



Modélisation sismo-hydro-mécanique de la réponse d'une faille à une injection de fluide

Nicolas Wynants-Morel

► To cite this version:

Nicolas Wynants-Morel. Modélisation sismo-hydro-mécanique de la réponse d'une faille à une injection de fluide. Sciences de la Terre. Université Côte d'Azur, 2020. Français. NNT : 2020COAZ4059 . tel-03184782

HAL Id: tel-03184782

<https://theses.hal.science/tel-03184782>

Submitted on 29 Mar 2021

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

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



THÈSE DE DOCTORAT

Modélisation sismo-hydro-mécanique de la réponse d'une faille à une injection de fluide

Nicolas WYNANTS-MOREL

Géoazur UMR 7329

Présentée en vue de l'obtention
du grade de docteur en Sciences
de la Terre et de l'Univers
d'Université Côte d'Azur
Dirigée par : Frédéric Cappa
Co-encadrée par : Louis De Barros
Soutenue le : 15/10/2020

Devant le jury, composé de :

Jean-Paul Ampuero, Directeur de Recherche IRD à Géoazur,
Université Côte d'Azur
Mai-Linh Doan, Maître de Conférences à l'Université Grenoble
Alpes
Marie Violay, Associate Professor à l'Ecole Polytechnique
Fédérale de Lausanne
Frédéric Donzé, Professeur à l'Université Grenoble Alpes
Jean Schmittbuhl, Directeur de Recherche CNRS à l'Institut de
Physique du Globe de Strasbourg

Modélisation sismo-hydro-mécanique de la réponse d'une faille à une injection de fluide

Thèse présentée devant le jury composé de

Président du jury :

Jean-Paul Ampuero, Directeur de Recherche IRD à Géoazur, Université Côte d'Azur

Rapporteurs :

Mai-Linh Doan, Maître de Conférences à l'Université Grenoble Alpes
Jean Schmittbuhl, Directeur de Recherche CNRS à l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg

Examineurs :

Marie Violay, Associate Professor à l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne
Frédéric Donzé, Professeur à l'Université Grenoble Alpes

Directeurs de thèse :

Frédéric Cappa, Professeur à Université Côte d'Azur
Louis de Barros, Maître de Conférences à Université Côte d'Azur

Résumé

Les variations de pression de fluide lors d'une injection hydraulique dans une faille affectent la stabilité de la faille. Ainsi, elles peuvent engendrer du glissement sismique et asismique sur la faille. Cependant, les relations entre la pression de fluide, le glissement asismique et la sismicité sont encore mal comprises. Dans cette thèse, j'ai exploré, avec des modélisations 3D sismo-hydro-mécaniques, les mécanismes régissant la déformation sismique et asismique d'une faille perméable gouvernée par une loi de friction « slip-weakening » lors d'une injection ponctuelle. L'objectif principal de ce travail est de mieux comprendre comment une faille répond à une injection de fluide, et aussi d'identifier les propriétés des failles qui contrôlent les comportements sismiques et asismiques observés dans des expériences in-situ et lors de manipulations de fluides en profondeur dans des réservoirs géologiques. Le modèle permet de tester différents états de contraintes sur la faille, et aussi de tester l'influence de différents paramètres hydromécaniques (perméabilité initiale, angle de dilatance) et frictionnels (chute de friction, distance caractéristique de glissement) sur la réponse hydromécanique de la faille. Un glissement asismique de forme elliptique, croissant au cours de l'injection, est observé dans les différentes simulations. Les contraintes cisailantes s'accumulent au bord de ce patch asismique, ce qui induit des événements sismiques. Dans cette série de simulations, la sismicité suit le front de glissement asismique plutôt que le front de diffusion de pression. La déformation relâchée au cours d'une simulation est majoritairement asismique, avec un moment sismique inférieur à 5% du moment total, conformément aux observations sismologiques acquises lors d'expérience in situ (Guglielmi et al., 2015a; De Barros et al., 2018). Les résultats des modèles montrent aussi que le moment sismique augmente principalement avec une augmentation de la proximité initiale des contraintes à la rupture de la faille et avec la chute de friction, mais aussi, d'une moindre manière, avec une diminution de la perméabilité et de la distance caractéristique de glissement. Modifier la valeur de ces quatre paramètres ne permet pas de reproduire les relations classiques du moment et du volume de fluide injecté (McGarr & Barbour, 2018 ; Galis et al., 2017). Les variations de la b-value avec ces quatre paramètres suivent une relation semi-logarithmique avec la partition sismique du moment. De plus, l'état de contrainte avant l'injection ainsi que la durée de l'injection influent sur la magnitude maximale observée après l'arrêt de l'injection. Ces résultats montrent des caractéristiques observées lors d'expériences d'injection in-situ dans des réservoirs à échelle décamétrique et kilométrique. Ainsi, ces résultats peuvent contribuer à mieux comprendre et anticiper le risque sismique lors d'une injection de fluide en profondeur.

Mots-clés : Réactivation de faille ; Injection de fluide ; Sismicité induite ; Glissement asismique ; Modélisation numérique.

Abstract

Fluid pressure changes into subsurface rocks affect fault stability, and can induce both earthquakes and aseismic deformation. Nonetheless, the interplay between fluid pressure, earthquakes and aseismic fault slip is unclear. Here, I investigate, with 3D seismo-hydro-mechanical modeling, the mechanisms behind seismic and aseismic deformation occurring on a single permeable fault governed by a slip-weakening friction law during fluid injection. The main objective is to understand how the fault responds to a fluid injection, and to identify what fault properties influence the seismic and aseismic behaviors that are observed in experiments and during large-scale fluid manipulations. Our model allows to test different fault pre-stress conditions as well as hydromechanical (initial permeability, dilation angle) and frictional (friction drop, critical slip distance) fault parameters. The simulations mainly result in the expansion of an aseismic region around the injection. Pronounced shear stresses are concentrated at the edge of this expanding zone, where seismicity is triggered due to this stress perturbation. We find that the seismicity follows the aseismic slip front rather than the fluid pressure diffusion front. The moment released during an injection simulation is mostly aseismic, with less than 5% of seismic deformation, consistent with observations in in-situ experiments (Guglielmi et al., 2015a; De Barros et al., 2018). The seismic moment increases mostly with an increase of the pre-stress and of the friction drop. It also increases in a smaller way with a decrease of the initial permeability and of the characteristic slip distance. Modifying these four fault parameters do not lead to an usual moment-injected fluid volume relationship (McGarr & Barbour, 2018; Galis et al., 2017). The b-value, which varies with these four parameters, shows a semi-logarithmic relationship with the seismic moment partition. Moreover, the pre-stress as well as the injection duration act on the maximum magnitude reached after injection stops. These results exhibit features observed in field injection experiments at the decametric scale and fluid manipulations at the reservoir scale. Therefore, these modeling studies can help understand and mitigate the seismic risk due to fluid injection in the subsurface.

Keywords: Fault reactivation; Fluid injection; Induced seismicity; Aseismic slip; Numerical modeling.

Believe in yourself. Not in the you who believes in me. Not in the me who believes in you. Believe in the you who believes in yourself.

in Tengen Toppa Gurren Lagann, réal. : Hiroyuki Imaishi

*Fuwa Fuwa Time
Fuwa Fuwa Time
Fuwa Fuwa Time
Fuwa Fuwa Time
Fuwa Fuwa Time
Fuwa Fuwa Time*

in K-On!, réal. : Naoko Yamada

Remerciements

Une thèse de doctorat est avant tout une aventure personnelle. Cependant, sans un encadrement spécifique et approprié, cette aventure tombe à l'eau ; je tiens ainsi à remercier mes directeurs de thèse, Frédéric Cappa et Louis de Barros, pour leur encadrement, leur investissement dans cette thèse, leurs encouragements tout au long du doctorat, et pour avoir cru en moi y compris lorsque les résultats n'étaient pas au rendez-vous. Ce fut un grand plaisir de travailler avec vous !

Merci également à Jean-Paul Ampuero pour ses échanges toujours pertinents et éclairants depuis son arrivée à Géoazur fin 2017.

Je remercie sincèrement les membres de mon jury pour l'intérêt qu'ils ont porté.e.s à mon travail ainsi que pour les échanges que j'ai eus avec eux lors de ma soutenance. Merci à Mai-Linh Doan et Jean Schmittbuhl d'avoir rapporté mon manuscrit et merci à Marie Violay, Frédéric Donzé et Jean-Paul Ampuero pour leur charge d'examineur/examinatrice. Je tiens également à adresser mes remerciements à Jean-Paul Ampuero pour sa gestion de la discussion en tant que président du jury.

Je remercie également Anthony Sladen et Mai-Linh Doan pour avoir fait partie de mon comité de thèse et pour leurs conseils au cours des quatre années de thèse.

L'environnement de travail est très important au cours d'une thèse, ainsi je remercie l'équipe Séismes dans son ensemble pour m'avoir fourni une ambiance de travail de plus en plus agréable au cours de ces quatre années. Merci tout particulièrement à Françoise Courboux pour sa gestion de l'équipe et pour sa recherche permanente du renforcement de la cohésion d'équipe, notamment avec les Café Séismes, les Mardi Séismes et les sorties d'équipe annuelles. Merci également à Martijn pour son sens de l'organisation et sa rigueur qui ont permis de pousser les Mardi Séismes à leur meilleur.

Merci au laboratoire Géoazur d'avoir fourni un environnement de travail de qualité, en plus d'être situé dans un cadre fort agréable, à 2 pas de la forêt et à quelques kilomètres de la mer (venez, vous ne serez pas déçus !).

Merci à Sci-Hub d'avoir permis la mise à disposition de manière simple et pratique de divers articles scientifiques auquel je n'avais pas accès au laboratoire (et encore moins chez moi), ce qui a contribué à la mise en place d'un très bon environnement de travail.

Le maintien d'un bon esprit de travail est très important également au cours d'une thèse, et a été relancé notamment à travers l'enseignement dans mon cas. Je tiens ainsi à remercier Fred Cappa et Louis de Barros pour m'avoir soutenu dans la pratique de l'enseignement, mais aussi Christophe Renac pour m'avoir lancé dans l'univers merveilleux des cours en fac à travers les TDs/TPs d'hydrogéologie, qui ont été une expérience formidable !

De nombreux événements imprévus peuvent avoir lieu au cours d'une thèse, c'est pourquoi je tiens à remercier les différents acteurs ayant permis de régler le mieux possible et le plus rapidement possible tous ces artefacts : tout d'abord le service informatique (Lionel, Jean-Baptiste, Caroline, David), sans lequel j'aurais été submergé par différents problèmes techniques – installation de logiciels, connexions à distance, etc. –, touchant pourtant des côtés essentiels pour le bon déroulement de ma thèse ; remerciements tout particuliers à Lionel, toujours là pour gérer les updates de 3DEC, résoudre les soucis de serveurs et faire les tests du matériel informatique pour ma soutenance. Merci également au service administratif (et tout particulièrement à Sandrine, Valérie, Magali, Candice et Véronique) dans la résolution

des différents soucis administratifs que j'ai eus au cours de ma thèse, mais aussi pour leur gentillesse et leur bonne humeur permanente. Merci enfin à Jenny, dont l'outil d'intranet SiCoordo est devenu essentiel en fin de thèse pour sa versatilité, sa lisibilité et son côté très agréable à l'utilisation (oui je suis fan).

Au cours d'une thèse, le travail est important, mais la détente l'est tout autant : je tiens à remercier tou.te.s ceux de Géoazur qui ont participé à ces moments de détente, qu'ils soient stagiaires (Nicolas, Laure Ser., Romain, Clémence, Joseph, Dorian), ingénieur.e.s (Laure Sch., Damien, Louis, Antoine, Solène), post-docs (Elif, Martijn, Hui-Hui, Chao, Andrea, Hans), ATER (Mathilde B.), chercheurs (Christophe M., Quentin, Guillaume), ou même doctorant.e.s, nul n'est parfait ! Certain.e.s de ces doctorant.e.s ont déjà soutenu à l'heure où j'écris ces lignes (Alexandre, Stephen, Luc, Bahram, Vishnu, Laure D., Mathilde M., Flore, Reine, Kévin, Laurent, Maëlle, Théa, Alexiane, Manue, Pierre, Laurie) ; d'autres ont encore quelques temps avant d'être docteur.e.s (Jean, Maria-José, Seb, Lionel, Serge, Carlo, Zozo, Sara, Yoann, Asmae, Dieguito, Paül, Hector, Ophélie, Lise, Flo, Caro, Tizzi, Danielito, Marion, Alex, Albane, Kingsley, Philippe, Josselin, Alexander), et je leur souhaite beaucoup de courage !

Merci également à mes ami.e.s d'avant Géoazur (Math, Guigui, Christophe, Alice, Nolwenn, Diane, Tom, Baptiste, Bérénice, PH, Thomas, Louis) d'être toujours présents et prêts à discuter, parfois en visio, parfois au téléphone, parfois en live, même s'il est vrai que le Covid n'a pas arrangé les choses sur ce dernier point ! Remerciements tout particuliers à Math, qui m'a donné la passion des cookies et dont les aprêms SmallWorld en ligne m'ont bien aidé au cours du confinement, et à Guigui, camarade de Magic depuis de nombreuses années maintenant !

Merci à mes différent.e.s cobureaux (Zozo, Sarghis, Laure Ser., Marion, Paül, Chelsea, Flo, Tizzi) pour leur gentillesse, leurs discussions autour d'un thé/café/verre d'eau, et avant tout pour m'avoir supporté durant chaque période de la thèse.

Merci au groupe de foot de Géoazur (Tizzi, Philippe, Dorian, Dieguito, Jean, Carlo, Jean-Paul, Quentin, Bilel) pour les séances de pratique du jeudi soir puis du mercredi soir, qui m'ont bien aidé à me changer les idées avant ma soutenance.

Merci au groupe de jeux de société (Zozo, Flo, Caro, Ophélie, Lionel, Serge, et de manière plus ponctuelle Manue, Sara, Vincent, Aurélie, Albane, Pierre, Asmae) pour les multiples soirées faites au labo, à JSST, chez les uns et chez les autres, autour d'une raclette ou de pizzas, toujours dans la joie et la bonne humeur !

Je tiens également à remercier particulièrement ces membres de Géoazur qui m'ont particulièrement marqué au cours de ces quatre ans (en dehors de mes chefs, bien entendu ^^) : Laure D., amie de longue date, pour avoir essayé dès le début de la thèse de me faire participer à une activité sociale régulière, i.e. SophiaDeo ; Luc pour ses discussions religieuses ; Mathilde M. pour sa manière d'être et sa franchise ; Théa et ses remarques toujours pertinentes (surtout à propos de mes repas) ; Alexiane, camarade lyonnaise ; Laurie, camarade de fin de thèse et de cookies ; Pierre et son côté « j'en ai ras-le-bol » - et, ne l'oublions pas, également camarade de fin de thèse ; Maria et ses discussions politiques libertaires ; Lionel, camarade de pâtisseries et de geekeries ; Ophélie et les retours post-soirées jeux vers Antibes ; Serge pour son entrain et ses histoires incroyables (tes problèmes téléphoniques de fin de confinement >>>) ; Sara, ses problèmes administratifs et sa gestion de la parentalité, toujours réglés d'une main de maître ; Hector et ses discussions géopolitiques ; Tizzi et son calme apparent (et ses « boah ») ; Danielito, maître musicien et poète à ses heures ; Alex qui m'a montré que la cuisine vegan pouvait également être appétissante ; Albane et son oreille à l'écoute ; Seb, discret mais toujours souriant ; Romain, ses longues

discussions et sa bonne humeur permanente ; Elif et son organisation d'apéros post-travail sur Antibes, à la plage ou dans des restos ; Christophe M., son côté amateur de cinéma bis et son énervement apparemment permanent (ou l'inverse) ; Christophe Renac et ses blagues (entre autres) sur ma conduite.

Merci à Laure Sch. de m'avoir introduit à la pratique du swing le mardi midi il y a maintenant plus de deux ans, et par là de m'avoir remotivé à pratiquer des activités sportives régulières jusqu'à la fin de ma thèse ! (et merci à Caro de nous avoir rejoint quelques semaines plus tard et d'être toujours fidèle au poste deux ans après !)

Merci spécial à Zozo pour m'avoir fait retrouver la pratique régulière de jeux de société en fin de semaine, pour l'organisation de Geomusic durant le confinement, pour la découverte des soirées quizz de Dave et des concours de montage photo lors de ces soirées, qui m'ont permis de garder le moral quand la santé était moins là (et bisous/câlins à tout le groupe étendu de Geomusic, iels se reconnaîtront ;)).

Merci tout aussi spécial à Flo, pilier du groupe de jeux depuis son arrivée à Géoazur, sabeom nim du groupe d'Haidong Gumdo de Géoazur (dont la pratique le mercredi midi a été un moment hebdomadaire particulièrement apprécié pour ma part), et dont les partages musicaux, de blagues nulles et de shitposts vont beaucoup me manquer (dédicace aussi à Lionel pour ses goûts similaires sur les deux derniers points).

Un immense merci Caro pour ton amitié, ta gentillesse, nos discussions qui m'ont bien remonté le moral durant le confinement, le covoit pendant 6 semaines qui m'a aidé à garder un rythme de vie correct au cours de la fin de thèse, les aprêms jeux/films, nos échanges autour de séries d'animes, de politique française et US, les plats à base d'aubergine (et pour m'avoir motivé à faire plus de plats végés/vegans en général) : tu as été mon point d'accroche durant toute ma fin de thèse ! Merci également à Anne pour son accueil et pour m'avoir impliqué dans quelques activités extérieures (le montage de la tonnelle est un souvenir marquant ^^). (un petit merci aussi à Jinx d'avoir été là !)

Merci enfin à mes parents pour leur aide affective et financière au cours de ma thèse, et de m'avoir soutenu dans mes choix durant mes 10 ans d'études supérieures.

Sommaire

Résumé.....	i
Abstract.....	iii
Citations.....	v
Remerciements.....	vii
Liste des figures.....	xv
Liste des tableaux.....	xix

Chapitre 1 : Etat de l’art sur les relations entre la sismicité, la déformation asismique et la présence de fluides dans les failles géologiques.....	1
1.1 Introduction générale.....	1
1.2 Observations de la sismicité induite par les fluides.....	2
1.2.1 Séismes naturels liés à des surpressions de fluide.....	3
1.2.1.1 Essaims sismiques.....	3
1.2.1.2 Répliques sismiques.....	4
1.2.1.3 Volcans.....	5
1.2.1.4 Zones de subduction.....	5
1.2.1.5 Relations entre la pluie et la sismicité.....	6
1.2.2 Séismes induits par les manipulations industrielles de fluides.....	8
1.2.2.1 Sismicité liée au stockage d’eaux usées.....	8
1.2.2.2 Sismicité associée à la géothermie profonde.....	11
1.2.2.3 Sismicité associée à l’extraction de pétrole et de gaz.....	12
1.2.2.4 Sismicité associée à de la fracturation hydraulique.....	13
1.2.2.5 Sismicité associée au stockage de CO ₂	14
1.3 Expérience d’activation de failles par les fluides.....	15
1.3.1 Stimulations hydrauliques à l’échelle du réservoir.....	15
1.3.2 Expériences d’activation de faille par injection de fluide à l’échelle	
décamétrique.....	17
1.3.3 Expériences d’injection de fluide en laboratoire.....	20
1.4 Mécaniques des failles et mécanismes générateurs de sismicité.....	23
1.4.1 Activation de failles par les fluides.....	24
1.4.2 Perturbations de contrainte par modification de charge en surface et extraction	
de fluide.....	26
1.4.2.1 Diminution de pression et subsidence.....	26
1.4.3 Perturbations de contrainte associées aux injections de fluide.....	26
1.4.3.1 Transfert de contraintes statique.....	27
1.4.3.2 Séismes déclenchés par des séismes : perturbation dynamique de	
contrainte.....	28
1.4.3.3 Interactions entre séismes et glissement asismique.....	28
1.4.3.4 Diffusion de pression de fluide et variations de contrainte associées au	
glissement asismique : deux mécanismes en alternance.....	28
1.5 Modélisations de la sismicité induite par des fluides.....	29
1.5.1 Modèles de diffusion des fluides.....	29
1.5.2 Couplage hydro-mécanique dans les failles.....	31
1.5.3 Lois de friction et conditions de stabilité des failles.....	33
1.5.3.1 Lois de friction sur les failles.....	33

1.5.3.2 Condition de stabilité de la rupture.....	37
1.5.3.2.1 Raideur critique de la faille.....	37
1.5.3.2.2 Longueur de nucléation sismique.....	38
1.5.4 Sources de séismes.....	39
1.6 Relations entre les paramètres d'injection, les propriétés hydromécaniques du milieu et les propriétés des séismes.....	43
1.6.1 Relations entre la magnitude des séismes et le volume de fluide injecté.....	43
1.6.2 Autres paramètres importants : géologie, état mécanique et hydraulique initial	46
1.6.2.1 Facteurs géologiques.....	46
1.6.2.2 Influence du champ de contrainte local.....	46
1.6.2.3 Influence des propriétés hydromécaniques et frictionnelles du milieu.....	47
1.7 Motivations et objectifs de ce travail, et structure du manuscrit de thèse.....	48
Chapitre 2 : Approche numérique de la modélisation hydromécanique des fluides et de la déformation dans une faille.....	51
2.1 Modélisation aux éléments distincts.....	51
2.2 Méthodes.....	52
2.2.1 Détection, discrétisation et représentation des contacts dans une discontinuité (joints, fractures, failles).....	52
2.2.2 Calcul mécanique.....	56
2.2.2.1 Résolution de l'équation du mouvement.....	57
2.2.2.2 Lois constitutives dans les blocs.....	58
2.2.2.3 Lois constitutives dans les discontinuités.....	59
2.2.3 Calcul de l'écoulement de fluide et du couplage hydromécanique dans une faille.....	60
2.2.3.1 Loi d'écoulement.....	61
2.2.3.2 Couplage hydromécanique.....	62
2.2.3.3 Protocole d'injection de fluide dans une faille.....	63
2.3 Rupture et propriétés de la source sismique.....	64
2.3.1 Modèle continu et modèle discret pour la sismicité.....	64
2.3.2 Rupture sismique et modèle discret pour la sismicité.....	66
2.3.3 Détection et regroupement des séismes.....	66
2.4 Résolution spatiale et temporelle.....	68
2.4.1 Résolution spatiale.....	68
2.4.2 Résolution temporelle.....	70
2.4.2.1 Pas de temps adaptatif.....	71
2.5 Interprétation et analyse des résultats des modélisations numériques.....	72
Chapitre 3 : Stress Perturbation From Aseismic Slip Drives The Seismic Front During Fluid Injection In A Permeable Fault.....	75
Résumé en français.....	75
Abstract.....	75
Plain language summary.....	76
3.1 Introduction.....	76
3.2 Numerical Method, Model Setup And Modeling Procedure.....	79
3.2.1 Model Set-Up : Geometry, Physical Properties And Boundary Conditions.....	79
3.2.2 Inherently Discrete Rupture Model.....	82
3.2.3 Distinct Element Method.....	83
3.2.4 Fluid Flow And Hydromechanical Coupling.....	84
3.2.5 Fault Displacement And Slip-Weakening Friction.....	85

