K. S. (2016). Seismic-Hazard Forecast for 2016 Including Induced and Natural Earthquakes in the Central and Eastern United States. *Seismological Research Letters*, 87(6) :1327–1341.
- Poli, P., Jeria, A. M., and Ruiz, S. (2017). The Mw 8.3 Illapel earthquake (Chile) : Preseismic and postseismic activity associated with hydrated slab structures. *Geology*, 45(3) :247.
- Puig, J.-M. (1987). Le système karstique de la Fontaine de Vaucluse. Avignon.
- Radiguet, M., Perfettini, H., Cotte, N., Gualandi, A., Valette, B., Kostoglodov, V., Lhomme, T., Walpersdorf, A., Cabral Cano, E., and Campillo, M. (2016). Triggering of the 2014 Mw7.3 Papanoa earthquake by a slow slip event in Guerrero, Mexico. *Nature Geosci*, 9(11) :829–833.

- Reasenber, P. and Oppenheimer, D. H. (1985). FPFIT, FPLOT and FPPAGE; Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. Technical report.
- Rice, J. R. and Gu, J.-c. (1983). Earthquake aftereffects and triggered seismic phenomena. *pure and applied geophysics*, 121(2) :187–219.
- Rigo, A., Béthoux, N., Masson, F., and Ritz, J.-F. (2008). Seismicity rate and wave-velocity variations as consequences of rainfall : The case of the catastrophic storm of September 2002 in the Nîmes Fault region (Gard, France). *Geophysical Journal International*, 173(2) :473.
- Rivet, D., De Barros, L., Guglielmi, Y., Cappa, F., Castilla, R., and Henry, P. (2016). Seismic velocity changes associated with aseismic deformations of a fault stimulated by fluid injection. *Geophysical Research Letters*, 43(18) :9563–9572.
- Robin, P.-Y. F. (1973). Note on effective pressure. *Journal of Geophysical Research*, 78(14) :2434–2437.
- Rogers, G. and Dragert, H. (2003). Episodic Tremor and Slip on the Cascadia Subduction Zone : The Chatter of Silent Slip. *Science*, 300(5627) :1942–1943.
- Rubinstein, J. L., Ellsworth, W. L., McGarr, A., and Benz, H. M. (2014). The 2001–Present Induced Earthquake Sequence in the Raton Basin of Northern New Mexico and Southern Colorado. *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- Ruina, A. (1983). Slip instability and state variable friction laws. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 88(B12) :10359–10370.
- Rutledge, J. T., Phillips, W. S., and Mayerhofer, M. J. (2004). Faulting Induced by Forced Fluid Injection and Fluid Flow Forced by Faulting : An Interpretation of Hydraulic-Fracture Microseismicity, Carthage Cotton Valley Gas Field, Texas. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(5) :1817–1830.
- Rutqvist, J. and Stephansson, O. (2003). The role of hydromechanical coupling in fractured rock engineering. *Hydrogeology Journal*, 11(1) :7–40.
- Sasaki, S. and Kaieda, H. (2002). Determination of Stress State from Focal Mechanisms of Microseismic Events Induced During Hydraulic Injection at the Hijiori Hot Dry Rock Site. *pure and applied geophysics*, 159(1) :489–516.
- Schmidt, D. A., Bürgmann, R., Nadeau, R. M., and D’Alessio, M. (2005). Distribution of aseismic slip rate on the Hayward fault inferred from seismic and geodetic data. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 110(B8).