3.2.6 Detection Of Seismic Slip And Seismic Source Properties.....	85
3.2.7 Analysis Of Modeling Results.....	86
3.2.7.1 Initial Fault Criticality : Closeness To Failure.....	86
3.2.7.2 Shear Stress Contribution.....	87
3.3 Modeling Results.....	87
3.3.1 Fault Response To Fluid Injection.....	87
3.3.2 Effect Of The Initial Fault Criticality.....	92
3.4 Discussion.....	95
3.4.1 Rupture Is Mainly Aseismic During Injection.....	96
3.4.2 Rupture Outpaces The Fluid Pressure Front.....	97
3.4.3 Seismicity Migration.....	97
3.4.4 Modelling Limitations.....	98
3.5 Conclusion.....	99
3.6 Supplementary Material.....	100
3.6.1 Introduction.....	100
3.6.2 Figures.....	101
 Chapitre 4 : Friction Drop And Initial Stress Proximity To Failure Of A Permeable Fault Act On The Seismic Moment Released During Fluid Injection.....	 107
Résumé en français.....	107
Abstract.....	107
4.1 Introduction.....	108
4.2 Numerical Method And Model Setup.....	110
4.2.1 Numerical Method.....	110
4.2.2 Fluid Flow And Hydromechanical Coupling.....	112
4.2.3 Slip-Weakening Friction.....	112
4.2.4 Model Set-Up : Geometry, Physical Properties And Boundary Conditions.....	114
4.3 Results Of The Parametric Study.....	117
4.3.1 Generalities In The Spatiotemporal Repartition Of Seismic Events.....	117
4.3.2 Influence Of Fault Properties On The Fault Responses.....	118
4.3.3 Monitoring Parameters And Fault Properties.....	123
4.4 Discussion.....	123
4.4.1 Processes For Different Fault Parameters.....	123
4.4.2 Seismic Moment And Volume Relations.....	125
4.5 Conclusion.....	127
4.6 Supplementary Material.....	129
4.6.1 Introduction.....	129
4.6.2 Figures.....	130
 Chapitre 5 : Extension des résultats de simulation numérique obtenus sur une faille à l'échelle hectométrique aux observations in-situ de sismicité induite à petite (m) et grande échelle (km).....	 135
5.1 Migration des événements sismiques.....	135
5.1.1 Différentes formes de migration de la sismicité.....	135
5.1.2 Influence de la forme du débit d'injection sur le délai temporel entre le début de l'injection et le début de la sismicité.....	138
5.2 Relation entre le nombre d'événements sismiques et leur magnitude : « b-value »...	140
5.2.1 Loi de Gutenberg-Richter obtenue pour le cas de référence modélisé dans l'article de Wynants-Morel et al. (2020).....	140

5.2.2 Evolution de la b-value avec la « Shear Stress Contribution to reach rupture » (ou SSC).....	142
5.2.3 Evolution de la b-value avec l'état de contrainte.....	142
5.2.4 b-value et partitionnement du moment.....	144
5.3 Partitionnement sismique/asismique.....	145
5.3.1 Relations moment/volume au cours de l'injection.....	146
5.3.1.1 Relation entre le volume de fluide injecté et le moment sismique.....	146
5.3.1.2 Relation entre le volume de fluide injecté et le moment asismique.....	148
5.3.1.3 Relation entre le volume de fluide injecté et le partitionnement sismique/asismique.....	149
5.3.1.4 Estimation du partitionnement sismique/asismique avec le volume injecté et la relation de McGarr & Barbour (2018).....	152
5.3.2 Influence du protocole d'injection sur le partitionnement sismique/asismique.....	152
5.4 Variations de l'indice sismogène avec les propriétés du milieu.....	154
5.4.1 Définition de l'indice sismogène.....	154
5.4.2 Indice sismogène et partitionnement sismique/asismique.....	155
5.4.3 Suivi de l'indice sismogène en fonction du temps.....	155
5.5 Sismicité produite après l'arrêt de l'injection : évolution de la magnitude maximale avec la proximité des contraintes initiales sur la faille à la rupture.....	158
5.6 Synthèse des résultats.....	162
Chapitre 6 : Conclusion et perspectives.....	165
6.1 Conclusion générale.....	165
6.2 Perspectives.....	166
6.2.1 Les zones de faille sont des objets géologiques complexes.....	166
6.2.2 Effet de l'hétérogénéité des propriétés hydromécaniques et frictionnelles de la faille.....	168
6.2.3 Modélisation de la sismicité induite dans un réservoir faillé.....	169
6.2.4 Quelle loi de friction sur les failles pour modéliser la sismicité induite : slip-weakening ou rate-and-state ?.....	171
6.2.5 Validation des modélisations hydromécaniques à partir des données expérimentales acquises sur des réservoirs et durant des expériences in-situ et en laboratoire.....	171
6.2.5.1 Modéliser des données de laboratoire.....	171
6.2.5.1 Modéliser les données expérimentales lors des expériences de réactivation de failles au Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) de Rustrel.....	172
6.2.5.2 Modéliser des cas réels d'injection de fluide dans des réservoirs à grande échelle.....	172
6.2.5.3 Comprendre la physique associée à la sismicité tectonique.....	173
Annexe : tests de vérification du modèle.....	175
A.1 Cas de référence hydraulique.....	175
A.2 Cas de référence sismo-mécanique.....	177
A.3 Précision du modèle à différentes tailles de maille.....	177
A.4 Sensibilité du modèle à différents pas de temps.....	179
Références bibliographiques.....	181

Liste des figures

1.1	Mécanisme proposé pour expliquer la crise sismique de 2003-2004 dans le golfe de Corinthe (Duverger et al., 2015).....	4
1.2	Modèle générique d'essaim sismique volcanique (McNutt, 1996).....	5
1.3	Imagerie du rapport Vp/Vs sous la région occidentale de la Grèce (Halpaap et al., 2019).....	6
1.4	Corrélation entre précipitations et sismicité (Hainzl et al., 2006).....	7
1.5	Nombre annuel d'événements de magnitude supérieure à 3 dans la région centrale des Etats-Unis entre 1975 et 2018.....	9
1.6	Lien entre sismicité et injection de fluide dans la région centrale des Etats-Unis (Pollyea et al., 2019).....	10
1.7	Glissement asismique induit par une injection de fluide dans le réservoir géothermique de Brawley, Californie (Wei et al., 2015).....	12
1.8	Schéma conceptuel de déformation du champ gazier de Lacq, France (Bardainne et al., 2008).....	13
1.9	Relation entre volume injecté et sismicité dans la région de Blackpool, Angleterre (Clarke et al., 2014).....	14
1.10	Pression de fluide modélisée et déformation géométrique mesurée sur le champ gazier d'In Salah, Egypte (Verdon et al., 2013).....	15
1.11	Glissement asismique et sismicité lors d'une injection de fluide à échelle métrique (Guglielmi et al., 2015a).....	19
1.12	Evolution temporelle de la sismicité au cours de 3 tests de fracturation hydraulique à Grimsel, Suisse (Gischig et al., 2018).....	20
1.13	Energie d'injection représentée en fonction de l'énergie sismique (Goodfellow et al., 2015).....	21
1.14	Evolution de la stabilité frictionnelle d'une faille au cours d'une injection de fluide (Cappa et al., 2019).....	23
1.15	Différents mécanismes à l'origine des événements sismiques induits (Ellsworth, 2013).....	24
1.16	Activation d'une faille sous l'effet de l'augmentation de la pression de fluide et de variations poroélastiques de l'état de contrainte.....	25
1.17	Subsidence du champ gazier de Groningen en janvier 2012 (van Thienen-Visser & Breunese, 2015).....	27
1.18	Processus à l'origine de la crise sismique d'octobre 2015 dans le golfe de Corinthe (De Barros et al., 2020).....	29
1.19	Distribution spatio-temporelle d'événements sismiques induits (Hainzl & Ogata, 2005 ; Shapiro & Dinske, 2009).....	30
1.20	Couplage hydromécanique au sein d'un milieu géologique (Rutqvist & Stephansson, 2003).....	32
1.21	Principales lois de friction.....	36
1.22	Définition de l'angle alpha.....	40
1.23	Surface de rupture de séismes inter-plaques et intra-plaques en fonction de leur moment sismique (Kanamori & Anderson, 1975).....	41
1.24	Diagramme fréquence-magnitude d'événements induits détectés à Soultz-sous-Forêts (Cornet et al., 1997).....	42

1.25	Moment maximal en fonction du volume injecté, produit ou endigué par un barrage (Foulger et al., 2018).....	44
1.26	Magnitude maximale observée en fonction du nombre d'événements au dessus d'une magnitude de référence (van der Elst et al., 2016).....	45
2.1	Exemple de cartographie en cellules de différents blocs (Itasca Consulting, 2016).....	53
2.2	Exemples de plans communs entre deux blocs (Itasca Consulting, 2016).....	53
2.3	Différents modèles de blocs faillés.....	55
2.4	Schéma des conditions hydrauliques et mécaniques appliquées sur les subcontacts d'une faille horizontale.....	56
2.5	Cycle de calcul mécanique.....	56
2.6	Réseau d'écoulement au niveau de l'intersection de trois joints (Itasca Consulting, 2016).....	60
2.7	Deux protocoles d'injection de fluide dans une faille dans un modèle 3DEC.....	64
2.8	Sismicité observée avec un modèle discret et avec un modèle continu.....	65
2.9	Regroupement de plusieurs ruptures en un événement sismique.....	67
2.10	Calcul de la chute de contrainte d'un regroupement.....	68
2.11	Aire relative à un subcontact.....	70
2.12	Cycles mécaniques et cycles hydrauliques.....	71
2.13	Evolution conjointe de la valeur de l'équilibre des forces et du pas de temps adaptatif en fonction du temps.....	72
3.1	Model setup.....	80
3.2	Injection procedure and fault response at injection.....	81
3.3	Snapshots of the spatial distribution of aseismic and seismic slip and shear stress changes across the fault at the end of injection.....	88
3.4	Profiles of fluid pressure, shear stress changes, aseismic and seismic slip, and seismic-to-aseismic slip ratio at three selected times.....	90
3.5	Time evolution of the distance of seismicity, the pressure front and the shear stress front relative to the injection point.....	91
3.6	Parametric study on the initial fault criticality.....	92
3.7	Aseismic slip across the fault for different initial fault criticalities.....	94
3.8	Seismic slip across the fault for different initial fault criticalities.....	94
3.9	Sensitivity of the ratio of the seismic to total moment and the shape of the ruptured area to the initial fault criticality.....	95
3.10	Effect of shear-induced dilation for different levels of initial fault criticality.....	101
3.11	Effect of shear-induced dilation on the repartition of aseismic and seismic slip across the fault for different levels of initial fault criticality.....	102
3.12	Time evolution of the distance of seismicity, the pressure front and the shear stress front relative to the injection point when no coupling between permeability variations and fluid pressure is considered for different initial fault criticalities.....	103
3.13	Repartition of aseismic and seismic slip across the fault when no coupling between permeability variations and fluid pressure is considered for different initial fault criticalities.....	104
3.14	Shear stress contribution of the seismicity in two simulations.....	105
3.15	Repartition of the aseismic slip across the fault after 190 s of simulation, for two initial proximities to rupture.....	105

4.1	3D model geometry.....	111
4.2	Injection procedure and friction law.....	115
4.3	Distance between seismic events and injection point in function of their time of occurrence for various values of five fault and stress state parameters.....	119
4.4	Hydraulic, mechanical and seismic responses of the fault to a change in five fault and stress state parameters.....	121
4.5	Cumulative seismic and total moment as a function of total injected volume for 21 injection simulations.....	126
4.6	Seismic moment in function of the minimal distance from injection of events whose magnitude exceeds -1.15 for 16 injection simulations.....	128
4.7	Aseismic slip repartition across the fault at the end of simulation for various values of five fault and stress state parameters.....	130
4.8	Seismic slip repartition across the fault at the end of simulation for various values of five fault and stress state parameters.....	131
4.9	Maximal seismic and total moment as a function of total injected volume for 21 injection simulations.....	132
5.1	Différentes formes de migration d'événements sismiques lors d'injections de fluide effectuées dans des réservoirs et simulées numériquement.....	137
5.2	Vitesse de migration moyenne de la sismicité au cours de l'injection en fonction du type de migration de la sismicité observée pour 9 réservoirs.....	138
5.3	Mise en évidence d'une zone de forte vitesse de migration.....	139
5.4	Scénarios d'injection – Taille de la zone de forte vitesse de migration sismique en fonction de la pente du débit injecté.....	140
5.5	Distribution fréquence-magnitude des événements sismiques détectés au cours du cas de référence de l'article Wynants-Morel et al. (2020).....	141
5.6	b-value en fonction de la contribution moyenne des variations de contrainte cisailante dans l'atteinte de la rupture.....	143
5.7	b-value en fonction de la contrainte différentielle dans différents cas de sismicité naturelle (Scholz, 2015) et lors de simulations numériques.....	144
5.8	b-value en fonction du rapport moment sismique/moment total.....	145
5.9	Moment sismique cumulé en fonction du volume injecté pour 10 réservoirs et expériences in-situ (Bentz et al., 2020).....	146
5.10	Evolution au cours de l'injection du moment sismique en fonction du volume de fluide injecté.....	147
5.11	Evolution du moment total au cours de l'injection en fonction du volume de fluide injecté.....	149
5.12	Ratio moment sismique/moment total en fonction du rapport entre le temps écoulé depuis le début de l'injection et le temps total de l'injection lors de 10 injections dans des réservoirs ou expériences in-situ (Buijze et al., 2015).....	150
5.13	Evolution du rapport moment sismique/moment total au cours de l'injection en fonction du volume de fluide injecté.....	151
5.14	Rapport moment sismique/moment total estimé selon la méthode de Buijze et al. (2015) en fonction du rapport moment sismique/moment total calculé.....	153
5.15	Moment sismique en fonction de la distance minimale à l'injection des événements de magnitude supérieure à -1.15 pour 6 protocoles d'injection.....	154
5.16	Indice sismogène en fonction du ratio moment sismique/moment total.....	156

5.17	Indice sismogène en fonction du ratio temps écoulé/temps d'injection total au cours du cas de référence pour différents réservoirs et expériences in-situ (Dinske & Shapiro, 2013).....	157
5.18	Indice sismogène en fonction du ratio temps écoulé/temps total de la simulation.	157
5.19	Magnitude des événements et moment sismique cumulé pendant l'injection et durant les 45 jours suivant l'arrêt de l'injection, lors du projet Castor, Espagne (Ruiz-Barajas et al., 2017).....	159
5.20	Magnitude des événements sismiques en fonction de leur temps d'apparition.....	160
5.21	Distance entre les événements sismiques et le point d'injection en fonction de leur temps d'apparition pour un arrêt de l'injection au bout de 55 s et de 75 s.....	161
5.22	Moment sismique post-injection et à l'arrêt de l'injection en fonction du SCU...	161
6.1	Evolution des propriétés de la zone endommagée avec l'augmentation de la maturité de la faille (Perrin et al., 2016a).....	167
6.2	Faille unique dont la distribution de la friction initiale pré-injection est hétérogène.....	168
6.3	Carte des failles en Oklahoma (Marsh & Holland, 2016).....	170

Liste des tableaux

3.1	Model parameters for the reference case.....	82
4.1	Model parameters for the reference case.....	114
4.2	Varying fault parameters (initial permeability, dilation angle, friction drop, critical slip distance, SCU) for the reference case and the other 20 simulations considered in this study.....	116

Chapitre 1 : Etat de l'art sur les relations entre la sismicité, la déformation asismique et la présence de fluides dans les failles géologiques.

1.1. Introduction générale

Lorsqu'une faille géologique rompt dans les roches de la croûte terrestre sous l'effet des contraintes tectoniques ou d'interventions anthropogéniques, cette faille est dite « réactivée » et du glissement sismique ou asismique se produit. Si ce glissement est rapide ($> \text{mm/s}$), ce glissement est qualifié de « dynamique » ou « sismique », et des ondes sismiques sont générées. Ces ondes vont se propager dans les roches depuis la source sismique vers la surface du sol. Un séisme est ainsi déclenché. Si le glissement est, au contraire, lent ($< \text{mm/s}$) et n'entraîne pas la génération d'ondes sismiques, la rupture est asismique.

Nous savons depuis longtemps que la présence de fluide dans la croûte terrestre peut agir comme un élément déclencheur de la réactivation des failles à travers l'action de la pression de fluide sur l'état de contrainte local. L'augmentation de la pression entraîne une diminution de la contrainte effective (i.e., contrainte normale totale moins la pression) et de la résistance frictionnelle, ce qui facilite le rapprochement au critère de rupture de Mohr-Coulomb (Hubbert & Rubey, 1959). Ainsi, les fluides dans le sous-sol terrestre sont connus pour être à la source de nombreux séismes naturels de magnitude variable, depuis les microséismes (magnitude $M_w < 3$) jusqu'à des événements de forte magnitude ($M_w > 5$) (Ellsworth, 2013 ; Keranen & Weingarten, 2018).

De plus, les exploitations industrielles impliquant l'injection ou l'extraction de fluides (eaux, hydrocarbures, dioxyde de carbone) en subsurface induisent également de la sismicité, de magnitude faible à modérée ($M_w < 6$). En effet, un exemple emblématique est l'augmentation exponentielle du taux de sismicité en Oklahoma, USA, une région tectoniquement stable, à la suite de l'augmentation du nombre d'injections d'eaux usées entre 500 m et 3 km de profondeur depuis 2007 (Ellsworth, 2013 ; Keranen et Wingarten, 2018). Plusieurs séismes de magnitude supérieure à 5 ont été induits de cette manière à travers le monde (Keranen et al., 2013 ; Schoenball & Ellsworth, 2017 ; Sumy et al., 2014 ; Walsh & Zoback, 2015). Plus récemment en 2017, un événement sismique de magnitude 5.5 a même causé des dégâts matériels en surface du sol à proximité de Pohang, en Corée du Sud, à la suite de l'exploitation d'un réservoir géothermique (Kim et al., 2018 ; Lee et al., 2019 ; Ellsworth et al., 2019). Le déploiement depuis plusieurs décennies des réseaux géodésiques et sismiques sur les sites en exploitation offre des données pour le monitoring sismique (Rivet et al., 2016 ; Shirzaei et al., 2016 ; Schoenball & Ellsworth, 2017).

Parallèlement à l'observation de la sismicité induite par les activités de manipulations de fluides industrielles, des expériences de stimulation de réservoirs (Scotti & Cornet, 1994 ; Cornet et al., 1997) ont permis de mettre en évidence la présence de glissement asismique sur des failles lors d'une injection de fluide. D'autres expériences à petite échelle en laboratoire (Goodfellow et al., 2015) et in-situ (De Barros et al., 2016, 2018 ; Duboeuf et al., 2017 ;

Guglielmi et al., 2015a) ont confirmé la nature majoritairement asismique des injections de fluide dans des failles naturelles. Ces observations sont également confirmées sur plusieurs réservoirs géothermiques (Brawley, USA, Wei et al., 2015 ; Ritthershoffen, France, Lengliné et al., 2017).

De plus, d'autres mécanismes que l'effet des pressions de fluides peuvent intervenir dans le déclenchement de cette sismicité induite. Les variations de contraintes poroélastiques interviennent dans le déclenchement à distance des séismes (Goebel et Brodsky, 2018), et les séismes déclenchés par d'autres séismes (Catalli et al., 2016 ; Schoenball et al., 2018), ainsi que les perturbations de contrainte liées à la propagation du glissement asismique sont des mécanismes contribuant à la sismicité (Cappa et al., 2019 ; De Barros et al., 2018 ; van der Elst et al., 2013).

Ainsi, comprendre les relations entre le glissement asismique, la sismicité et les fluides dans les failles est essentiel pour bien contraindre les processus physiques en jeu lors d'opérations d'injection dans les roches réservoirs, et ainsi contribuer à mieux estimer le risque sismique et construire un futur énergétique plus sûr. Dans cette thèse, j'ai étudié ces relations lors de l'injection de fluide sous pression dans une faille perméable à travers une approche de modélisation hydromécanique. Pour introduire mes travaux et les mettre en perspective par rapport aux connaissances passées et récentes sur cette thématique, ce premier chapitre présente de manière non-exhaustive la littérature existante à propos des points suivants :

- (1) les séismes naturels induits par les fluides,
- (2) les séismes induits par les exploitations anthropiques (i.e., manipulations de fluides),
- (3) les expériences in-situ et en laboratoire d'activation de faille,
- (4) les principes de mécanique des roches à l'origine de la sismicité,
- (5) les outils de modélisation de la sismicité incluant le couplage hydromécanique et les lois de friction couramment utilisées,
- (6) les paramètres physiques d'injection et du milieu rocheux influençant l'occurrence de sismicité lors d'une injection de fluide.

Je terminerai ce chapitre par la présentation des motivations et des objectifs de la thèse, ainsi que par la description du contenu des chapitres suivants.

1.2. Observations de la sismicité induite par les fluides

L'influence de la présence de fluides dans le déclenchement et la migration de la sismicité est fréquemment proposée, tant dans des cas de la sismicité naturelle que de la sismicité associée aux exploitations industrielles. Cependant, la présence de fluides au sein d'une zone sismique ne peut être détectée qu'indirectement à travers des techniques d'exploration géophysique depuis la surface du sol. Il est en effet difficile d'échantillonner les roches et de mesurer les propriétés hydrauliques et hydromécaniques du milieu à la profondeur de la zone active à travers des forages industriels ou scientifiques car ils sont rares et coûteux.

1.2.1. Séismes naturels liés à des surpressions de fluides

1.2.1.1 *Essaims sismiques*

Les fluides peuvent être impliqués dans le développement et la dynamique des essaims sismiques (Parotidis et al., 2003 ; Pacchiani and Lyon-Caen, 2010 ; Daniel et al., 2011 ; Leclère et al., 2012 ; Lindenfeld et al., 2012 ; Duverger et al., 2015 ; Hainzl et al., 2016 ; Mesimeri et al., 2017 ; Shelly et al., 2016 ; De Barros et al., 2019b, 2020 ; Ross et al., 2020). Un exemple intéressant est l'essaim sismique ayant eu lieu dans le Vogtland, en Bohême occidentale, entre août et décembre 2000 (Parotidis et al., 2003 ; Hainzl, 2004 ; Hainzl & Ogata, 2005). Hainzl & Ogata, 2005 présentent les mécanismes à l'origine de cet essaim sismique intra-plaque de plus de 8400 événements. La distribution spatio-temporelle des événements détectés lors de cette crise sismique peut être enveloppée par une courbe de diffusion hydraulique. Ainsi, cet essaim sismique semble avoir été guidé par la diffusion d'un fluide provenant d'une source de haute pression (Parotidis et al., 2003 ; Hainzl, 2004 ; Hainzl & Ogata, 2005). Cette source semble être un dégazage magmatique de CO₂, mis en évidence sous le massif de Vogtland par Weinlich et al. (1999). De plus, Parotidis et al., 2003 explique la sismicité observée avec un modèle de migration de fluides en surpression ascendants dans le plan de faille, en considérant des patches de diffusivité hydraulique variable. Des études plus récentes attribuent l'origine des fluides à des eaux météoriques (Heinicke et al., 2018, 2019). D'autres essaims sismiques montrent une évolution spatiotemporelle diffusive, tels que celui de l'Ubaye, France en 2003-2004 (Daniel et al., 2011 ; Leclère et al., 2012, 2013) ou la séquence de Dobi, région de l'Afar en 1989 (Noir et al., 1997).

De plus, les vitesses de migration sismique observées pour d'autres essaims sismiques, comme par exemple la zone de fracture de Tjörnes, Islande en 1996, 1997 et 2004 (58-90 m/h ; Hensch et al., 2008) ainsi qu'à proximité du golfe de Corinthe, en Grèce, lors de la crise microsismique de 2003-2004 (2.3 m/h ; Bourouis & Cornet, 2009), supportent l'hypothèse d'une sismicité guidée par les fluides. Concernant l'essaim sismique de 2003-2004 dans le golfe de Corinthe, une tomographie sismique de la région présentée dans Gautier et al. (2006) suggère également la présence de fluides dans la partie sismiquement active du golfe. De plus, la pression de fluide est connue pour contrôler l'activité des essaims sismiques dans cette zone (Pacchiani & Lyon-Caen, 2010). Selon Bourouis & Cornet (2009), soit le fluide est d'origine météorique, soit il provient d'un réservoir situé dans la croûte inférieure. Duverger et al. (2015) considèrent un réservoir profond et pressurisé alimentant à travers des corridors une nappe très perméable dans laquelle sont ancrées de nombreuses failles ; la sismicité a majoritairement lieu au sein de cette zone perméable (Fig. 1.1).

Egalement, Cappa et al. (2009) ont étudié, à travers un modèle couplé hydromécanique, l'influence de la remontée de fluides riches en CO₂ sur le déclenchement d'un essaim sismique comportant plus de 700 000 événements, localisé près de Matsushiro, dans la région centrale du Japon. La jonction entre deux zones de failles perméables aurait permis l'augmentation de la pression de fluide sur des segments de faille dont l'état de contrainte est proche de la rupture. Ces fluides pressurisés ont permis de réduire la résistance de ces segments de faille jusqu'au seuil de rupture et ainsi déclencher cette importante séquence d'événements sismiques. Cette étude montre ainsi que le couplage hydromécanique entre l'évolution de la perméabilité et la rupture sur les failles est nécessaire pour expliquer à la fois la migration du fluide dans la faille et la migration de la sismicité aux cours du temps.

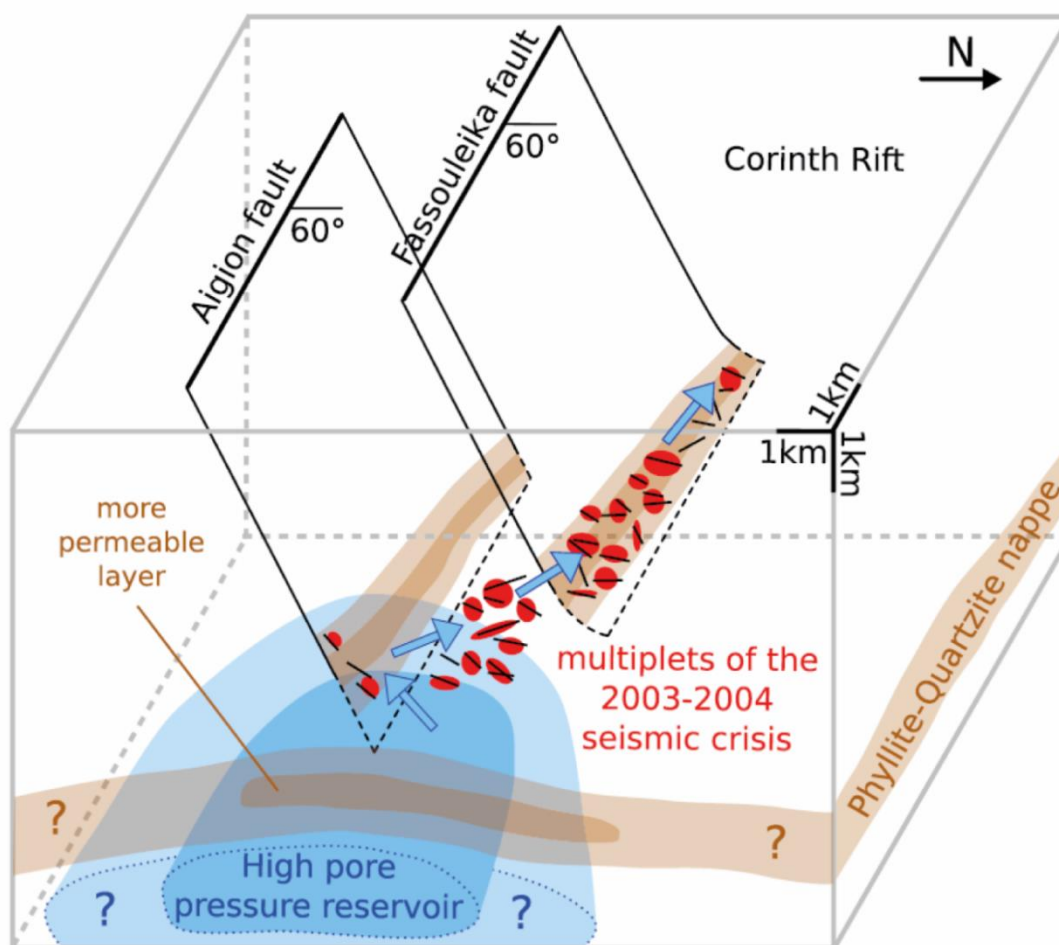


Figure 1.1. Schéma du mécanisme proposé pour expliquer la crise sismique de 2003-2004 dans le golfe de Corinthe, d'après Duverger et al. (2015). L'intersection de la nappe hellénique avec le système de failles crée des chemins perméables permettant la diffusion du fluide et la migration de la microsismicité. La diffusion est forcée par le réservoir surpressurisé sous la nappe.

1.2.1.2 Répliques sismiques

La distribution spatio-temporelle des répliques sismiques de certains séismes majeurs peut suivre une loi de diffusion hydraulique, mais aussi des lois de migration de glissement asismique. Un exemple bien connu d'effet des fluides est le cas des répliques du séisme de l'Aquila, en Italie (magnitude M_w 6.13, le 6 avril 2009), ayant eu lieu à proximité de la faille de Campotosto (Chiaraluce et al., 2011 ; Malagnini et al., 2012). D'après Malagnini et al. (2012), ces répliques ont été déclenchées par la diminution de la résistance de la faille de Campotosto suite à la diffusion de la pression de fluide dans cette faille. Des remontées de CO_2 d'origine mantellique, bloquées par des couches imperméables (Chiodini et al., 1999), sont suspectées être la cause de l'augmentation de la pression dans la faille (Malagnini et al., 2012). La forte diffusivité hydraulique observée ($D = 60 \text{ m}^2/\text{s}$) implique une forte perméabilité du milieu (Lee & Cho, 2002). Ross et al. (2017) observe également une distribution diffusive des répliques consécutives au séisme de magnitude M_w 7.2 ayant eu lieu en 2010 à El Mayor-Cucapah, Californie. Cette distribution peut être expliquée par l'hydrothermalisme local.

1.2.1.3 Volcans

Des essais sismiques ont régulièrement lieu à proximité de volcans. Ils peuvent annoncer la proximité d'une éruption, (e.g. Power et al., 2004) mais peuvent aussi être liés à des mouvements magmatiques profonds (Nichols et al., 2011 ; Hudson et al., 2017). Certains essais sont déclenchés ou guidés par la migration des fluides magmatiques (par exemple, Yukutake et al., 2011 ; Shelly & Hill, 2011 ; Ruppert et al., 2011 ; Figure 1.2).

Le Piton de la Fournaise, à La Réunion, est l'un des volcans les plus actifs au monde (Bachelery et al., 1982) avec deux éruptions par an en moyenne (Peltier et al., 2009). Ces éruptions sont toujours précédées par des essais d'événements volcano-tectoniques haute-fréquence (Battaglia & Aki, 2003 ; Battaglia et al., 2005 ; Massin et al., 2011) indiquant la remontée du magma au sein du volcan vers la surface (Battaglia et al., 2005). Le taux de sismicité lors de ces essais augmente en loi puissance deux semaines avant l'éruption (Collombet et al., 2003). Des événements longue-période et des tremors sont également détectés quelques jours avant les éruptions (Battaglia & Aki, 2003 ; Zecevic et al., 2013), comme attendu lors d'un essaim sismique volcanique (par exemple Chouet, 1996 ; McNutt, 2005 ; Fig. 1.2).

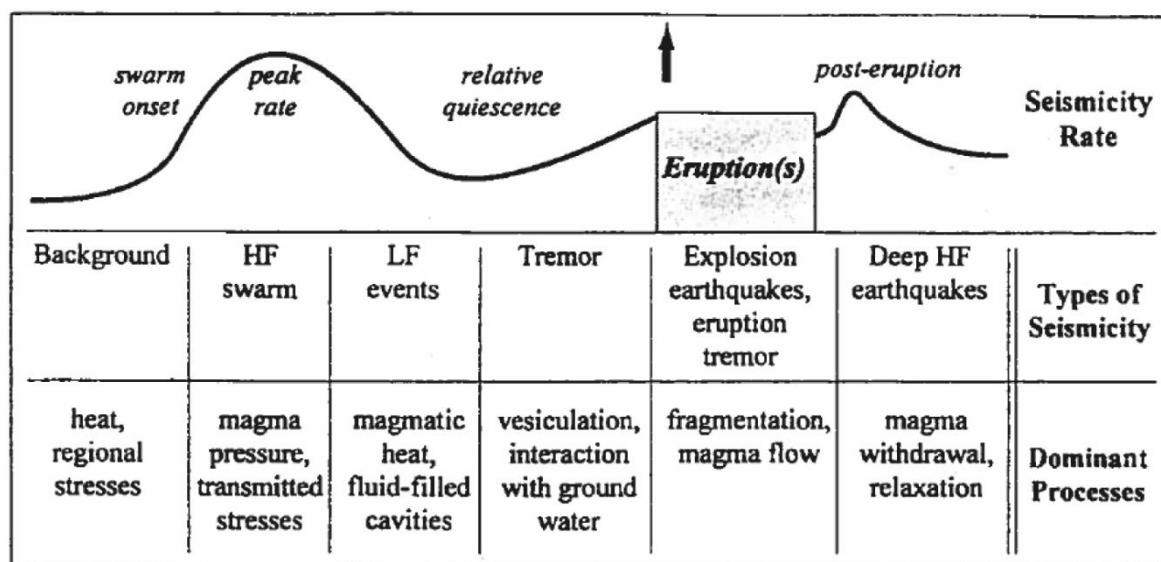


Figure 1.2. Diagramme schématisant un modèle générique d'essai sismique volcanique (d'après McNutt, 1996).

1.2.1.4 Zones de subduction

Les zones de subduction sont des régions de fortes contraintes tectoniques, au sein desquelles sont déclenchés les séismes les plus destructeurs sur la planète ($M_w > 7$). De par leur localisation en bordure d'au moins une plaque océanique, ces zones sont fortement hydratées. Ainsi, les fluides peuvent contrôler la zone de rupture de mégaséismes, comme par exemple le séisme de Fukuoka (Japon), M_w 7, le 20 mars 2005 (Wang and Zhao, 2006) et celui de Geiyo (Philippines), M_w 6.8, le 24 mars 2001 (Zhao et al., 2002).

De plus, de nombreux essais sismiques, dont la magnitude maximale des événements peut cumuler jusqu'à 6.8, ont été détectés dans des zones de subduction, comme par exemple,

durant ces deux dernières décennies dans la zone de subduction hellénique (Sachpazi et al., 2016). Un modèle tomographique réalisé dans cette zone par Halpaap et al. (2018) permet d'étudier l'évolution du ratio entre la vitesse des ondes P et des ondes S. Plus ce ratio sera élevé, plus la présence de fluides dans le milieu sera importante. Une coupe Ouest-Est du modèle est représentée dans la figure 1.3 (Halpaap et al., 2019), avec la position de la sismicité détectée entre 2006 et 2017 dans une fenêtre de 5 km de large de chaque côté du profil sur les anomalies du rapport V_p/V_s . Les événements sismiques représentés se situent en majorité à proximité des zones de fort rapport V_p/V_s , ce qui pourrait relier leur origine à la présence de fluides dans le milieu. Les 3 subclusters de sismicité numérotés A, B et C sur la figure 1.3 ont respectivement lieu dans le slab, à l'interface entre plaques africaine et égéenne et dans un coin mantellique dans la plaque égéenne chevauchante (Halpaap et al., 2019). Une répartition similaire de clusters d'événements sismiques a également été observée aussi au nord-est et au sud-est du Japon, en Nouvelle-Zélande et en Martinique, soit dans des zones de subduction avec un manteau chevauchant non-hydraté (Halpaap et al., 2019). Cela renforce l'aspect induit de la sismicité associée aux zones de subduction.

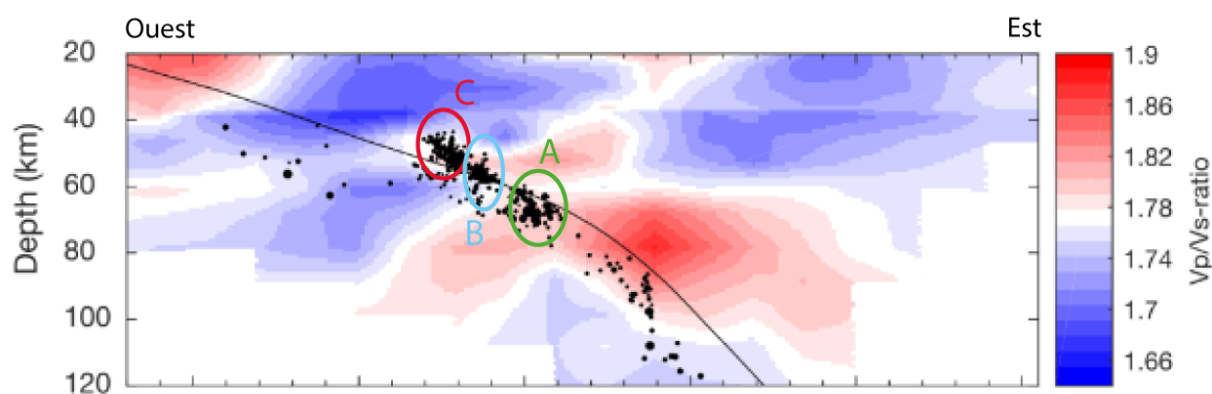


Figure 1.3. Imagerie du rapport entre la vitesse des ondes P et celle des ondes S sous la région occidentale de la Grèce, d'après Halpaap et al. (2019). La cross section est-ouest a été obtenue à travers le modèle tomographique de Halpaap et al. (2018). La limite supérieure du slab est représentée par une ligne noire. La sismicité est représentée par des points noirs dont la taille est fonction de la magnitude des événements. 3 ellipses notées A, B, C délimitent 3 clusters de sismicité.

1.2.1.5 Relations entre la pluie et la sismicité

Le déclenchement d'événements sismiques en lien avec les précipitations météoriques est supposé depuis plusieurs décennies. Dès 1992, Roth et al. (1992) mettait en lien les précipitations dans les Alpes Suisses entre 1986 et 1988 et la sismicité locale, malgré une faible corrélation.

Une périodicité de la sismicité a été observée dans plusieurs localités (Saar & Manga, 2003 ; Jimenez & Garcia-Fernandez, 2000 ; Wolf et al., 1997), avec un maximum annuel d'événements corrélé avec la fonte des neiges (Saar & Manga, 2003 ; Wolf et al., 1997) ou d'intenses épisodes pluvieux (Jimenez & Garcia-Fernandez, 2000). Ces épisodes climatiques engendrent une faible variation de pression (0.01 MPa, par exemple dans Saar & Manga, 2003) toutefois suffisante pour permettre aux failles et fractures de subsurface d'atteindre la rupture et déclencher des événements sismiques.

Une sismicité liée aux précipitations dans un milieu karstique a également été mise en évidence en Europe de l'Ouest (Hainzl et al., 2006 ; Kraft et al., 2006 ; Husen et al., 2007 ;

Rigo et al., 2008). Hainzl et al. (2006) ont étudié la sismicité observée à proximité du mont Hochstaufen, au sud-est de l'Allemagne. Ce massif, composé majoritairement de calcaire triassique et de dolomite, est karstique. La sismicité observée est corrélée avec les précipitations (Fig. 1.4). En considérant une diffusion hydraulique 1D en profondeur, les événements sismiques sont principalement localisés dans les zones de forte pression de fluide (Fig. 1.4-b). Ainsi, une faible variation de pression va permettre d'atteindre la rupture à l'intérieur du karst. Cependant, Miller (2008) considère que les propriétés hydrauliques d'un karst vont permettre une augmentation de la pression de fluide bien supérieure à ce qui est attendu, ce qui peut affecter la distribution spatiotemporelle de la sismicité.

Ainsi, la diffusion des fluides descendantes au sein de la subsurface est une bonne approximation des processus sous-jacents dans le déclenchement d'événements sismiques avec les précipitations météoriques (Hainzl et al., 2006).

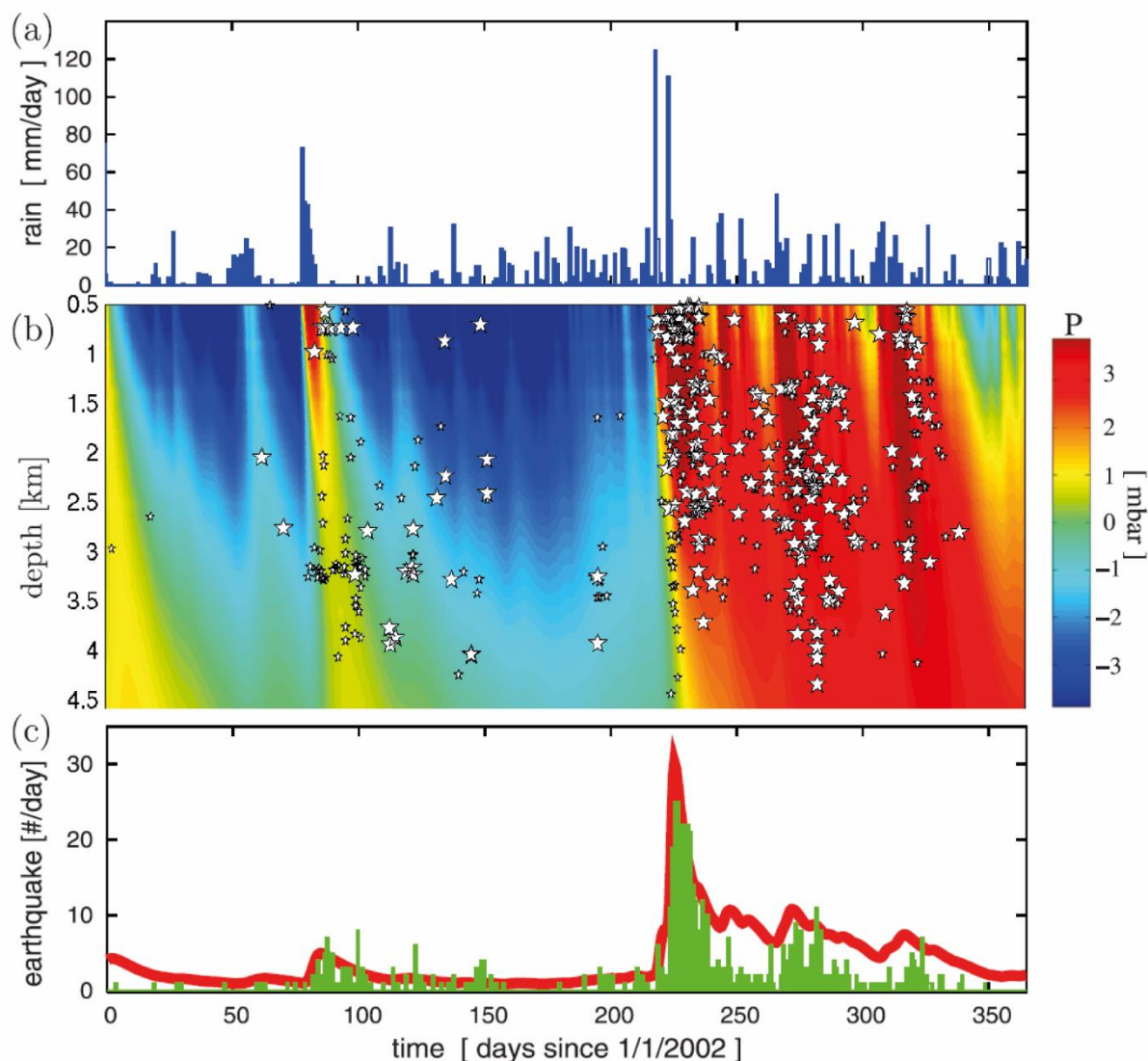


Figure 1.4. Corrélation entre précipitations et sismicité, d'après Hainzl et al. (2006). Les variations de pression en profondeur (b) sont modélisées en lien avec le taux de précipitation (a) observé au cours de l'année 2002 à proximité du mont Hochstaufen, Allemagne, dans le cas d'un modèle de diffusion linéaire avec une diffusivité hydraulique de $3.3 \text{ m}^2/\text{s}$. La sismicité est représentée par des étoiles blanches dont la taille est inversement reliée à l'erreur sur leur localisation. (c) Le taux de sismicité quotidien (en vert) est représenté en relation avec le taux théorique de sismicité dans l'intervalle de profondeur 1-4 km (en rouge).