- Schmittbuhl, J., Lengliné, O., Cornet, F., Cuenot, N., and Genter, A. (2014). Induced seismicity in EGS reservoir : the creep route. *Geothermal Energy*, 2(1) :1–13.
- Schoenball, M., Dorbath, L., Gaucher, E., Wellmann, J. F., and Kohl, T. (2014). Change of stress regime during geothermal reservoir stimulation. *Geophysical Research Letters*, 41(4) :1163–1170.
- Scholz, C. H. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391(6662).
- Scholz, C. H. (2002). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge university press.
- Schultz, R., Wang, R., Gu, Y. J., Haug, K., and Atkinson, G. (2017). A seismological overview of the induced earthquakes in the Duvernay play near Fox Creek, Alberta. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 122(1) :492–505.
- Schwartz, S. Y. (2007). Episodic aseismic slip at plate boundaries. *The Treatise on Geophysics*, 4 :445–472.
- Scotti, O. and Cornet, F. H. (1994). In Situ Evidence for fluid-induced aseismic slip events along fault zones. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, 31(4) :347–358.
- Scuderi, M. M. and Collettini, C. (2016). The role of fluid pressure in induced vs. triggered seismicity : insights from rock deformation experiments on carbonates. *Scientific Reports*, 6 :24852.
- Segall, P. (1989). Earthquakes triggered by fluid extraction. *Geology*, 17(10) :942.
- Segall, P. and Fitzgerald, S. D. (1998). A note on induced stress changes in hydrocarbon and geothermal reservoirs. *Tectonophysics*, 289(1) :117–128.
- Segall, P., Grasso, J.-R., and Mossop, A. (1994). Poroelastic stressing and induced seismicity near the Lacq gas field, southwestern France. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 99(B8) :15423–15438.
- Segall, P. and Lu, S. (2015). Injection-induced seismicity : Poroelastic and earthquake nucleation effects. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 120(7) :5082–5103.
- Shapiro, S. A., Audigane, P., and Royer, J.-J. (1999). Large-scale in situ permeability tensor of rocks from induced microseismicity. *Geophysical Journal International*, 137(1) :207–213.
- Shapiro, S. A. and Dinske, C. (2009a). Fluid-induced seismicity : Pressure diffusion and hydraulic fracturing. *Geophysical Prospecting*, 57(2) :301–310.

- Shapiro, S. A. and Dinske, C. (2009b). Scaling of seismicity induced by nonlinear fluid-rock interaction. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 114(B9).
- Shapiro, S. A., Dinske, C., and Kummerow, J. (2007). Probability of a given-magnitude earthquake induced by a fluid injection. *Geophysical Research Letters*, 34(22) :L22314.
- Shapiro, S. A., Krüger, O. S., and Dinske, C. (2013). Probability of inducing given-magnitude earthquakes by perturbing finite volumes of rocks. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118(7) :3557–3575.
- Shapiro, S. A., Kummerow, J., Dinske, C., Asch, G., Rothert, E., Erzinger, J., Kümpel, H.-J., and Kind, R. (2006). Fluid induced seismicity guided by a continental fault : Injection experiment of 2004/2005 at the German Deep Drilling Site (KTB). *Geophysical Research Letters*, 33(1) :L01309.
- Shapiro, S. A., Rothert, E., Rath, V., and Rindschwentner, J. (2002). Characterization of fluid transport properties of reservoirs using induced microseismicity. *Geophysics*, 67(1) :212–220.
- Shearer, P. M. (1997). Improving local earthquake locations using the L1 norm and waveform cross correlation : Application to the Whittier Narrows, California, aftershock sequence. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 102(B4) :8269–8283.
- Shelly, D. R. (2015). Complexity of the deep San Andreas Fault zone defined by cascading tremor. *Nature*, 8(2) :145–151.
- Shelly, D. R., Beroza, G. C., and Ide, S. (2007). Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms. *Nature*, 446(7133) :305–307.
- Shelly, D. R., Ellsworth, W. L., and Hill, D. P. (2016). Fluid-faulting evolution in high definition : Connecting fault structure and frequency-magnitude variations during the 2014 Long Valley Caldera, California, earthquake swarm. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 121(3) :1776–1795.
- Shen, B. and Barton, N. (1997). The disturbed zone around tunnels in jointed rock Masses. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 34(1) :117–125.
- Sibson, R. (1973). Interactions between Temperature and Pore-Fluid Pressure during Earthquake Faulting and a Mechanism for Partial or Total Stress Relief. *Nature Physical Science*, 243 :66–68.
- Sibson, R. H. (1985). A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology*, 7(6) :751–754.

- Sibson, R. H., Robert, F., and Poulsen, K. H. (1988). High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 16(6) :551–555.
- Šílený, J., Jechumtálová, Z., and Dorbath, C. (2014). Small Scale Earthquake Mechanisms Induced by Fluid Injection at the Enhanced Geothermal System Reservoir Soultz (Alsace) in 2003 using Alternative Source Models. *Pure and Applied Geophysics*, 171(10) :2783–2804.
- Šílený, J. and Milev, A. (2008). Source mechanism of mining induced seismic events — Resolution of double couple and non double couple models. *Tectonophysics*, 456(1) :3–15.
- Šílený, J. and Vavryčuk, V. (2000). Approximate retrieval of the point source in anisotropic media : numerical modelling by indirect parametrization of the source. *Geophysical Journal International*, 143(3) :700–708.
- Simons, M., Minson, S. E., Sladen, A., Ortega, F., Jiang, J., Owen, S. E., Meng, L., Ampuero, J.-P., Wei, S., Chu, R., Helmberger, D. V., Kanamori, H., Hetland, E., Moore, A. W., and Webb, F. H. (2011). The 2011 Magnitude 9.0 Tohoku-Oki Earthquake : Mosaicking the Megathrust from Seconds to Centuries. *Science*, 332(6036) :1421–1425.
- Simpson, D. W., Leith, W. S., and Scholz, C. H. (1988). Two types of reservoir-induced seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(6) :2025–2040.
- Song, T.-R. A., Helmberger, D. V., Brudzinski, M. R., Clayton, R. W., Davis, P., Pérez-Campos, X., and Singh, S. K. (2009). Subducting Slab Ultra-Slow Velocity Layer Coincident with Silent Earthquakes in Southern Mexico. *Science*, 324(5926) :502–506.
- Stabile, T. A., Giocoli, A., Perrone, A., Piscitelli, S., and Lapenna, V. (2014). Fluid injection induced seismicity reveals a NE dipping fault in the southeastern sector of the High Agri Valley (southern Italy). *Geophysical Research Letters*, 41(16) :5847–5854.
- Staszek, M., Orlecka-Sikora, B., Leptokaropoulos, K., Kwiatek, G., and Martínez-Garzón, P. (2017). Temporal static stress drop variations due to injection activity at The Geysers geothermal field, California. *Geophysical Research Letters*, 44(14) :7168–7176.
- Stein, R. S. (1999). The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, 402 :605.
- Stein, R. S., King, G. C. P., and Lin, J. (1992). Change in failure stress on the southern San Andreas fault system caused by the 1992 magnitude= 7.4 Landers earthquake. *Science*, 258(5086) :1328–1332.
- Stork, A. L., Verdon, J. P., and Kendall, J.-M. (2014). The robustness of seismic moment and magnitudes estimated using spectral analysis. *Geophysical Prospecting*, 62(4) :862–878.

- Sumy, D. F., Neighbors, C. J., Cochran, E. S., and Keranen, K. M. (2017). Low stress drops observed for aftershocks of the 2011 MW 5.7 Prague, Oklahoma earthquake. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*.
- Sun, X. and Hartzell, S. (2014). Finite-fault slip model of the 2011 Mw 5.6 Prague, Oklahoma earthquake from regional waveforms. *Geophysical Research Letters*, 41(12) :4207–4213.
- Talwani, P. (1997). On the nature of reservoir-induced seismicity. *Pure and Applied Geophysics*, 150(3-4) :473–492.
- Terakawa, T. (2014). Evolution of pore fluid pressures in a stimulated geothermal reservoir inferred from earthquake focal mechanisms. *Geophysical Research Letters*, 41(21) :7468–7476.
- Terakawa, T., Miller, S. A., and Deichmann, N. (2012). High fluid pressure and triggered earthquakes in the enhanced geothermal system in Basel, Switzerland. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B7).
- Thomas, M. Y., Avouac, J.-P., Champenois, J., Lee, J.-C., and Kuo, L.-C. (2014). Spatiotemporal evolution of seismic and aseismic slip on the Longitudinal Valley Fault, Taiwan. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(6) :5114–5139.
- Thurber, C., Roecker, S., Ellsworth, W., Chen, Y., Lutter, W., and Sessions, R. (1997). Two-dimensional seismic image of the San Andreas Fault in the Northern Gabilan Range, central California : Evidence for fluids in the fault zone. *Geophysical Research Letters*, 24(13) :1591–1594.
- Trugman, D. T., Shearer, P. M., Borsa, A. A., and Fialko, Y. (2016). A comparison of long-term changes in seismicity at The Geysers, Salton Sea, and Coso geothermal fields. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 121(1) :225–247.
- Uchida, N., Iinuma, T., Nadeau, R. M., Bürgmann, R., and Hino, R. (2016). Periodic slow slip triggers megathrust zone earthquakes in northeastern Japan. *Science*, 351(6272) :488–492.
- Uchida, N. and Matsuzawa, T. (2013). Pre- and postseismic slow slip surrounding the 2011 Tohoku-oki earthquake rupture. *Earth and Planetary Science Letters*, 374 :81–91.
- Vallée, M., Nocquet, J.-M., Battaglia, J., Font, Y., Segovia, M., Regnier, M., Mothes, P., Jarrin, P., Cisneros, D., Vaca, S., and Others (2013). Intense interface seismicity triggered by a shallow slow slip event in the Central Ecuador subduction zone. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118(6) :2965–2981.