1.2.2. Séismes induits par les manipulations industrielles de fluides

De nombreuses activités anthropiques impliquant l'extraction ou l'injection de fluides en subsurface ont été associées à l'apparition de sismicité dans des zones tectoniquement stable (i.e., taux de déformation géologique faible). C'est notamment le cas pour la production d'hydrocarbures (pétrole, gaz), l'exploitation de ressources géothermiques, le stockage de CO₂ au sein d'un réservoir ou encore le stockage de réserves d'eau dans les barrages (Davies et al., 2013 ; Foulger et al., 2018 ; McGarr et al., 2002 ; Nicol et al., 2011 ; Suckale, 2009 ; Keranen & Weingarten, 2018 ; Ellsworth, 2013). La sismicité induite par des activités anthropiques est documentée depuis les années 1920 (Pratt & Johnson, 1926) et peut atteindre de fortes magnitudes, jusqu'à M_w 6.3 à Koyna, Inde (Gupta, 2002). De plus, l'état de contrainte et de pression des réservoirs étant fréquemment proche de la rupture, une faible perturbation de l'état de contrainte et de pression peut activer une faille optimalement orientée (Zoback & Zoback, 1980, 1989). Ainsi, la compréhension de la sismicité anthropique induite par des fluides est importante pour la gestion du risque sismique.

1.2.2.1 Sismicité liée au stockage d'eaux usées

Dans la région centrale des Etats-Unis, la sismicité tectonique est constante entre 1960 et 2008, de l'ordre de 20 événements de magnitude supérieure ou égale à 3 par an (Ellsworth, 2013). Cependant, depuis 2009, le nombre d'événements sismiques a augmenté considérablement, jusqu'à dépasser 1000 événements de magnitude supérieure ou égale à 3 en 2015 (Fig. 1.5 ; Ellsworth, 2013).

Depuis 2016, ce nombre diminue, mais reste bien au dessus du taux de sismicité tectonique observé avant 2008. Au vu de la stabilité de la répartition de la population en Oklahoma depuis 1 siècle, l'activité sismique ressentie dans la région peut être comparée dans le temps de manière précise (Hough & Page, 2015). Ainsi, la cause industrielle de la sismicité induite récente dans cet état n'est pas en doute. Cette augmentation du niveau de sismicité correspond à l'augmentation du nombre de puits d'injection dans cette région (Weingarten et al., 2015). De plus, Pollyea et al. (2019) ont observé une corrélation entre les variations du taux annuel de sismicité et les variations de volume d'eaux usées injecté dans le sous-sol de différents comtés de la région centrale des Etats-Unis (Fig. 1.6). Ainsi, ces événements sismiques sont induits par l'injection d'eaux usées en subsurface et leur nombre semble contrôlé par le débit annuel d'eau injectée. Une migration en profondeur de la sismicité a été observée (Fig. 1.6) depuis la couche Arbuckle dans laquelle sont réalisées les injections jusque dans le socle (par exemple Walsh & Zoback, 2015). Cette migration peut être mise en lien avec la diffusion d'un fluide de forte densité (Pollyea et al., 2019).

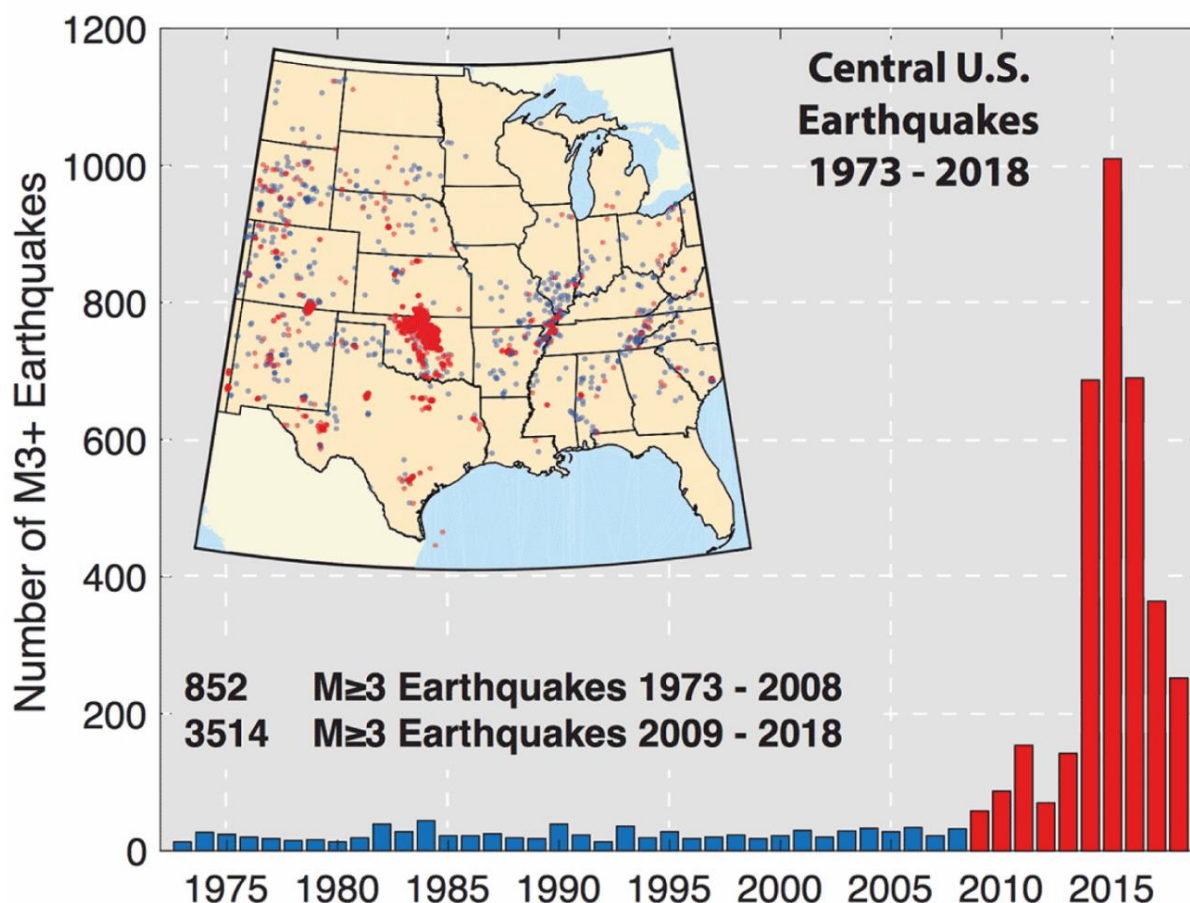
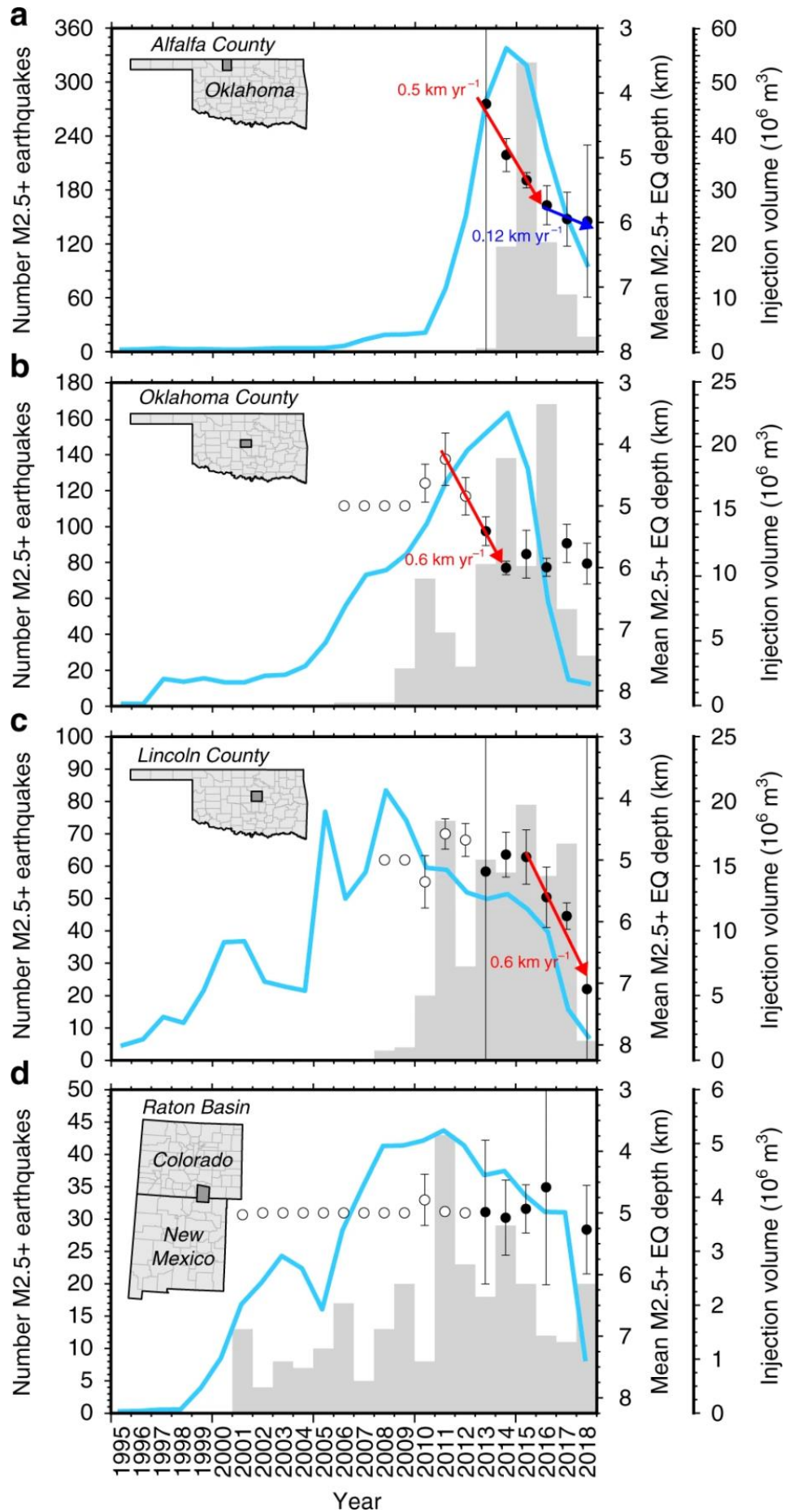


Figure 1.5. Nombre annuel d'événements de magnitude supérieure à 3 dans la région centrale des Etats-Unis entre 1973 et 2018. Les événements représentés en rouge ont été détectés après 2008.

Figure 1.6. (page suivante) Lien entre sismicité et injection de fluide dans la région centrale des Etats-Unis, d'après Pollyea et al. (2019). Nombre annuel d'événements de magnitude supérieure à 2.5 (en gris), volume injecté d'eau salée (en bleu) et profondeur moyenne des événements (cercles) pour les régions d'Alfafa, de Lincoln, d'Oklahoma, situées en Oklahoma, USA, et pour le bassin de Raton, situé au sud du Colorado et au nord du Nouveau-Mexique, USA.



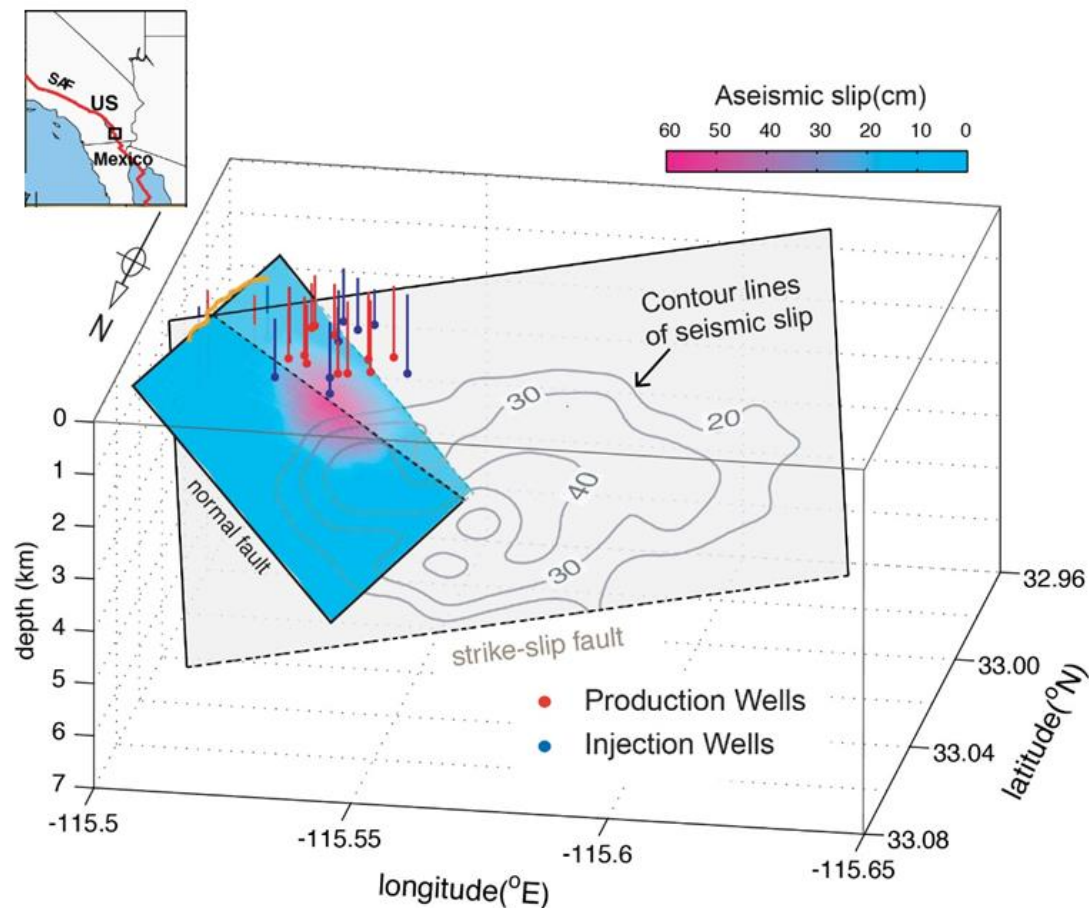
1.2.2.2 Sismicité associée à la géothermie profonde

Lors de l'exploitation d'un réservoir géothermique, de l'eau froide sous pression est injectée à proximité d'un système de failles ou de fractures naturelles, puis extraite après réchauffement du fluide lors de sa circulation au sein de ce réseau de discontinuités. Les fractures préexistantes s'ouvrent et glissent sous l'effet du fluide et d'autres fractures sont créées. Ainsi, une conséquence inévitable de la production d'énergie géothermique est la génération d'événements sismiques. Il convient cependant de maintenir la sismicité obtenue à un niveau acceptable ($M_w < 3$) pour la population locale, afin d'éviter l'arrêt de l'exploitation comme à Bâle, Suisse, en 2006, ou plus récemment à Pohang en Corée du Sud en 2017 (Häring et al., 2008 ; Kim et al., 2018).

Lors de l'exploitation d'un autre site géothermique à St-Gallen, à 130 km de Bâle, un événement de magnitude M_L 3.5 le 20 juillet 2013 au matin après moins de 1200 m³ de fluide injecté au cours de la précédente semaine (Zbinden et al., 2020). Un événement d'une telle magnitude se produisant après injection d'un faible volume de fluide, l'arrêt de l'injection a été décidé immédiatement après. Plus récemment, lors de l'exploitation d'un EGS à proximité de Pohang, Corée du Sud, un événement de magnitude M_w 5.5 a eu lieu après injection d'un faible volume de fluide (7000 m³ ; Ellsworth et al., 2019 ; Lee et al., 2019). Il s'agit du plus gros événement sismique induit par un EGS à ce jour (Kim et al., 2018).

Lors de l'exploitation du champ géothermique de Salton Sea, Californie, un essaim sismique a été observé en 2012, comprenant deux événements de magnitude supérieure à 5. Des déplacements verticaux en surface ont été mesurés par InSAR durant la période de déclenchement de l'essaim, à une vitesse atteignant 5 cm/an (Wei et al., 2015). Le modèle de glissement obtenu par inversion des données de subsidence observées montre un déplacement atteignant 60 cm sur une faille normale proche (Wei et al., 2015 ; Fig. 1.7). Or aucun événement n'a été localisé sur cette faille : le glissement est donc asismique. Ce glissement asismique induit par l'injection de fluides a ensuite déclenché l'essaim sismique observé (Wei et al., 2015). Ainsi, dans ce cas, la sismicité est un produit secondaire de la stimulation hydraulique car l'augmentation de pression de fluide induit en premier un glissement asismique, qui ensuite déclenche des séismes à distance de l'injection dans une zone non ou peu pressurisée.

Figure 1.7. (page suivante) *Glissement asismique induit par une injection de fluide dans le réservoir géothermique de Brawley, Californie, USA, d'après Wei et al. (2015). Représentation 3D du glissement sur les failles et des puits d'injection (en bleu) et de production (en rouge). La distribution du glissement asismique sur la faille normale est représentée par un code couleur, maximal dans les tons roses et minimal dans les tons bleus. Les contours gris sur la faille en décrochement correspondent au glissement sismique mesuré à la suite des événements de magnitude M_w 5.4 et M_w 5.3.*



1.2.2.3 Sismicité associée à l'extraction de pétrole et de gaz

Le réservoir de Groningen, aux Pays-Bas, est le lieu de la plus grande exploitation gazière d'Europe de l'ouest. La sismicité induite par l'extraction de gaz a débuté en 1991, 28 ans après le début de la production. Environ 320 événements de magnitude supérieure ou égale à 1.5 ont été détectés entre 1991 et 2018 (Vlek, 2019). La densité des failles environnant le réservoir est un facteur principal de génération de sismicité, tout comme le contraste de raideur entre le réservoir et la roche environnante (van Eijs et al., 2006). De plus, la sismicité semble être induite par la compaction différentielle du réservoir (van Wees et al., 2014 ; Gee et al., 2016). Toutefois, malgré le fait que la majorité de la sismicité mondiale liée à l'extraction de gaz naturel de magnitude supérieure à 1 a lieu dans cette région, la majorité des 300 champs gaziers exploités à Groningen sont sismiquement inactifs (Tang et al., 2015).

Un autre exemple de sismicité associée à l'extraction de fluide est le champ gazier de Lacq, en France. Ce site est en production depuis 1957. Les premiers séismes ressentis par les habitants datent de 1969. Le réseau de sismomètre installé entre 1974 et 1997 a permis de détecter plus de 2000 séismes de magnitude comprise entre 1.5 et 4.2 (Grasso & Wittlinger, 1990 ; Bardainne et al., 2008). La quiescence sismique précédant l'exploitation du réservoir gazier prouve la nature induite de la sismicité (Grasso & Wittlinger, 1990 ; Lambert et al., 1996). Bardainne et al. (2008) propose d'expliquer cette sismicité par une succession de phases de subsidence liées à la compaction du réservoir lors de l'extraction de gaz (Fig. 1.8). La subsidence est accompagnée d'une contraction de la région centrale en subsidence et de l'extension des zones distantes (Segall, 1989).