- Valley, B. and Evans, K. F. (2007). Stress state at Soultz-sous-Forêts to 5 km depth from wellbore failure and hydraulic observations. *Proceedings 32nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, CA, USA*, pages 329–338.
- van der Baan, M. and Calixto, F. J. (2017). Human-induced seismicity and large-scale hydrocarbon production in the USA and Canada. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(7) :2467–2485.
- Verberne, B. A., Spiers, C. J., Niemeijer, A. R., De Bresser, J. H. P., De Winter, D. A. M., and Plümpner, O. (2014). Frictional Properties and Microstructure of Calcite-Rich Fault Gouges Sheared at Sub-Seismic Sliding Velocities. *Pure and Applied Geophysics*, 171(10) :2617–2640.
- Villegas-Lanza, J. C., Nocquet, J.-M., Rolandone, F., Vallée, M., Tavera, H., Bondoux, F., Tran, T., Martin, X., and Chlieh, M. (2015). A mixed seismic–aseismic stress release episode in the Andean subduction zone. 9 :150.
- Vogler, D., Settgast, R., Gischig, V., Jalali, M., Doetsch, J., Valley, B., Evans, K., Sherman, C., Saar, M., and Amann, F. (2016). Modeling the Hydraulic Fracture Stimulation performed for Reservoir Permeability Enhancement at the Grimsel Test Site, Switzerland. *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Von Seggern, D. (1970). The effects of radiation patterns on magnitude estimates. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 60(2) :503–516.
- Waldhauser, F. and Ellsworth, W. L. (2000). A Double-Difference Earthquake Location Algorithm : Method and Application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6) :1353–1368.
- Walsh, F. R. and Zoback, M. D. (2015). Oklahoma’s recent earthquakes and saltwater disposal. *Science Advances*, 1(5).
- Walsh, F. R. and Zoback, M. D. (2016). Probabilistic assessment of potential fault slip related to injection-induced earthquakes : Application to north-central Oklahoma, USA. *Geology*, 44(12) :991–994.
- Walter, W. R., Yoo, S.-H., Mayeda, K., and Gök, R. (2017). Earthquake stress via event ratio levels : Application to the 2011 and 2016 Oklahoma seismic sequences. *Geophysical Research Letters*.
- Wang, K. and Bilek, S. L. (2014). Invited review paper : Fault creep caused by subduction of rough seafloor relief. *Tectonophysics*, 610(Supplement C) :1–24.