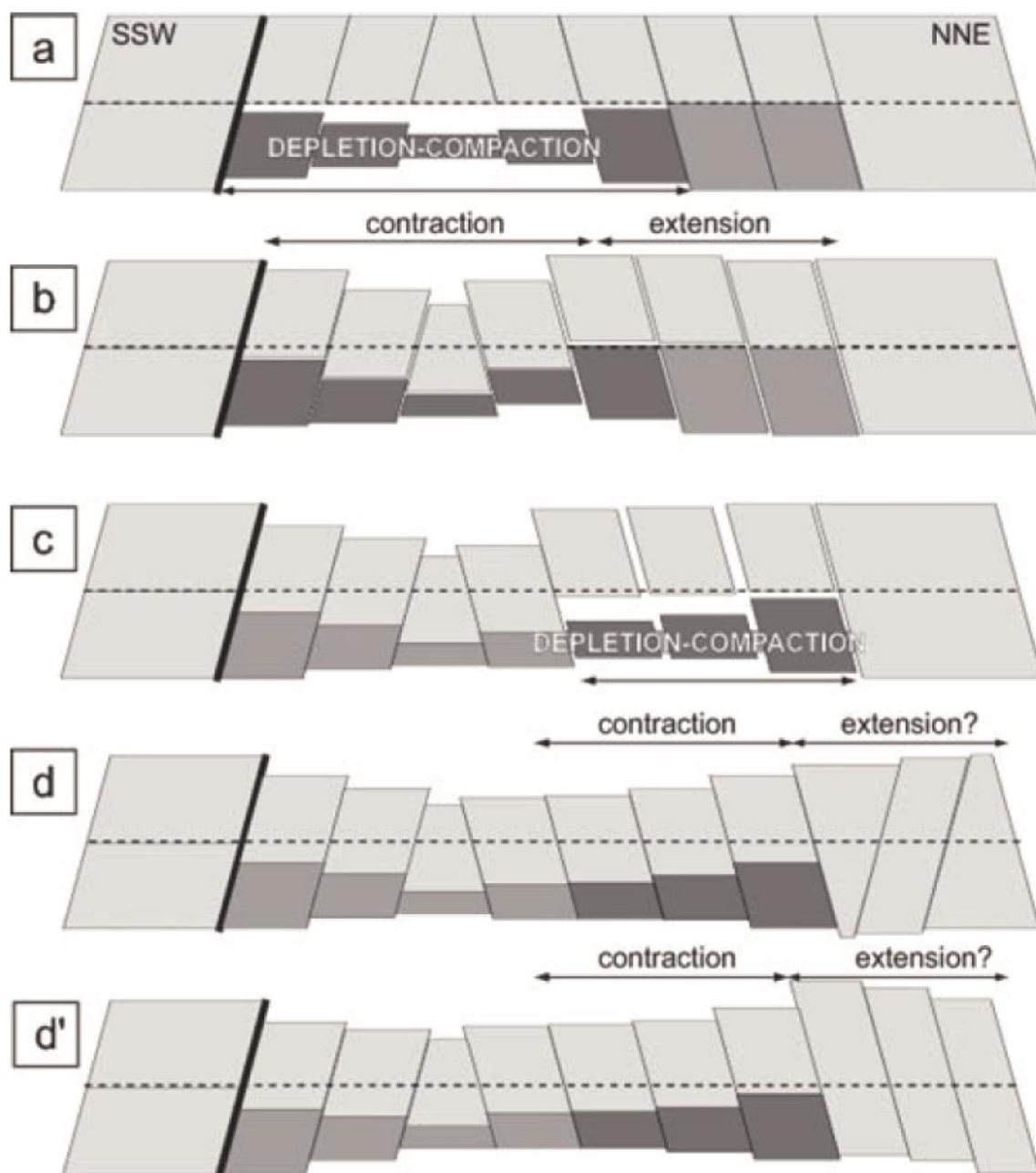


Figure 1.8. Schéma conceptuel de déformation du champ gazier de Lacq le long d'une coupe SSW-NNE, d'après Bardainne et al. (2018). Plusieurs phases de compaction du réservoir et de compression des blocs au-dessus du réservoir se succèdent.

1.2.2.4 Sismicité associée à de la fracturation hydraulique

La fracturation hydraulique a pendant longtemps été considérée comme ayant un rôle mineur dans la génération d'événements sismiques de magnitude élevée (Holland, 2013 ; Skoumal et al., 2015). Cependant, Atkinson et al. (2016) ont montré que plusieurs événements sismiques de magnitude supérieure à 4 ont été déclenchés dans le bassin sédimentaire du Canada occidental (Western Canada Sedimentary Basin, ou WCSB) entre 2013 et 2016 à la suite de fracturations hydrauliques réalisées lors de l'exploitation de réservoirs de gaz de schiste. De plus, ces événements ont été déclenchés après l'injection d'un faible volume de fluide (entre

2000 et 6000 m³). Ainsi, l'estimation de moment sismique à partir du volume injecté donnée par McGarr (2014) est dépassée d'au moins un ordre de grandeur pour chacun de ces séismes : la magnitude maximale ne semble pas corrélée avec le volume injecté (Atkinson et al., 2016). Eyre et al (2019) montre que l'injection a induit du glissement asismique qui déclenche ensuite la sismicité sur des failles à distance de la zone de fracturation hydraulique.

Lors d'une activité de fracturation hydraulique dans le cadre de l'exploitation d'un champ gazier à proximité de Blackpool, Angleterre, 2 événements sismiques ont été ressentis par la population locale. Il s'agit des séismes de M_w 2.3 en avril 2011 et M_w 1.5 en mai 2011 à Preese Hall, Lancashire. Le fluide a fui depuis une hydrofracture qui s'est propagée depuis le puits d'injection et a réactivé une faille instable proche qui a causé les événements sismiques (Clarke et al., 2014 ; Green et al., 2012 ; Harper, 2011). La sismicité est observée majoritairement lors de variations rapides du volume injecté (Fig. 1.9).

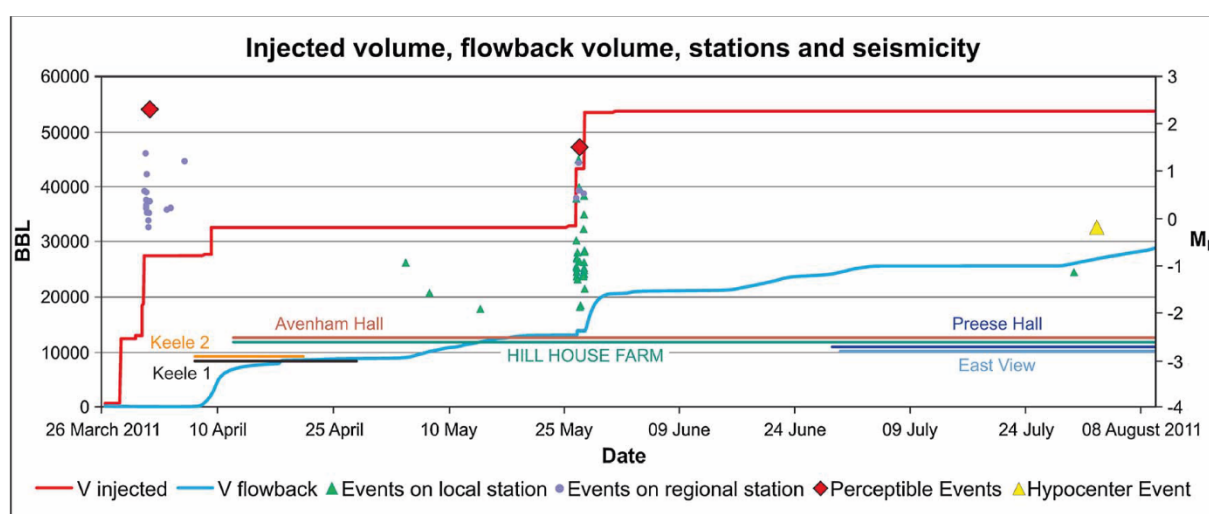


Figure 1.9. Relation entre volume injecté et sismicité dans la région de Blackpool, Angleterre, d'après Clarke et al. (2014). L'activité d'injection est représentée par les lignes rouge et bleue. Les événements sismiques non-ressentis (triangles verts et ronds violets) sont différenciés des événements ressentis (losanges rouges).

1.2.2.5 Sismicité associée au stockage de CO₂

Le stockage profond de CO₂ peut également induire de la sismicité (Rutqvist, 2012). Par exemple, une injection de CO₂ au sein du champ gazier d'In Salah a lieu dans une partie du réservoir différente de celle dans laquelle est extrait le gaz de roche. Un glissement sismique et asismique a été observé dans cette zone entre 2004 et 2013 : 1000 événements sismiques ont été détectés en 2010, et un soulèvement local en surface a été observé, atteignant 1.7 cm/an autour des puits d'injection (Verdon et al., 2013 ; Fig. 1.10). Cette déformation est liée à la faible communication de la pression entre la zone d'injection et la zone de production, favorisant ainsi l'augmentation de la pression de fluide et à terme le déclenchement de la sismicité (Verdon et al., 2013).

Durant une période de 3 ans, entre novembre 2011 et novembre 2015, 1 million de tonnes de CO₂ supercritique a été injecté dans le site de Decatur, Illinois (Kaven et al., 2015). Environ 180 séismes de magnitude inférieure à 1.26 ont été détectés à partir du 15 novembre 2013 autour de la zone d'injection. Cette sismicité a eu lieu sur des failles préexistantes bien

orientées par rapport au champ de contraintes local (Kaven et al., 2015). Aucune corrélation n'a été observée entre le temps d'occurrence de la sismicité et la variation d'un paramètre d'injection (Kaven et al., 2014).

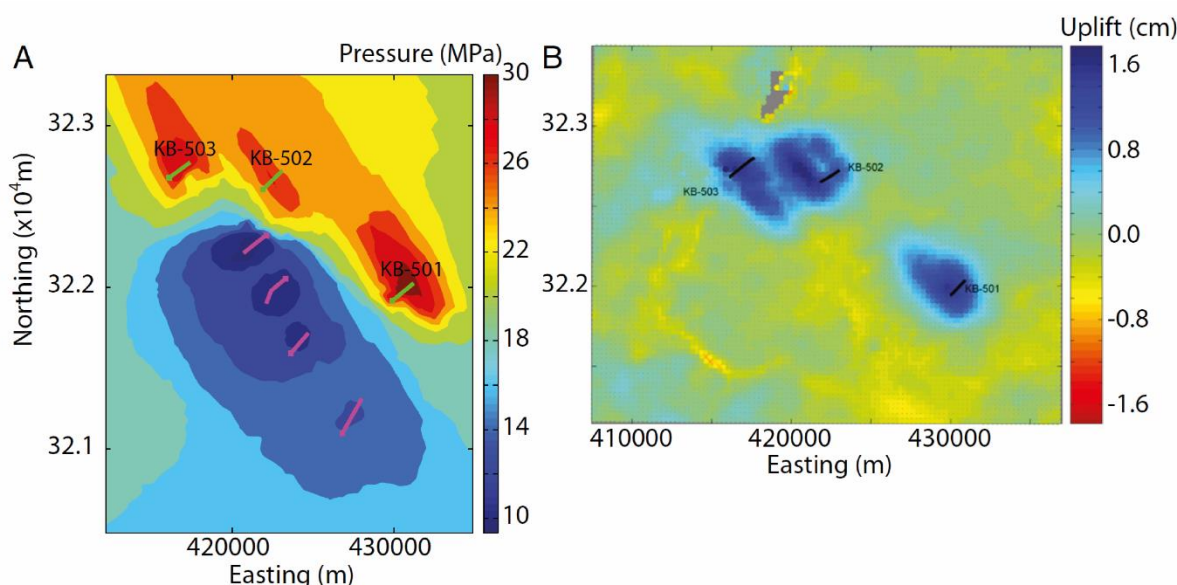


Figure 1.10. *Pression de fluide modélisée et déformation géomécanique mesurée sur le champ gazier d'In Salah, Egypte, d'après Verdon et al. (2013). (a) Les puits d'injection KB-501, KB-502 et KB-503 sont représentés par des lignes vertes tandis que les puits de pompage sont indiqués par des lignes violettes. (b) Les puits d'injection sont indiqués par une ligne noire. Ils sont situés au niveau des zones de fort soulèvement.*

1.3. Expérience d'activation de failles par les fluides

Des expériences d'injection de fluide ont été réalisées à différentes échelles, depuis l'échelle du réservoir jusqu'à celle des échantillons en laboratoire. Le but de ces injections est différent suivant l'échelle considérée : à l'échelle kilométrique, ces travaux concernent l'étude de la réponse sismique d'un réservoir ; alors qu'à l'échelle décamétrique et à l'échelle décimétrique, les expériences examinent comment les variations locales de pression et de friction sur la faille permettent la réactivation sismique ou asismique des failles. Ces expériences semi-contrôlées fournissent des informations détaillées sur les relations entre les fluides et la sismicité, et l'évolution des propriétés du milieu.

1.3.1. Stimulations hydrauliques à l'échelle du réservoir

- **Soultz-sous-Forêts**

Le premier EGS expérimental européen, situé à Soultz-sous-Forêts, France, a été stimulé pour la première fois en 1993. L'expérience a consisté en l'injection de 25 300 m³ d'eau entre 2.85

et 3.4 km de profondeur durant 17 jours au sein du premier puits foré sur le site, GPK1. 60% du fluide s'est écoulé du puits vers 2920 m de profondeur (Cornet et al., 1997 ; Shapiro et al., 1999). 12 000 événements sismiques ont été localisés, de magnitude comprise entre -0.5 et 1.9 (Heim, 1996). Cette sismicité correspond temporellement majoritairement à la période d'injection. La distribution spatio-temporelle de la sismicité semble évoluer selon une loi de diffusion hydraulique (Shapiro et al., 1999). Cependant, Cornet (2000) estime que la sismicité à Soultz dépend bien plus de la fracturation de la roche que de la diffusion des fluides.

D'autres stimulations du réservoir géothermique de Soultz-sous-Forêts ont été réalisées plus tard en 2000 et en 2003. De la sismicité post-injection avec, respectivement, 1 et 3 événements de magnitude supérieure à 2.5 a été observée lors de ces stimulations alors qu'aucun événement de cette magnitude n'avait été détecté au cours des périodes d'injection (Charlétty et al., 2007). Le débit d'injection ayant été plus élevé lors de l'expérience d'injection de 2003 que pour celle de 2000, un lien entre débit maximal d'injection et magnitude maximale des événements pourrait être mis en évidence dans ce réservoir. Cependant, les stimulations hydrauliques de 2004 et 2005 contredisent cette tendance (Charlétty et al., 2007).

De plus, Cornet et al. (1997) ont observé par diagraphie géophysique que le glissement sur la faille au bord de puits lors de la stimulation de 1993 est bien plus élevé qu'attendu au vu des événements microsismiques enregistrés. Ainsi, ce glissement est en partie asismique. Selon Bourouis & Bernard (2007), la majorité de la déformation induite par l'injection au cours de cette stimulation est en effet asismique. Ce mouvement asismique a causé des variations de perméabilité des failles (Evans et al., 2005), ce qui a un effet marginal en termes de sismicité, mais ce mouvement asismique a aussi induit des événements sismiques répétés dans le temps (ou repeaters) observables sous forme de multiplets, liés à la rupture d'aspérités sur les failles à proximité de l'injection (Bourouis & Bernard, 2007).

La présence de glissement asismique lors d'une injection de fluide est connue depuis les travaux de Scotti & Cornet (1994). En effet, lors d'une expérience d'injection en forage entre 600 et 840 m de profondeur au Mayet de Montagne en 1986, de fortes variations dans les perturbations de contrainte liées à la pressurisation du milieu ont été estimées, produisant un glissement équivalent correspondant à un séisme de magnitude M_w 3. Pour expliquer ces variations, la libération totale des contraintes cisailantes lors de l'injection doit nécessairement être prise en compte, et ainsi la présence de fort glissement sur les failles proches. Cependant, la sismicité cumulée détectée au cours de l'injection n'atteint pas cette magnitude, confirmant que du glissement asismique a eu lieu lors de cette expérience.

- **Helsinki**

Une expérience de contrôle de la sismicité au cours de la stimulation du plus profond EGS actuel, situé à proximité d'Helsinki, a été réalisée durant 49 jours entre juin et juillet 2018 (Kwiatek et al., 2019). Cette expérience s'est déroulée dans le cadre d'un traffic light system (TLS) sécurisant l'injection. Le taux de sismicité et la magnitude maximale atteinte ont été contrôlés à l'aide de variations du débit d'injection (et donc de la pression en tête de puits). Ainsi, la magnitude maximale atteinte est toujours restée en dessous du seuil critique de M_w 2.0 signifiant l'arrêt de projet géothermique (Kwiatek et al., 2019).

- **Bâle**

Le système géothermique avancé (ou EGS) de Bâle a été stimulé en continu durant 6 jours, à partir du 2 décembre 2006. 11 500 m³ d'eau ont été injectés à 5 km de profondeur à des débits croissants (Häring et al., 2008). Le taux de sismicité observé restant supérieur à 150 événements par heure depuis plus de 12h, l'arrêt de l'injection a été décidée le matin du 8 décembre (Häring et al., 2008). Un événement de magnitude M_w 3.4 est survenu quelques heures plus tard (Häring et al., 2008 ; Deichmann & Giardini, 2009), conduisant à la fermeture définitive de la centrale géothermique suite aux plaintes des riverains. Trois autres événements de magnitude supérieure à 3 ont eu lieu au cours des deux mois après la fin de l'injection (Kraft et al., 2009).

- **KTB**

3 séries d'expériences d'injection de fluide ont été réalisées au KTB, en Allemagne, dans le cadre de l'étude des processus de transport de fluide et des contraintes crustales. Le site d'injection au KTB est constitué de 2 puits : un puits pilote, atteignant 4 km de profondeur, et un puits principal, atteignant 9.1 km de profondeur. La première expérience a eu lieu en 1994, d'une durée de 24h. 400 événements de magnitude locale inférieure à 1.2 ont été détectés entre 7.5 et 9 km de profondeur à la suite de l'injection de 200 m³ de fluide dans le puits principal (Zoback & Harjes, 1997). La distribution spatio-temporelle de la sismicité semble suivre une loi de diffusion (Shapiro et al., 1997). Cette expérience a permis d'étudier des événements sismiques induits à des pressions et des profondeurs proches de la transition fragile/ductile. La seconde injection a eu lieu en 2000, durant 2 mois au cours desquels 4000 m³ d'eau ont été injectés (Baisch et al., 2002). 80% du volume d'eau a été injecté vers 5.4 km de profondeur à cause de fuites dans le trou de forage : une même proportion d'événements sismiques a été détectée entre 5 et 6 km de profondeur (Baisch et al., 2002). La majorité du reste des événements a eu lieu entre 8.8 et 9.2 km de profondeur, à proximité de l'extrémité du puits. Une troisième expérience a eu ensuite lieu dans le puits pilote. Elle est composée de deux phases, une phase de production entre juin 2002 et juin 2003 et une phase d'injection entre juin 2004 et avril 2005 (Shapiro et al., 2006). Quasiment aucune sismicité n'a été détectée au cours de la phase d'extraction : la sismicité a été concentrée après 110 jours d'injection jusqu'à la fin de la deuxième phase. Cette date de 110 jours correspond approximativement au volume injecté compensant le volume de fluide extrait lors de la première phase (Shapiro et al., 2006).

1.3.2. Expériences d'activation de faille par injection de fluide à l'échelle décamétrique

Depuis les années 2000 et le développement de capteurs de haute précision en forage, des expériences d'activation de faille par injection de fluide à l'échelle décamétrique ont été développées dans différents contextes géologiques (Guglielmi et al., 2015a, b ; De Barros et al., 2016 ; Derode et al., 2015 ; Duboeuf et al., 2017 ; Zang et al., 2017 ; Doetsch et al., 2017 ; Krietsch et al., 2018).

Une première expérience a eu lieu en 2010 au Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (ou LSBB), à Rustrel, en France. Cette expérience est située à 282 m de profondeur dans une galerie horizontale au sein d'un réservoir carbonaté. Elle a consisté en l'activation d'une zone de faille d'échelle décamétrique par l'injection de 12.86 m^3 de fluide durant 2000 s (Derode et al., 2015 ; Guglielmi et al., 2015a). Durant cette expérience, la pression de fluide, le débit et le déplacement de la faille ont été enregistrés au point d'injection. Trois sismomètres ont également été utilisés dans des forages verticaux espacés de 2 à 5 m du point d'injection. 200 événements ont été détectés au cours de l'injection. Le déplacement observé à l'injection atteint 0.3 mm avant le début de la sismicité (Guglielmi et al., 2015a ; Fig. 1.11). Ainsi, un mouvement asismique a eu lieu avant le début de la sismicité. De plus, le moment sismique cumulé est inférieur à 0.1% du moment total, ainsi, la déformation durant cette expérience d'injection est majoritairement asismique (Guglielmi et al., 2015a). Une augmentation de la perméabilité de la faille d'un facteur 20 a également été estimée au point d'injection par l'analyse jointe des mesures de pression, de débit et de déplacement mécanique. 70% de cette augmentation de perméabilité a eu lieu durant la phase asismique (Guglielmi et al., 2015a ; Cappa et al., 2018), montrant ainsi un couplage entre l'évolution de la perméabilité de la faille et la dilatance durant cette phase asismique. Durant la phase sismique, l'augmentation de perméabilité est moins prononcée.

Une seconde série d'expériences d'injection a eu lieu au LSBB en 2015 dans la même zone de faille avec un réseau de capteurs sismiques plus dense (31 capteurs disposés en forage et sur le sol de la galerie, Duboeuf et al., 2017). Un volume de 11.41 m^3 de fluide a été injecté au cours de 11 tests de durée variable, entre 1 et 4 heures. 5 de ces tests sont totalement asismiques. 215 événements sismiques de magnitude comprise entre -4.2 et -3.14 ont été détectés au cours des 6 autres expériences d'injection (Duboeuf et al., 2017). Le moment a été estimé à plus de 96% asismique. La migration spatio-temporelle de la sismicité ne semble pas suivre une loi de diffusion hydraulique classique dans la majorité des tests. Ainsi, Duboeuf et al. (2017) suggère que la sismicité est majoritairement induite par des variations de contrainte associée au développement du glissement asismique.

De manière à étudier les réponses sismiques obtenues à échelle décamétrique dans différents milieux géologiques, des expériences d'injection in-situ ont été aussi menées dans des formations argileuses à Tournemire, France en 2014 (Guglielmi et al., 2015b ; De Barros et al., 2016 ; Rivet et al., 2016), et au Mont Terri, en Suisse (Guglielmi et al., 2020). Sur le site de Tournemire, 5 tests d'injection de durée variable, comprise entre 2h30 et 17h30, ont été réalisés (De Barros et al., 2016). Seuls 32 événements ont été détectés, avec un moment sismique total de 70 kN.m. Le ratio moment sismique/moment total estimé est inférieur à 0.01% (De Barros et al., 2016). Ces expériences renforcent les observations d'une déformation majoritairement asismique produites lors des injections de fluide dans les failles.

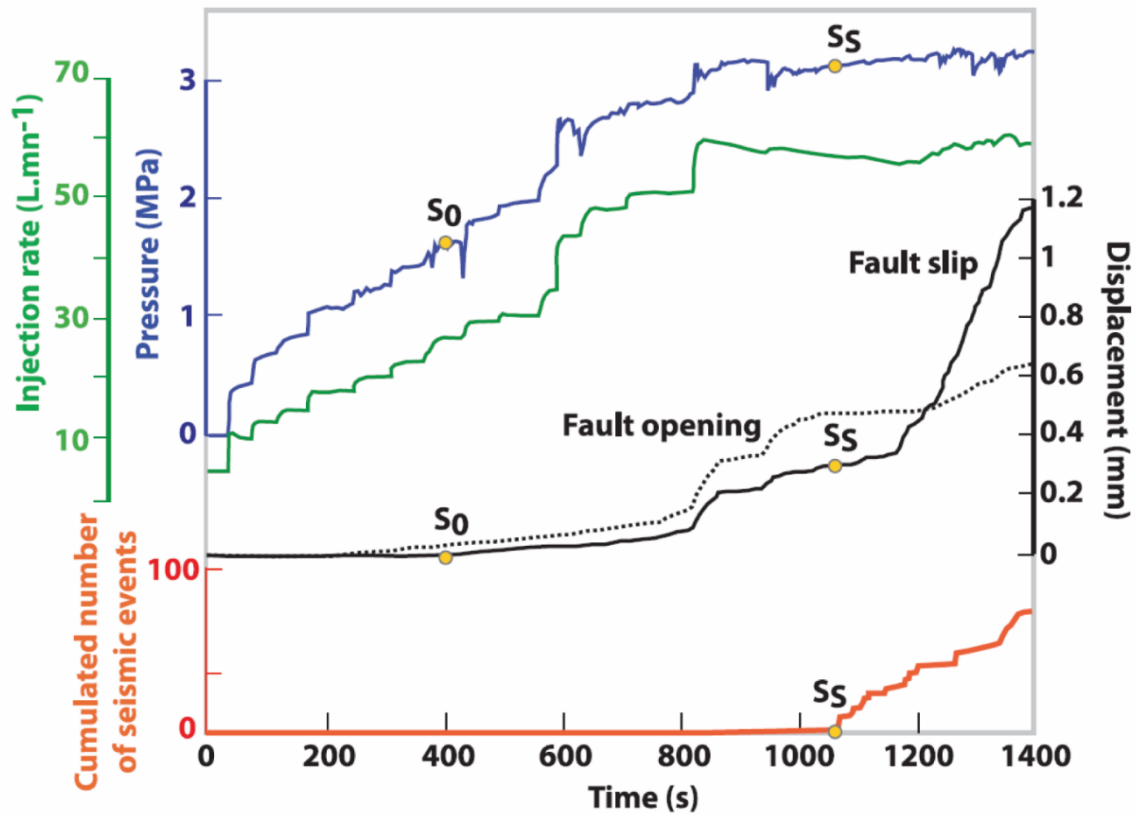


Figure 1.11. *Protocole d'injection, déplacements en ouverture et en cisaillement à l'injection et sismicité observée en fonction du temps au cours d'une injection de fluide au LSBB, Rustrel, d'après Guglielmi et al. (2015a). S_0 indique le temps de début du glissement asismique, S_s le temps de début de la sismicité.*

Dans les roches dures (ex., granites), 6 expériences de fracturation hydraulique à échelle métrique ont été réalisées au Hard Rock Laboratory d'Aspö, Suède, à 410 m de profondeur, entre mai et juin 2015 (Zang et al., 2017). Ces expériences font suite à des tests de fracturation hydrauliques effectués en 2001 pour déterminer le champ de contrainte local (Klee & Rummel, 2002). 196 émissions acoustiques ont été observées au cours de 4 des 6 tests (Zang et al., 2017 ; Kwiatak et al., 2017). Ces signaux correspondent à des événements de magnitude inférieure à -4.0. Le test 2 lors de cette expérience a montré la plus forte densité de sismicité : 102 événements. Une étude plus poussée de ce test a ensuite mis en évidence plus de 4000 événements (Lopez-Comino et al., 2017). La magnitude maximale dans les 4 tests semble corrélée au volume injecté ; cependant, aucun lien apparent n'a pu être montré entre le taux de sismicité ou la b-value et le volume injecté au cours de ces tests (Zang et al., 2017).

3 expériences de fracturation hydraulique ont eu lieu en 2016 à Grimsel dans des granites, sur un site localisé à 1733 m d'altitude, dans les Alpes Suisses, sous 400 à 500 m de surcharge rocheuse. Ces expériences correspondent à des injections dans 3 fractures différentes, de durée comprise entre 45 et 70 minutes. La sismicité a lieu majoritairement en cours de l'injection, même si quelques événements ont eu lieu après l'arrêt de l'injection. 1161, 482 et 274 événements ont respectivement été détectés, de magnitude comprise entre -3.4 et -2.5 (Gischig et al., 2018). Le taux de sismicité semble dépendre du débit d'injection mais pas de la pression en tête de puits. En effet, le taux augmente lorsque le débit est plus élevé (Fig. 1.12). Ces expériences ont été envisagées pour étudier le processus de fracturation

hydraulique à l'échelle décimétrique à métrique. D'autres expériences, de réactivation de failles existantes et de fracturation hydraulique, ont eu lieu respectivement en février et en mai 2017 (Amann et al., 2017 ; Krietsch et al., 2019 ; Dutler et al., 2019 ; Gischig et al., 2020). Plus de 14000 événements ont été détectés ; toutefois, la déformation observée est à plus de 98% asismique (Gischig et al., 2020 ; Villiger et al., 2020). Ces nouvelles expériences à échelle décimétrique vont permettre de mettre en place des routines pour limiter le risque sismique lors du développement de nouveaux EGS (Villiger et al., 2020). Des expériences au Bedretto Underground Laboratory for Geoenergies (BULG) à l'ETH de Zurich, Suisse, seront réalisées au cours de l'année 2020. Un volume de taille hectométrique sera stimulé, afin de pouvoir rendre applicables à l'échelle du réservoir géothermique les résultats obtenus à échelle décimétrique à Grimsel (Gischig et al., 2020).

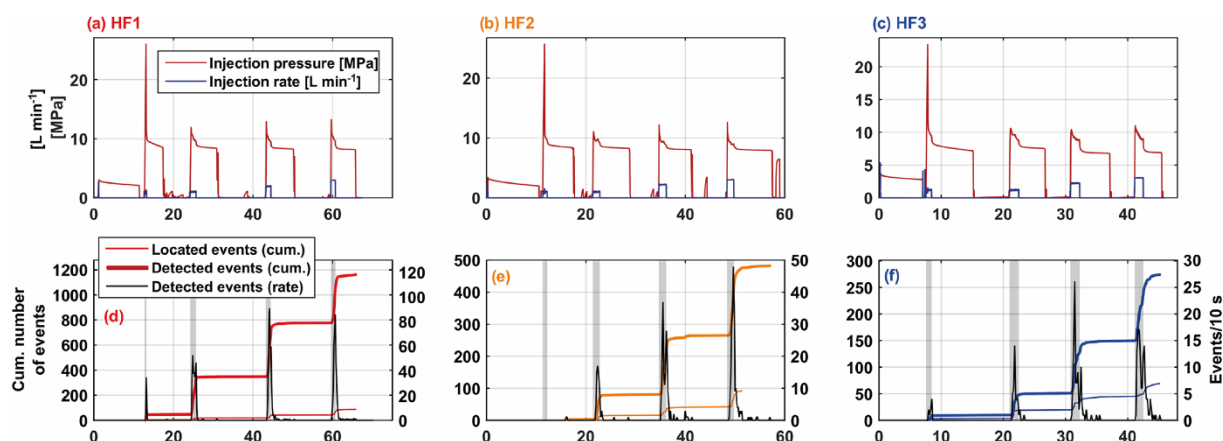


Figure 1.12. Evolution temporelle de la sismicité au cours de 3 tests de fracturation hydraulique à Grimsel, Suisse d'après Gischig et al. (2018). Les figures (a-c) montrent les protocoles d'injection, les figures (d-f) le nombre cumulé d'événements détectés et localisés au cours de l'injection. Les événements sismiques ont lieu majoritairement au cours de l'injection, indiquée dans les figures (d-f) par une bande grise.

1.3.3. Expériences d'injection de fluide en laboratoire

Dans des expériences en laboratoire sur des fractures rocheuses, Passelègue et al. (2018) ont soumis un échantillon de granite traversé par une faille à différents taux d'injection de fluide. Cette étude montre qu'un fort débit et/ou une faible perméabilité de la faille permettent d'accélérer la transition de conditions drainée à non drainées, permettant ainsi le développement de surpressions locales intenses activant la rupture de la faille et facilitant la propagation d'une rupture sismique. Cette étude montre qu'une injection locale de fluide engendre une réactivation globale de la faille et un champ de pression hétérogène.

Goodfellow et al. (2015) ont réalisé 8 expériences de fracturation hydraulique sur des échantillons de granite afin d'estimer le budget énergétique durant une injection forcée. Ils ont montré que la déformation correspondant à l'ouverture des fractures au sein des échantillons représente entre 18% et 94% de l'énergie libérée au cours de l'injection. De plus, l'énergie sismique représente une très faible fraction de cette énergie de déformation ($\ll 1\%$) et ainsi de l'énergie d'injection (Fig. 1.13). Ainsi, la déformation asismique représente une forte part du budget énergétique d'une fracturation hydraulique.

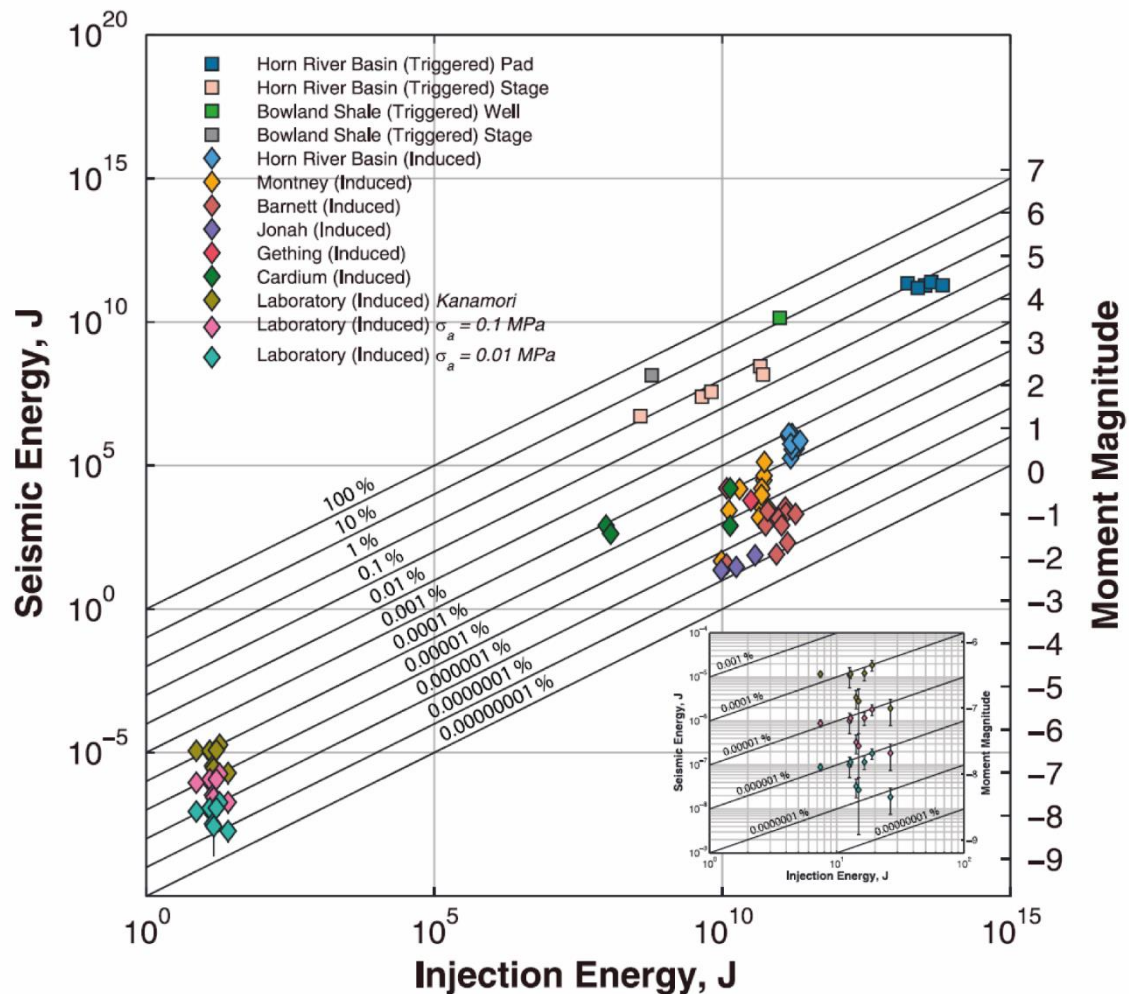


Figure 1.13. *Energie sismique en fonction de l'énergie d'injection lors de fracturations hydrauliques, depuis l'échelle kilométrique du réservoir jusqu'à l'échelle décimétrique du laboratoire, d'après Goodfellow et al. (2015).*

D'autres expériences réalisées par Ye & Ghassemi (2018) ont été effectuées lors de 4 tests de cisaillement induit par injection sur des échantillons de granite de deux rugosités différentes. Lors de ces tests, l'augmentation de pression induit un glissement pouvant atteindre un millimètre. Ce glissement va ensuite entraîner une variation de la perméabilité d'un facteur 2 à 3. Cette variation de perméabilité est plus élevée pour les failles de rugosité la plus élevée. Ye & Ghassemi (2018) ont également montré que les failles lisses montrent des vitesses de glissement et des chutes de contrainte plus faibles que les failles plus rugueuses.

Ye & Ghassemi ont réalisé en 2020 une expérience d'injection de fluide dans un échantillon de granite fracturé, saturé à 4 MPa. La pression augmente progressivement durant 300 s jusqu'à 28 MPa. Cette pression est maintenue constante jusqu'à la fin de la stimulation (i.e. au bout de 700 s). Trois phases successives sont observées : la première est une phase asismique, précédant une période sismique au cours de laquelle 686 événements acoustiques ont été détectés entre 260 et 638 s. La vitesse de glissement de la fracture ralentit par la suite, et une seconde phase asismique a lieu. Les auteurs expliquent ces observations par la rupture, asismique, de faibles aspérités, entraînant la réduction de la résistance de la faille. Des aspérités sismiques, plus résistantes, peuvent ensuite rompre. Cependant, les transitions entre

phases asismiques et sismique ne sont pas toujours aussi remarquables : un second test dans un échantillon de granite fracturé présente une première phase asismique rapide et ainsi peu détectable (Ye & Ghassemi, 2020b). De plus, un autre test, réalisé dans un échantillon d'argile fracturé, ne montre pas de phase sismique (Ye & Ghassemi, 2020a).

A la suite des expériences in-situ réalisées au LSBB à Rustrel de 2010 (Guglielmi et al., 2015a), Cappa et al. (2019) ont réalisé des expériences d'injection de fluide à faible débit en laboratoire (machine BRAVA à Rome, Collettini et al., 2014) sur des échantillons de gouge calcaire provenant de la même zone de faille où l'injection in-situ a été effectuée. Le protocole d'injection en laboratoire est identique à celui de l'expérience in-situ présentée par Guglielmi et al. (2015a). Les paramètres de friction et le déplacement sur la faille sont mesurés au cours des expériences. Au début des expériences, un glissement asismique est observé autour du point d'injection, qui va ensuite accélérer et déclencher de la sismicité au-delà de la zone pressurisée. Durant l'injection, la friction sur la faille évolue d'un comportement en velocity-weakening à un comportement en velocity-strengthening (selon le formalisme de la loi de friction rate-and-state, Marone, 1998) avec l'augmentation de la pression de fluide, favorisant ainsi le développement du glissement asismique dilatant dans la zone pressurisée. Au-delà de la zone pressurisée, leur modèle montre que le glissement asismique augmente la contrainte cisailante sur des aspérités prêtes à rompre avant l'injection, expliquant ainsi la possible répartition spatiale de la sismicité observée durant l'expérience in-situ (Fig. 1.14).

Scuderi et al. (2017) ont conduit 9 expériences d'injection de fluide en laboratoire pour étudier le creep asismique sur des failles gouvernées par une loi de friction favorisant le glissement asismique. Ils ont montré que des événements sismiques peuvent être induits par une augmentation de la pression de faille sur de telles failles : les effets de la surpression dépassent donc les effets frictionnels dans le déclenchement d'événements sismiques.

Rutter & Hackston (2017) ont, quant à eux, conduit une série d'expériences de creep en laboratoire sur un grès perméable ($10^{-15} - 10^{-13} \text{ m}^2$) et un grès imperméable ($10^{-19} - 10^{-17} \text{ m}^2$) faillés afin d'étudier comment la perméabilité de la faille et de la roche influence la nature du glissement sur la faille. Ils ont montré que dans les roches très perméables, le fluide diffuse dans la faille et dans la matrice rocheuse, ce qui limite la surpression de fluide et favorise un glissement asismique. Dans les roches de faible perméabilité, le fluide ne diffuse que dans la faille. Ainsi, la surpression de fluide augmente rapidement et rend plus susceptible le déclenchement d'événements sismiques.

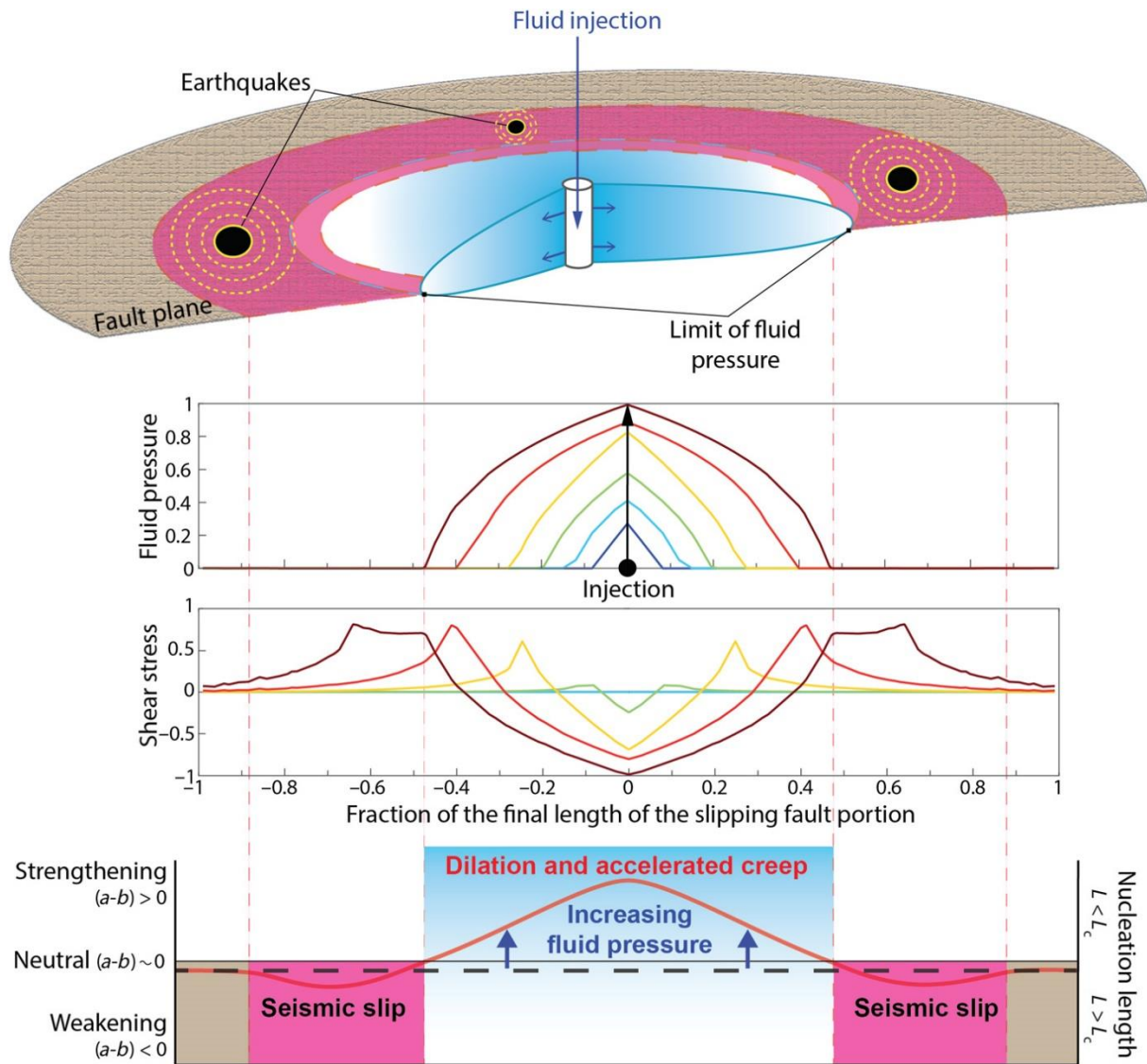


Figure 1.14. Modèle conceptuel illustrant l'évolution de la stabilité frictionnelle d'une faille durant une injection de fluide, d'après Cappa et al. (2019). Ce modèle a été obtenu à partir d'observations en laboratoire et in-situ couplées à des modélisations hydromécaniques. La pression de fluide et la contrainte cisailante sont représentées normalisées en fonction de la distance à l'injection sur la faille, tout comme la longueur de nucléation critique (L_c) pour déclencher un séisme, illustrée par la courbe en rouge sur le graphe du bas.