- Wang, R., Gu, Y. J., Schultz, R., Kim, A., and Atkinson, G. (2016). Source analysis of a potential hydraulic-fracturing-induced earthquake near Fox Creek, Alberta. *Geophysical Research Letters*, 43(2) :564–573.
- Wang, Z. and Zhao, D. (2006). Seismic evidence for the influence of fluids on the 2005 west off Fukuoka prefecture earthquake in southwest Japan. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 155(3) :313–324.
- Warpinski, N. R., Du, J., and Zimmer, U. (2012). Measurements of Hydraulic-Fracture-Induced Seismicity in Gas Shales.
- Wei, S., Avouac, J.-P., Hudnut, K. W., Donnellan, A., Parker, J. W., Graves, R. W., HelMBERGER, D., Fielding, E., Liu, Z., Cappa, F., and Eneva, M. (2015). The 2012 Brawley swarm triggered by injection-induced aseismic slip. *Earth and Planetary Science Letters*, 422 :115–125.
- Weingarten, M., Ge, S., Godt, J. W., Bekins, B. A., and Rubinstein, J. L. (2015). High-rate injection is associated with the increase in U.S. mid-continent seismicity. *Science*, 348(6241) :1336–1340.
- Wesson, R. L. (1988). Dynamics of fault creep. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 93(B8) :8929–8951.
- Wilkins, R., Simmons, G., and Caruso, L. (1984). The ratio  $V_p/V_s$  as a discriminant of composition for siliceous limestones. *GEOPHYSICS*, 49(11) :1850–1860.
- Yeck, W. L., Hayes, G. P., McNamara, D. E., Rubinstein, J. L., Barnhart, W. D., Earle, P. S., and Benz, H. M. (2017). Oklahoma experiences largest earthquake during ongoing regional wastewater injection hazard mitigation efforts. *Geophysical Research Letters*, 44.
- Zang, A., Oye, V., Jousset, P., Deichmann, N., Gritto, R., McGarr, A., Majer, E., and Bruhn, D. (2014). Analysis of induced seismicity in geothermal reservoirs – An overview. *Geothermics*, 52(Supplement C) :6–21.
- Zang, A., Stephansson, O., Stenberg, L., Plenkers, K., Specht, S., Milkereit, C., Schill, E., Kwiatek, G., Dresen, G., Zimmermann, G., Dahm, T., and Weber, M. (2017). Hydraulic fracture monitoring in hard rock at 410 m depth with an advanced fluid-injection protocol and extensive sensor array. *Geophysical Journal International*, 208(2) :790–813.
- Zecevic, M., Daniel, G., and Jurick, D. (2016a). On the nature of long-period long-duration seismic events detected during hydraulic fracturing. *GEOPHYSICS*, 81(3) :KS113–KS121.

- Zecevic, M., De Barros, L., Eyre, T. S., Lokmer, I., and Bean, C. J. (2016b). Relocation of Long Period (LP) seismic events reveals en echelon fractures in the upper edifice of Turrialba volcano, Costa Rica. *Geophysical Research Letters*, 43(19) :10105–10114.
- Zhang, Q., Lin, G., Zhan, Z., Chen, X., Qin, Y., and Wdowinski, S. (2017). Absence of remote earthquake triggering within the Coso and Salton Sea geothermal production fields. *Geophysical Research Letters*, 44(2) :726–733.
- Zhao, D., Kanamori, H., Negishi, H., and Wiens, D. (1996). Tomography of the Source Area of the 1995 Kobe Earthquake : Evidence for Fluids at the Hypocenter? *Science*, 274(5294) :1891–1894.
- Zhao, D., Mishra, O. P., and Sanda, R. (2002). Influence of fluids and magma on earthquakes : seismological evidence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132(4) :249–267.
- Zhao, D. and Negishi, H. (1998). The 1995 Kobe earthquake : Seismic image of the. *Journal of Geophysical Research*, 103(B5) :9967–9986.
- Zoback, M. D., Kohli, A., Das, I., and McClure, M. W. (2012). The Importance of Slow Slip on Faults During Hydraulic Fracturing Stimulation of Shale Gas Reservoirs. *Society of Petroleum Engineers*.
- Zoback, M. D., Tsukahara, H., and Hickman, S. (1980). Stress measurements at depth in the vicinity of the San Andreas Fault : Implications for the magnitude of shear stress at depth. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 85(B11) :6157–6173.