1.4. Mécanique des failles et mécanismes générateurs de sismicité

Les observations présentées dans les précédentes parties indiquent plusieurs mécanismes de réactivation d'une faille associée à une variation des pressions de fluides en profondeur (Ellsworth, 2013 ; Keranen & Weingarten, 2018 ; Goebel & Brodsky, 2018) :

- (1) un effet direct de la pression de fluide sur les contraintes mécaniques, à travers la diffusion du fluide dans la faille (Fig. 1.15) ;
- (2) une variation des contraintes poroélastiques du milieu associée à l'extraction ou l'injection de fluide dans le milieu (Fig. 1.15) ;

- (3) une perturbation des contraintes associée à la migration du glissement asismique (Fig. 1.14) ;
- (4) une perturbation des contraintes liées à l'interaction entre les séismes (i.e., séismes déclenchés par des séismes) (par exemple, Schoenball & Ellsworth, 2017 ; Maghsoudi et al., 2018).

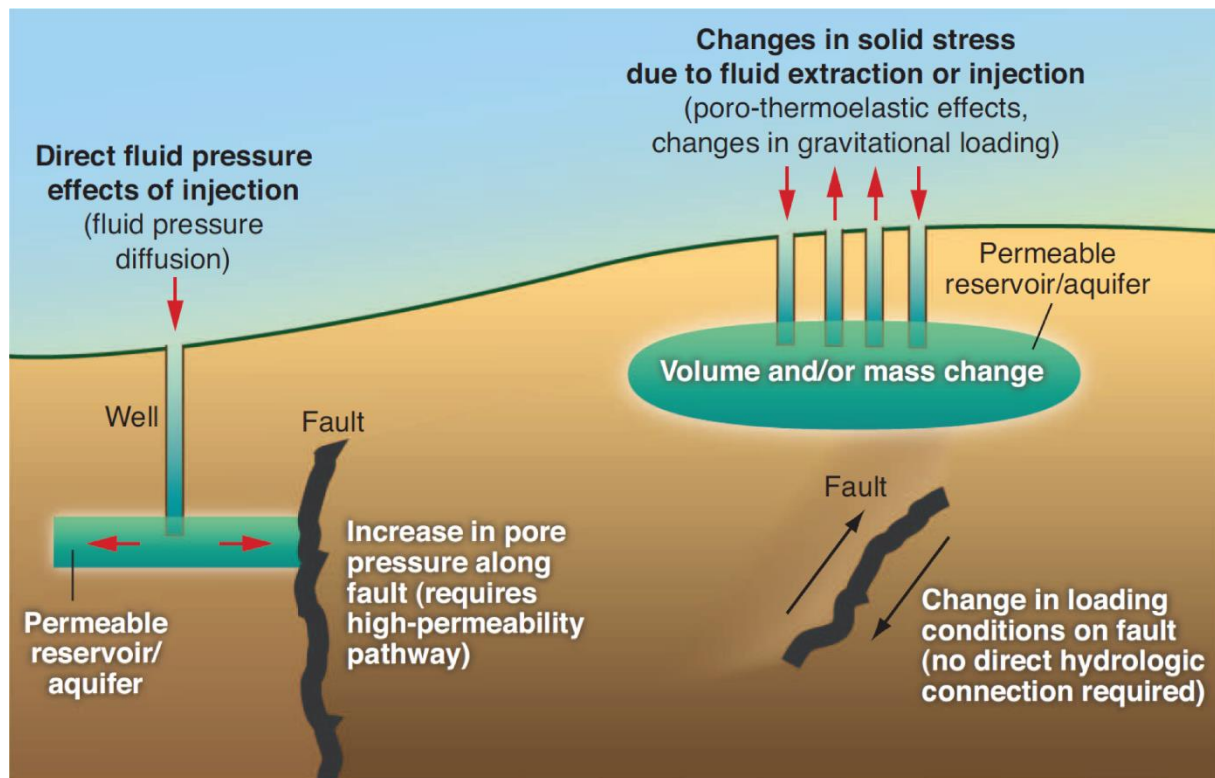


Figure 1.15. Schéma conceptuel présentant différents mécanismes à l'origine des événements sismiques induits (d'après Ellsworth, 2013). Les séismes peuvent être induits (a) par une augmentation de la pression de fluide dans la faille ou (b) par une perturbation des contraintes mécaniques sur la faille.

1.4.1. Activation de failles par les fluides

Une faille est activée (ou réactivée) lorsque son état de contrainte atteint un point de rupture qui peut être défini par différentes lois théoriques (Mohr-Coulomb, Drucker-Prager, etc.). Au point de rupture, la faille peut alors glisser, sismiquement ou asismiquement selon la variation de friction avec le glissement ou la vitesse de glissement. Le glissement sur la faille accélère et la rupture se propage.

Du point de vue théorique, le critère de rupture en cisaillement le plus couramment utilisée est celui de Mohr-Coulomb (Jaeger & Cook, 1984). Ce critère relie la contrainte cisailante τ à la résistance de la faille, qui s'exprime par le produit entre la contrainte normale effective σ_n' (contrainte normale totale moins la pression de fluide ; Terzaghi, 1925, 1936) et le coefficient de friction μ :

$$\tau = \mu \sigma_n' = \mu(\sigma_n - P) \quad (1.1)$$

Ainsi, une variation de la pression de fluide permet l'activation de la faille (Fig. 1.16-a).

Le coefficient de friction est quant à lui relié à l'angle de friction interne de la faille ϕ ($\mu = \tan(\phi)$). Il est fréquemment compris entre 0.6 et 0.85 pour le coefficient statique (Byerlee, 1978). La friction dynamique lors de la rupture peut atteindre des valeurs de 0.1 (Di Toro et al., 2011).

Suite à une injection ou une extraction de fluide, les variations de distribution de la pression de fluide dans le milieu vont entraîner des variations de contrainte poroélastiques (par exemple Segall, 1989). Ces variations poroélastiques de contrainte jouent un rôle dans la génération d'événements sismiques, notamment dans le champ lointain de l'activité industrielle (Chang & Segall, 2016 ; Barbour et al., 2017 ; Goebel & Brodsky, 2018 ; Figs 1.16-b, c). Ce rôle est intensifié par des variations fortes et rapides du débit d'injection ou d'extraction (Goebel et al., 2017). A proximité de l'exploitation, les variations poroélastiques sont négligeables par rapport aux effets de pression directs (Goebel et al., 2017 ; Goebel & Brodsky, 2018).

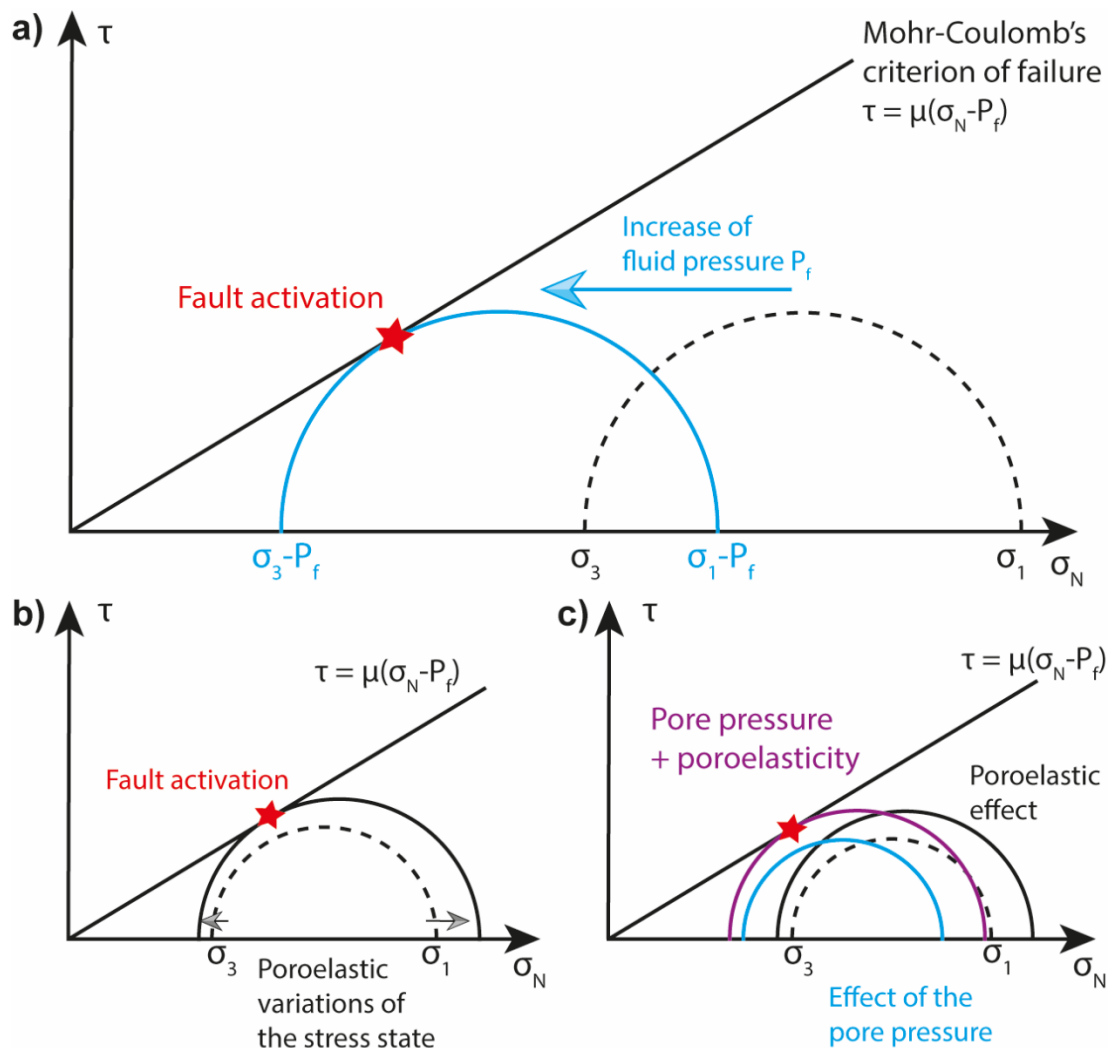


Figure 1.16. Diagramme de Mohr-Coulomb (contrainte effective versus contrainte cisailante) présentant l'activation d'une faille sous l'effet (a) de l'augmentation de la pression de fluide, (b) de variations poroélastiques de l'état de contrainte et (c) de l'action conjuguée de l'augmentation de la pression et des variations poroélastiques des contraintes. L'état de contrainte sur la faille est représenté par un cercle de Mohr-Coulomb. Lorsque le cercle vient tangenter la droite de rupture, la faille est activée.

1.4.2. Perturbations de contrainte par modification de charge en surface et extraction de fluide

Les modifications des contraintes lithostatiques locales liées à des variations de contrainte poroélastiques vont favoriser l'activation des failles à proximité (par exemple Segall, 1989 ; Hsieh, 1996). Par exemple, les variations de contrainte liées à l'endiguement de la rivière Min par le barrage de Zipingpu ont pu participer au déclenchement du séisme du 12 mai 2008 de magnitude 7.9 à Wenchuan, Chine (Ge et al., 2009 ; Lei, 2011). De plus, des activités humaines telles que l'irrigation d'exploitations agricoles à partir de nappes phréatiques peuvent aussi engendrer des séismes. Ainsi, le séisme du 11 mai 2011 de magnitude 5.1 à Lorca, Espagne a causé la mort de 9 personnes ainsi que d'importants dégâts matériels dans la ville. Le pompage dans la nappe phréatique sous la ville a fait diminuer le niveau de la nappe de 250 m en 50 ans et a ainsi amené une faille proche à la rupture (Gonzalez et al., 2012).

1.4.2.1 Diminution de pression et subsidence

Lors du pompage de fluide lié à l'exploitation de champs gaziers et pétroliers, la diminution de pression de fluide liée au pompage joue un rôle dans la réactivation de failles sismogènes à travers des variations de contrainte poroélastiques (van Eijs et al., 2006 ; Zbinden et al., 2017 ; Zoback & Zinke, 2002). Par exemple, le pompage peut induire une réduction des contraintes verticales par compaction du réservoir et modifier la stabilité des failles situées dans ou à proximité du réservoir (van Wees et al., 2014). Ce mécanisme permet d'expliquer majoritairement la sismicité observée dans le champ gazier de Groningen, Pays-Bas (Gee et al., 2016), de magnitude maximale M_L 3.6 (van Wees et al., 2014). Les séismes ne représentent qu'une faible proportion de la déformation associée à la compaction de ce réservoir, la majorité de la déformation étant prise en compte par la subsidence du sol ou compensée par la recharge en fluide. En effet, une subsidence de 20 à 30 cm est observée dans cette exploitation néerlandaise (van Thienen-Visser & Breunese, 2015 ; Fig. 1.17). La compaction d'un réservoir pétrolier peut également induire la rotation des contraintes principales, et ainsi une augmentation de la contrainte cisailante dans la zone de faille orientée préférentiellement (Zbinden et al., 2017).

Lors de la forte subsidence d'un réservoir, l'injection ou l'extraction de fluides peut être nécessaire afin de compenser la perturbation de contraintes et de pression dans le milieu et ainsi éviter ou au moins limiter la déformation du milieu.

1.4.3. Perturbations de contrainte associées aux injections de fluide

Des interactions avec le glissement sismique (Sumy et al., 2014) ou asismique (Guglielmi et al., 2015a) ou encore entre événements sismiques (Catalli et al., 2016 ; Schoenball & Ellsworth, 2017) peuvent engendrer des perturbations de contrainte suffisamment fort pour déclencher de la sismicité.

1.4.3.1 Transfert de contraintes statique

Le transfert de contraintes statique lié au glissement sur une faille ou à la déformation du réservoir est un mécanisme important pour le déclenchement des événements sismiques sur d'autres failles (Aochi et al., 2014 ; Guglielmi et al., 2015a ; Schoenball et al., 2018). Ce transfert de contrainte peut aussi permettre à la rupture sismique de dépasser la zone pressurisée (Guglielmi et al., 2015a ; Bhattacharya & Viesca, 2019).

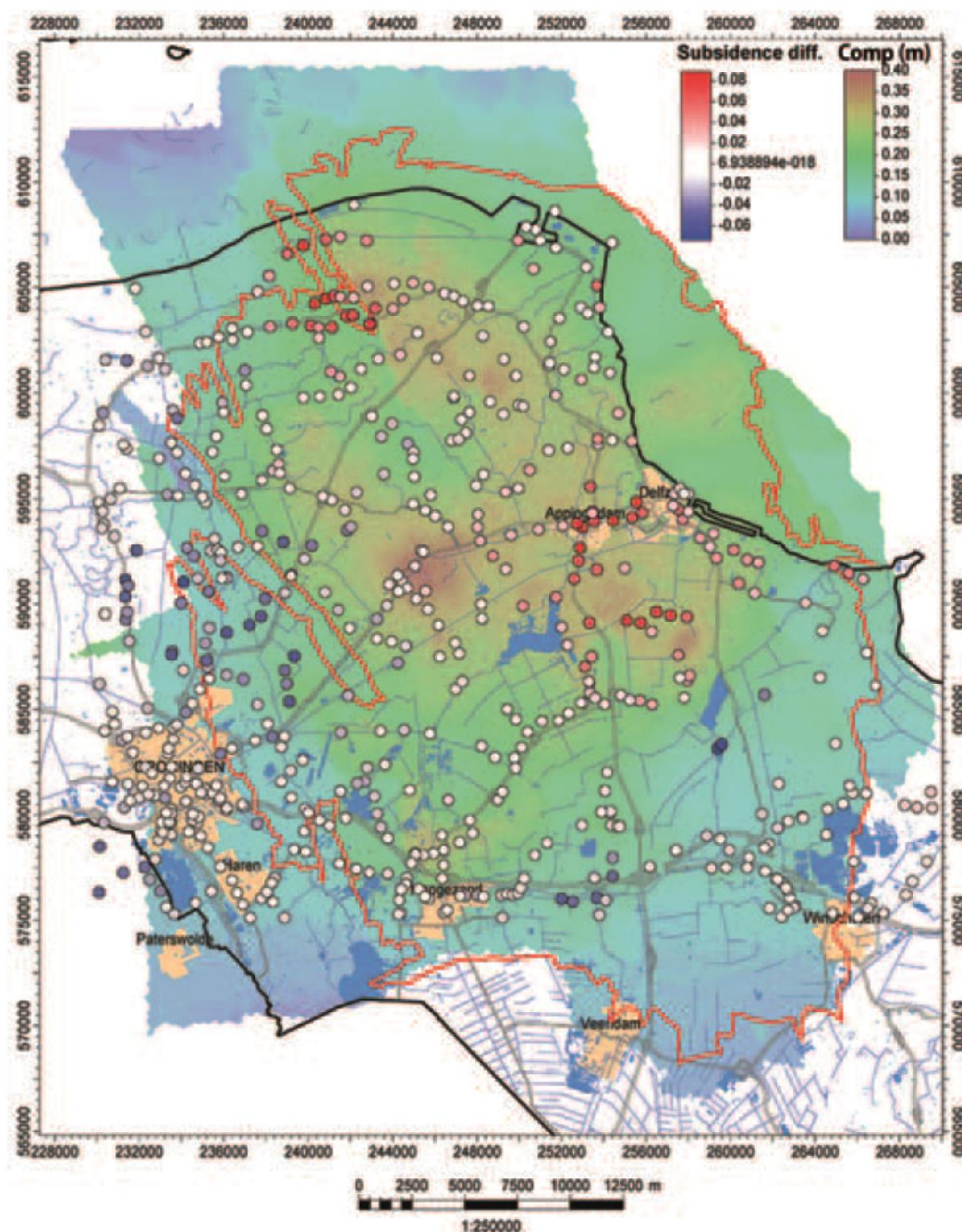


Figure 1.17. Subsidence du champ gazier de Groningen en janvier 2012, d'après van Thienen-Visser & Breunese (2015).

1.4.3.2 Séismes déclenchés par des séismes : perturbation dynamique de contrainte

Des événements sismiques de forte magnitude peuvent engendrer des perturbations de contrainte à plusieurs milliers de kilomètres. En effet, selon van der Elst et al. (2013), le séisme de M_w 4.1 localisé près de Prague, Oklahoma, USA a été déclenché notamment par les perturbations de contraintes engendrées par le séisme du 27 février 2010 de M_w 8.8 à Maule, Chili, celui-ci ayant eu lieu 16 heures auparavant : il s'agit de « remote triggering ».

1.4.3.3 Interactions entre séismes et glissement asismique

Les glissements lents et asismiques observées sur des failles sismogènes sont connus pour induire des séismes (Ozawa et al., 2007 ; Delahaye et al., 2009 ; Vidale et al., 2011 ; Vallée et al., 2013 ; Ruiz et al., 2014 ; Poli et al., 2017 ; Fasola et al., 2019). Par exemple, un lien entre glissement asismique et essaim sismique a été mis en évidence par Lohman & McGuire (2007) dans la Salton Trough, Californie. De plus, lors de l'exploitation du champ géothermique de Salton Sea, Californie, un essaim sismique a été observé en 2012, comprenant deux événements de magnitude supérieure à 5. Des déplacements verticaux en surface ont été mesurés par InSAR durant la période de migration de l'essaim, à une vitesse 10 fois plus élevée qu'avant l'injection (Wei et al., 2015). L'inversion de ces données a mis en évidence un fort glissement asismique sur une faille normale proche (Wei et al., 2015 ; Fig. 1.7). La corrélation en temps entre sismicité et subsidence à proximité du champ géothermique montre que la déformation asismique a été déclenchée par la présence de fluides. De plus, toute la sismicité est dans une zone de variations de contraintes de Coulomb positives (Wei et al., 2015). Ainsi, cette étude a montré que les variations de contrainte liées au glissement asismique dans la zone pressurisée ont déclenché la sismicité sur des failles plus profondes sous le site d'exploitation géothermique. Ce modèle de sismicité induite à partir de glissement asismique a également été observé lors des expériences in-situ à l'échelle métrique menées au LSBB à Rustrel, en France (Guglielmi et al., 2015a ; Duboeuf et al., 2017 ; Cappa et al., 2019), dans lesquelles la région pressurisée autour du puits d'injection est asismique, et la sismicité est localisée à distance en dehors de la zone pressurisée.

Cappa et al., (2019) ont montré que l'évolution de la friction et de la taille de nucléation sismique sur la faille lors de l'injection explique ce comportement de chargement asismique depuis la zone pressurisée vers des aspérités bloquées prêtes à rompre sismiquement (Fig. 1.14).

1.4.3.4 Diffusion de pression de fluide et variations de contrainte associée au glissement asismique : deux mécanismes en alternance.

Nous avons vu précédemment que la pression de fluide et le glissement asismique peuvent être deux moteurs du déclenchement de la sismicité. Ces deux mécanismes peuvent interagir simultanément ou bien de manière asynchrone. Récemment, lors de l'étude de la migration spatiotemporelle de l'essaim sismique d'octobre 2015 dans le golfe de Corinthe, Grèce, De Barros et al. (2020) ont mis en évidence une vitesse de migration moyenne de l'essaim de 5 m/h, compatible avec une sismicité guidée par la migration de la pression de fluide. Une

analyse approfondie des 4 premiers jours de l'essai montre aussi une succession de périodes sismiques courtes, mais intenses, avec des vitesses de migration bien plus élevées (110 à 420 m/h), qui s'expliquent avec une sismicité guidée par du glissement asismique plus rapide que la migration des fluides (De Barros et al., 2020). Cette étude propose qu'une alternance entre la diffusion de pression de fluides et les variations de contrainte associées au glissement asismique peut expliquer cette distribution de la sismicité (Fig. 1.18). Une alternance entre ces deux processus est également observée dans d'autres séquences sismiques (Ruhl et al., 2016 ; Yoshida & Hasegawa, 2018 ; Hatch et al., 2020).