# Table des figures

|      |  |    |
|------|--|----|
| 2.1  | Imagerie des vitesses des ondes P et S et du coefficient de Poisson, d'après Wang and Zhao (2006). . . . .   | 29 |
| 2.2  | Carte des résistivités et du rapport $\frac{v_p}{v_s}$ pour la région de Kachchh, d'après (Pavan Kumar et al., 2017). . . . .                      | 30 |
| 2.3  | Modèle des interactions géologiques, hydrauliques et sismiques dans le Golf de Corinthe, d'après (Duverger et al., 2015). . . . .                  | 31 |
| 2.4  | Corrélation entre précipitations et sismicité, adaptée de Hainzl et al. (2006).  | 32 |
| 2.5  | Schéma des mécanismes induisant des séismes, d'après Ellsworth (2013). . . . .   | 34 |
| 2.6  | injection de fluide et sismicité induite dans le réservoir géothermique de Soultz-Sous-Forêts. Figure extraite de Cuenot et al. (2008). . . . .    | 36 |
| 2.7  | Corrélation entre les variations de la pression du fluide injecté et l'occurrence de la sismicité, adapté de House and Flores (2002). . . . .      | 38 |
| 2.8  | Taux de sismicité ( $M > 3$ ) dans le centre des Etats-Unis depuis 1973 ( <a href="http://www.earthquake.usgs.gov">www.earthquake.usgs.gov</a> ).  |    |
| 2.9  | Magnitude maximum en fonction du volume de fluide injecté. Figure extraite de McGarr (2014). . . . .   | 41 |
| 2.10 | Trémors et Slow Slip Events, adapté de Peng and Gomberg (2010). . . . .  | 42 |
| 2.11 | Coefficient de Poisson et mouvement asismique. Figure extraite de Kodaira et al. (2004). . . . .   | 43 |
| 2.12 | Mouvement asismique mesuré lors d'une injection de fluide dans le réservoir géothermique de Brawley. Figure extraite de Wei et al. (2015). . . . . | 45 |
| 2.13 | Influence des fluides sur le cercle de Mohr dans le cas d'une rupture en cisaillement. Figure extraite de Bardainne (2005). . . . .                | 48 |
| 2.14 | Slip-weakening, adapté de Scholz (1998). . . . .   | 49 |
| 2.15 | Rate and State, adapté de Scholz (1998). . . . .   | 50 |
| 2.16 | Système bloc-ressort et stabilité du glissement, adapté de Scholz (1998). . . . .  | 51 |
| 2.17 | Couplages hydromécaniques, d'après Rutqvist and Stephansson (2003). . . . .  | 53 |
| 2.18 | Sismicité et loi de diffusion à Fenton Hill au Nouveau Mexique. Figure extraite de Shapiro et al. (2002). . . . .                                  | 55 |
| 2.19 | Distribution spatio-temporelle de la sismicité dans le champs géothermique de Soultz-Sous-Forêt. Figure extraite de Shapiro et al. (2002). . . . . | 56 |

|      |  |     |
|------|--|-----|
| 2.20 | Forme du nuage de séismes selon les niveaux de couplages hydromécaniques à Soultz-Sous-Forêts, Cornet et al. (2007) et Cornet (2016). . . . .  | 58  |
| 2.21 | Evolution spatio-temporelle du glissement asismique précédant le séisme Mw=7.3 de Papanoa, d'après (Radiguet et al., 2016). . . . .  | 60  |
| 2.22 | Glissement asismique et sismicité lors d'une injection de fluide à l'échelle métrique. Figure extraite de Guglielmi et al. (2015a) . . . . .   | 63  |
| 2.23 | Comparaison entre nombre de séismes, volume injecté et perméabilité, d'après les données de Jalali et al. (2017) . . . . .   | 65  |
| 3.1  | Le Laboratoire Souterrain à Bas Bruit de Rustrel. . . . .  | 68  |
| 3.2  | Les galeries du LSBB . . . . .   | 69  |
| 3.3  | Le contexte géologique du LSBB - (Jeanne et al., 2012b) adapté . . . . .   | 71  |
| 3.4  | La galerie anti-souffle : géologie . . . . .   | 73  |
| 3.5  | La sonde d'injection et les différents éléments la composant : a) instruments et équipements techniques de la sonde SIMFIP ; b) les 3 composants de la sonde (Guglielmi et al., 2013). . . . . | 76  |
| 3.6  | Vue schématique du capteur de déformation de la sonde SIMFIP (Guglielmi et al., 2013). . . . .   | 77  |
| 3.7  | Protocole d'un test d'injection de fluide à hautes pressions. . . . .  | 79  |
| 3.8  | Instruments de mesures sismiques et non sismiques. . . . .   | 80  |
| 3.9  | Instrumentation de la zone de faille, principales structures géologiques et emplacement des injections . . . . .   | 81  |
| 3.10 | La chaîne d'acquisition, d'après la société SITES. . . . .   | 84  |
| 3.11 | Test 1 : Géologie, fracturation et courbes Pression-Débit à 6m de fond. . . . .  | 87  |
| 3.12 | Test 2 : Géologie, fracturation et courbes Pression-Débit à 7.5m de fond. . . . .  | 88  |
| 3.13 | Test 3 : Géologie, fracturation et courbes Pression-Débit à 7.5 m de fond. . . . .   | 89  |
| 3.14 | Tests 5, 6 et 7 : Géologie, fracturation et courbes Pression-Débit entre 16 et 18 m de fond. . . . .   | 91  |
| 3.15 | Test 8 : Géologie, fracturation et courbes Pression-Débit entre 8.85 m de fond. . . . .  | 92  |
| 3.16 | Test 9 : Géologie, fracturation et courbes Pression-Débit entre 14 m de fond. . . . .  | 93  |
| 3.17 | Test 10 : Géologie, fracturation et courbes Pression-Débit entre 11.89 m de fond. . . . .  | 94  |
| 3.18 | Test 11 : Géologie, fracturation et courbes Pression-Débit entre 3.75 m de fond. . . . .   | 95  |
| 3.19 | Régimes hydrauliques observés, contribution de Séguy Simon. . . . .  | 96  |
| 3.20 | Exemple d'un tir de calibration en profondeur vu sur les accéléromètres. . . . .   | 99  |
| 3.21 | Réponse des accéléromètres à des tirs de calibration. . . . .  | 100 |

|   |     |
|---|-----|
| 3.22 Réponse des géophones à des tirs de calibration en profondeur (27/02/2015<br>13h59 :41.00). . . . .  | 101 |
| 3.23 Réponses d'un accéléromètre en forage et d'un géophone de puits, distants<br>de 5 cm. . . . .  | 102 |
| 3.24 Gamme de fréquences parcourue par l'utilisation conjuguée des accéléro-<br>mètres et des géophones. . . . .                                | 103 |
| 3.25 Estimation des vitesses des ondes P et S. . . . .  | 104 |
| 3.26 Variation de la vitesse des ondes P et de la porosité dans la zone de faille,<br>adapté de Jeanne et al. (2012a). . . . .                  | 105 |
| 4.1 Détection d'un événement sismique sur un accéléromètre en forage (B42N). . . . .  | 108 |
| 4.2 Exemple d'un signal sismique détecté sur les accéléromètres. . . . .  | 109 |
| 4.3 Similitudes dans les formes d'ondes et cross-corrélation pour les séismes du<br>Test 9. . . . .   | 110 |
| 4.4 Exemple des pointés des ondes P et S sur les accéléromètres. . . . .  | 111 |
| 4.5 Exemple de localisation d'un séisme provenant du Test 9 (25/03/2015<br>17h38 :00). . . . .  | 116 |
| 4.6 Exemple de localisation d'un tir de calibration en forage (27/03/2015 13h45 :27.4). . . . .   | 117 |
| 4.7 Etude de sensibilité de la localisation à une variation de vitesse des ondes<br>P et S. . . . .   | 118 |
| 4.8 Comparaison des localisations avec des pointés d'ondes S mal identifiées. . . . .   | 119 |
| 4.9 Exemple de deux spectres en profondeur et en surface. . . . .   | 121 |
| 4.10 Etude de sensibilité afin de déterminer le facteur d'atténuation Q. . . . .  | 122 |
| 4.11 Magnitude équivalente sur le bruit. . . . .  | 123 |
| 4.12 Exemple de détermination d'un mécanisme au foyer. . . . .  | 125 |
| 4.13 Les possibles dimensions pour l'estimation du champ de contrainte avec<br>MSATSI and SATSI, d'après Martínez-Garzón et al. (2014). . . . . | 127 |
| 4.14 Le champ de contrainte du test 11, déterminé en 0D. . . . .  | 128 |
| 5.1 Regional geological setting. . . . .  | 134 |
| 5.2 Instrumented fault zone and injection test. . . . .   | 136 |
| 5.3 Typical fluid pressure-versus-displacement response. . . . .  | 137 |
| 5.4 Borehole wall displacements. . . . .  | 139 |
| 5.5 Example of a filtered seismic event and its frequency content. . . . .  | 142 |
| 5.6 Seismic event distribution in function of pressure, flowrate, time and dis-<br>tance to injection chamber. . . . .                          | 144 |
| 5.7 Location of the micro-seismic events. . . . .   | 147 |
| 5.8 Seismic moment versus injected fluid volume. . . . .  | 151 |
| 5.9 Hypocentral distance to the injection chamber versus time and injected<br>volume. . . . .   | 153 |

|      |  |     |
|------|--|-----|
| 5.10 | Example of a calibration shot. . . . .   | 158 |
| 5.11 | Distance to the theoretical location versus P-wave velocity variations. . . . .  | 158 |
| 5.12 | Seismic moment versus corner frequencies. . . . .  | 159 |
| 5.13 | Moment magnitude distribution versus distance earthquakes-injection chamber. . . . .   | 159 |
| 5.14 | Exemple d'un signal détecté sur un géophone (G02) et un accéléromètre (A67) de surface pendant le Test 2 (09/03/2015 à 13h50 :35.075). . . . .   | 164 |
| 5.15 | Exemple de localisation d'un artefact détecté sur les géophones lors du Test 2. . . . .  | 165 |
| 5.16 | Données sur les géophones lors du 1 <sup>er</sup> palier de pression du Test 9. . . . .  | 167 |
| 6.1  | The experimental site, adapted from Duboeuf et al. (2017). . . . .   | 174 |
| 6.2  | Azimuth, Dip and Rake definitions on a fault plane. . . . .  | 176 |
| 6.3  | Robutness of focal mechanism solutions. . . . .  | 177 |
| 6.4  | Variation of the ratio R versus the $\theta_R$ the angle between R and $\sigma_1$ axis, adapted from Leclère et al. (2012). Friction coefficient is fixed to 0.75, the grey areas show where the fault is unfavorably oriented (UO) to slip. Star represents BP, F1, F2 and F5 for their respective ratio R and angle $\theta_R$ . . . . . | 179 |
| 6.5  | Focal mechanisms and azimuth, dip and rake angles distribution . . . . .   | 180 |
| 6.6  | Stress state determination in the experimental area . . . . .  | 183 |
| 6.7  | Cumulated seismic moment and pressure/flowrate ratio evolution in function of different parameters. . . . .  | 186 |
| 6.8  | Test 2 : Hydro-Geo-Mechanical and Seismic data. . . . .  | 189 |
| 6.9  | Focal mechanisms determined for Test 2. . . . .  | 190 |
| 6.10 | Test 2 scenario : Geological structures, earthquake locations, motions in 3D view in the tested interval. . . . .  | 193 |
| 6.11 | Test 9 : Geological, Hydro-Mecanical and Seismic data, adapted from Duboeuf et al. (2017) . . . . .  | 195 |
| 6.12 | Focal mechanisms determined for Test9 . . . . .  | 196 |
| 6.13 | Test 9 scenario : Geological structures, seismicity and motions in 3D. . . . .   | 198 |
| 6.14 | Test 9 : block motions and fluid diffusion. . . . .  | 199 |
| 6.15 | Conceptual model of induced-seismicity controlled mechanisms . . . . .   | 205 |
| 7.1  | Graphes RT . . . . .   | 214 |
| 7.2  | Graphes RT pour les Tests (a) 11 et (b) 9. . . . .   | 216 |
| 7.3  | Injections dans le puits Basel 1, à Bâle en Suisse, extraite de Shapiro and Dinske (2009b). . . . .  | 217 |
| 7.4  | Graphe RT pour les injections au KTB, adaptée de Shapiro et al. (2006). . . . .  | 218 |
| 7.5  | Schéma des contrôles possibles de la sismicité lors d'injections de fluide. . . . .  | 221 |

---

|     |  |     |
|-----|--|-----|
| 7.6 | Moment sismique en fonction des fréquences coins et chutes de contrainte<br>selon la vitesse de rupture. . . . . | 225 |
| 7.7 | Loi de Gutenberg-Richter. . . . .  | 226 |



# Liste des tableaux

|     |  |     |
|-----|--|-----|
| 3.1 | Tableau des instruments non sismiques utilisés. . . . .  | 84  |
| 3.2 | Tableau des instruments non hydromécaniques utilisés. . . . .  | 85  |
| 3.3 | Tableau récapitulatif des tests : localisation temporelle et spatiale et problème de synchronisation. . . . .                | 97  |
| 3.4 | Tableau récapitulatif des caractéristiques hydrauliques de chaque injection et des structures géologiques. . . . .           | 98  |
| 5.1 | Table S1 - Article 1. . . . .  | 161 |
| 5.2 | Table S2 - Article 1 . . . . .   | 162 |
| 6.1 | Comparison between the number of fractures in the medium and the number of re-activated fractures. . . . .                   | 182 |
| 7.1 | Comparaison des énergies hydrauliques et rayonnées pour chaque test au cours duquel de la sismicité est enregistrée. . . . . | 212 |