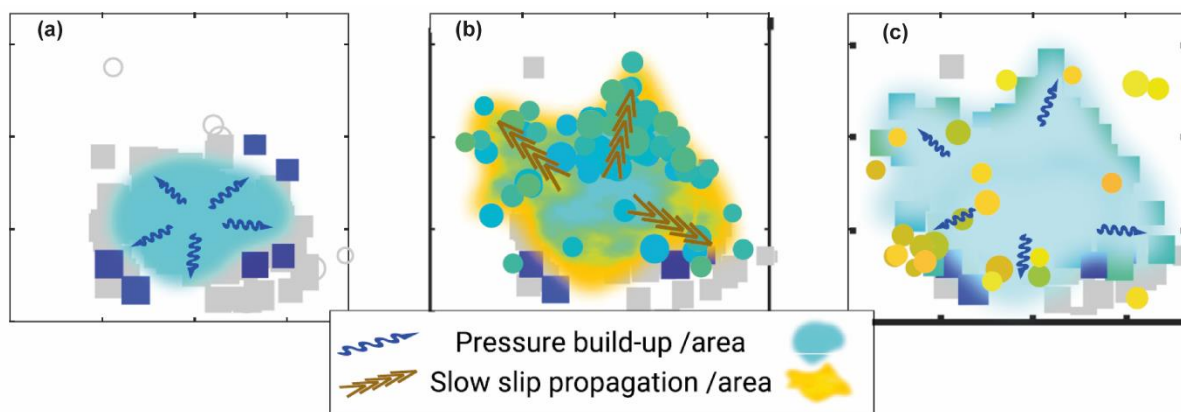


Figure 1.18. Schéma interprétatif des processus à l'origine de la crise sismique d'octobre 2015 dans le golfe de Corinthe, d'après De Barros et al. (2020). La couleur bleu claire indique la zone d'expansion de la pression de fluide, la couleur jaune la zone de propagation du glissement lent. Les auteurs proposent une alternance entre diffusion de fluides et variations de contrainte liées au glissement lent asismique comme mécanisme à l'origine de la sismicité.

1.5. Modélisations de la sismicité induite par les fluides

1.5.1. Modèles de diffusion des fluides

Lors de l'étude de la migration spatio-temporelle de la sismicité, un modèle de diffusion de la pression est fréquemment considéré afin de confirmer ou d'infirmer l'influence de la pression de fluide sur cette migration.

Le modèle de diffusion le plus classique considère une relation entre la distance r entre la position des séismes et le point d'injection et le temps t d'apparition des séismes. Ce modèle purement hydraulique dans un milieu poreux isotrope et homogène est défini par la relation suivante :

$$r \propto \sqrt{Dt} \quad (1.2)$$

où D [m^2/s] le coefficient de diffusion. Cette relation correspond à la diffusion de la pression de fluide dans un milieu 2D à diffusivité hydraulique constante. Elle est fréquemment observée dans le cas d'une sismicité guidée par les fluides, que ce soit pour des essaims sismiques naturels (par exemple Daniel et al., 2011 ; Duverger et al. 2015 ; Hainzl & Ogata, 2005 ; Fig. 1.19-a) ou de la sismicité anthropogénique (par exemple Shapiro et al., 1997 ;

Shapiro & Dinske, 2009 ; Fig. 1.19-b). Dans un milieu 3D, la relation prend la forme suivante :

$$r \propto (Dt)^{1/3} \quad (1.3)$$

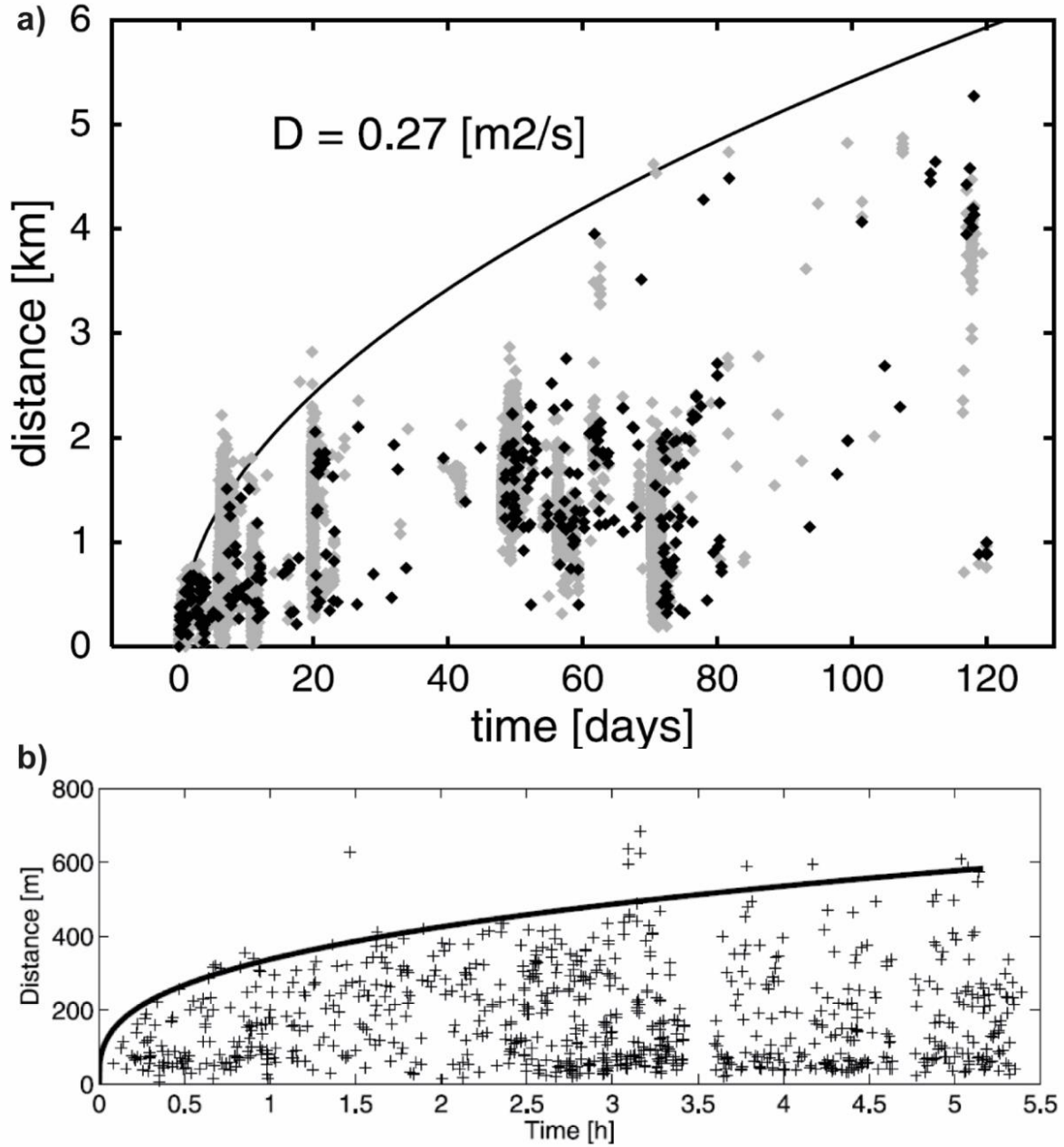


Figure 1.19. Distribution spatiotemporelle (a) de l'essaim sismique ayant eu lieu en 2000 dans le Vogtland, Bohême occidentale (d'après Hainzl & Ogata, 2005), et (b) d'événements microsismiques détectés lors de l'exploitation du réservoir gazier de Barnett Shale (d'après Shapiro & Dinske, 2009). a) Les points clairs correspondent aux événements clusterisés et les points noirs correspondent à la sismicité de fond. Les lignes noires dans les 2 sous-figures représentent des profils de diffusion de la forme $r \propto (Dt)^\alpha$ où r est la distance, t le temps et D le coefficient de diffusivité (en m^2/s). $\alpha = 1/2$ dans la figure (a) et $1/3$ dans la figure (b).

De plus, l'estimation de la pression de fluide à l'aide d'un modèle à diffusivité constante permet de déterminer en première approximation les variations de pression nécessaires pour déclencher la sismicité. C'est, par exemple, le cas pour le réservoir géothermique de Bâle (Goertz-Allmann et al., 2011). Cette étude a ainsi montré que lors du déclenchement des événements sismiques les plus tardifs et les plus éloignés de l'injection, la pression de fluide est inférieure à 1 MPa, bien plus faible que lors du déclenchement des premiers événements à proximité de l'injection. Les auteurs expliquent ce scénario par l'existence de processus diffusifs non-linéaires non pris en compte dans la modélisation à diffusivité constante de la pression de fluide. Ainsi, l'effet de la variation hydromécanique des propriétés hydrauliques du milieu avec la déformation mécanique influence la distribution de la pression de fluide.

Shapiro & Dinske (2009) ont ainsi modifié l'équation 1.2 de manière à prendre en compte certaines interactions non-linéaires entre le fluide et la matrice rocheuse fréquemment observées lors de l'injection de fluide en profondeur, telles que les variations de la perméabilité avec la pression, ou encore la création et l'ouverture de fractures. Grâce à l'intégration de ces processus non-linéaires dans le processus de diffusion des fluides, ce formalisme permet d'expliquer la sismicité observée à Barnett Shale, Texas, en prenant en compte une forte augmentation de la perméabilité au cours de l'injection.

Hummel & Muller (2009) ont quant à eux considéré une diffusivité dépendant de la pression de pore dans le milieu, tout en prenant en compte les modifications de Shapiro & Dinske (2009). Ainsi, ils montrent ainsi que la sismicité à Fenton Hill a d'abord été guidée par la pression de fluide avant de suivre l'extension du front de fracturation du milieu. De plus, l'essaim sismique ayant eu lieu dans la vallée de l'Ubaye, France, en 2003-2004, suit une courbe de diffusion faiblement non-linéaire (Daniel et al., 2011). Cette non-linéarité peut être expliquée par une diffusivité dépendant de la pression, celle-ci variant avec le temps au cours de la séquence sismique.

Ce genre de modèles est très efficace pour montrer comment la sismicité peut être liée à l'écoulement de fluide dans le milieu. Cependant, il ne peut pas expliquer les observations indépendantes de la seule diffusion de fluide, comme les séquences d'événements regroupés en clusters (Schoenball & Ellsworth, 2017) ou la distribution en magnitude de la sismicité. Ainsi, les mécanismes de perturbation de contraintes évoqués précédemment sont un autre moteur actif de la sismicité lors des manipulations de fluide en profondeur.

1.5.2. Couplage hydro-mécanique dans les failles

L'injection de fluide dans une faille va modifier les propriétés hydrauliques et mécaniques de la faille, ce qui peut causer l'augmentation de la pression de fluide et des perturbations de contraintes dans la faille. L'ouverture hydraulique de la faille va alors augmenter lors de la pressurization et ainsi engendrer une variation de la perméabilité qui va accélérer l'écoulement du fluide et le transfert de pression. Simultanément, l'augmentation de la pression va diminuer la contrainte effective s'exerçant sur la faille et ainsi abaisser la résistance de celle-ci. Lorsque le critère de rupture de Mohr-Coulomb (équation 1.1) est atteint, la faille va alors subir une déformation amenant à un déplacement du tout ou d'une partie de la faille. Ainsi, il existe une interaction entre les effets mécaniques et les effets hydrauliques sur une faille (Rutqvist & Stephansson, 2003 ; Figure 1.20).

Le couplage hydromécanique est ainsi un élément essentiel de la compréhension du glissement observé sur une faille lors d'une injection de fluide naturelle ou anthropique. Par

exemple, les changements de contrainte poroélastiques liés aux variations de pression de fluide dans le milieu peuvent agir dans le déclenchement de la sismicité lors d'une injection de fluide, comme mentionné dans la section 1.4.2. De plus, des variations de perméabilité peuvent avoir lieu lors du glissement de la faille : il s'agit du phénomène de dilatance, observé en laboratoire (par exemple, Zhao & Cai, 2010 ; Arzua et al., 2014 ; Scuderi & Collettini, 2016) comme in-situ (par exemple Olsson & Barton, 2001 ; Walton et al., 2014 ; Guglielmi et al., 2015a). De plus, la rugosité de la faille a également un effet sur la perméabilité de la faille lors du glissement (Fang et al., 2019). Des variations de perméabilité de la roche ont également lieu au cours du processus de fracturation hydraulique, lors de l'ouverture des fractures (Shapiro et al., 2006).

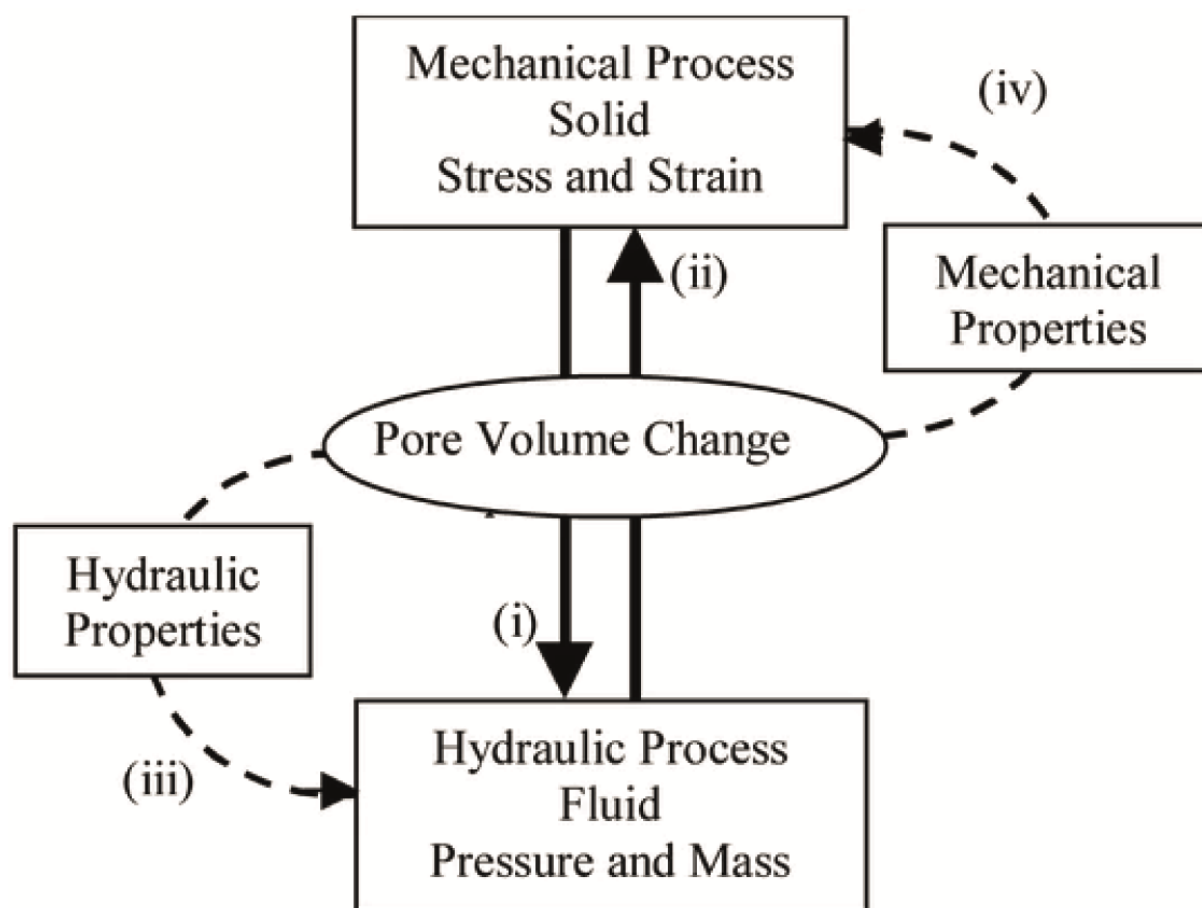


Figure 1.20. Couplages hydromécaniques au sein d'un milieu géologique, d'après Rutqvist and Stephansson (2003). Les flèches (i) et (ii) représentent les couplages directs à travers une variation du volume des pores et les flèches (iii) et (iv) les couplages indirects à travers des changements de propriétés hydrauliques et/ou mécaniques du milieu.

Le couplage entre la pression de fluide, le débit et les déplacements sur la faille permettent une estimation des variations de propriétés hydrauliques de la faille (Guglielmi et al., 2015b). Ainsi, la conductivité hydraulique de la faille a une forte influence sur l'initiation de la rupture asismique avant l'apparition de la sismicité. De plus, la taille et la distribution spatio-temporelle du champ de pression dépendent de la perméabilité de la faille, qui va influencer la taille de l'aire pressurisée et les variations de contrainte à l'origine du glissement sismique ou asismique (Cappa et al., 2018 ; Kroll et al., 2017). En effet, Cappa et al., 2018 a montré que les variations de perméabilité sur une faille glissant asismiquement amplifient le

développement de la perturbation de contrainte cisailante sur des distances importantes lorsque la variation de perméabilité est prononcée (par exemple, $k/k_0 = 60$). La rupture dépasse alors la zone pressurisée. Ainsi, considérer le couplage hydromécanique est essentiel pour modéliser au mieux les processus impliqués dans la rupture, qu'elle soit sismique ou asismique, de la faille.

1.5.3. Lois de friction et conditions de stabilité des failles

1.5.3.1 Lois de friction sur les failles

Afin de modéliser de manière simple et rapide l'activation d'une faille, un modèle de rupture statique peut être adopté. Deux lois de friction sont alors considérées : la première est la loi de friction constante, pour laquelle la friction reste constante lorsque le critère de rupture est atteint (Fig. 1.21-a). La loi statique/dynamique voit quant à elle la friction chute instantanément d'une valeur statique à une valeur dynamique lors de la rupture (Fig. 1.21-b). Ces lois de friction permettent de modéliser facilement des séquences d'événements sur une faille ou dans un réseau de failles complexe (par exemple Rundle & Kanamori, 1987 ; Gischig et al., 2014 ; Rinaldi & Nespole, 2017 ; Ucar et al., 2017) et de pouvoir estimer le moment sismique libéré.

Cependant, considérer une loi de friction complexe, dépendant du glissement et/ou de la vitesse de glissement, est essentiel pour pouvoir modéliser toutes les étapes du cycle sismique, depuis le glissement intersismique stable jusqu'à la rupture sismique dynamique (par exemple, Brantut & Viesca, 2015 ; Shimamoto & Noda, 2014 ; Kroll et al., 2017). En effet, adopter un modèle de rupture statique ne permet pas de savoir si le glissement est sismique ou asismique lorsque le critère de rupture est atteint. Ainsi, pour que la rupture se propage un mécanisme d'affaiblissement de la friction est nécessaire avec le glissement ou la vitesse de glissement est nécessaire.

Deux lois de friction sont généralement considérées dans les modèles de rupture dynamique. La première est la loi « slip-weakening », définie initialement dans Palmer & Rice (1973), Ida (1972) et Andrews (1976), d'après les travaux expérimentaux de Rabinowicz (1951, 1958, 1965) définit la chute du coefficient de friction en fonction du glissement sur la faille :

$$\begin{aligned}\mu &= \mu_s \text{ quand } u_s = 0 \\ \mu &= \mu_s - \frac{\mu_s - \mu_d}{D_c} u_s \text{ quand } 0 < u_s \leq D_c \\ \mu &= \mu_d \text{ quand } u_s > D_c\end{aligned}\tag{1.4}$$

où μ_s est le coefficient de friction statique, μ_d le coefficient de friction dynamique, D_c la distance de glissement caractéristique selon laquelle l'affaiblissement se produit et u_s le glissement sur la faille.

Lors d'un événement sismique, le coefficient de friction va chuter d'une valeur statique à une valeur dynamique, linéairement, sur une distance de glissement caractéristique D_c (Fig. 1.21-c). Elle est couramment utilisée dans les modélisations de rupture sismique en permettant de représenter un riche panel de comportements dynamiques (par exemple Cocco & Bizzarri, 2002 ; Abercrombie & Rice, 2005 ; Dunham, 2007 ; Ma et al., 2008 ; Bhattacharya & Viesca, 2019). Il existe également une version de cette loi de friction dans laquelle la décroissance de la friction est non-linéaire en loi puissance (par exemple Chambon et al., 2006 ; Abercrombie

and Rice, 2005 ; Rice & Cocco, 2007 ; Wibberley & Shimamoto, 2005 ; Rice, 2006 ; Rice et al., 2005) :

$$\begin{aligned}\mu &= \mu_s \text{ quand } u_s = 0 \\ \mu &= \mu_s + \alpha u_s^{-\beta} \text{ quand } 0 < u_s\end{aligned}\tag{1.5}$$

où μ_s est le coefficient de friction statique, α et β des constantes.

Cependant, cette loi prend rarement en compte le processus de cicatrisation frictionnelle permettant au coefficient de friction de revenir à sa valeur statique et ainsi de réaliser un nouveau cycle sismique. Cet aspect est présent toutefois dans certaines versions de la loi : par exemple, l'étude de Olsen-Kettle et al. (2008) permet au coefficient de friction de reprendre sa valeur statique dès lors qu'il n'y a plus de glissement sur la zone considérée sur la faille.

Brantut & Viesca (2015) considèrent quant à eux un renforcement frictionnel au début du glissement, avant la chute de friction, basé sur les observations de laboratoire (par exemple, Dieterich, 1979 ; Ohnaka et al., 1997 ; Marone, 1998) et correspondant à l'effet direct de l'augmentation de la vitesse de glissement lors de la rupture sur la friction. Cela permet à un glissement lent et asismique d'avoir lieu sur une large zone avant la nucléation d'une rupture dynamique.

Cependant, le coefficient de friction n'est pas dépendant que du glissement mais aussi de la vitesse de glissement. En effet, des expériences en laboratoire ont montré que la friction dynamique est affectée par un changement de vitesse de glissement (par exemple Scholz & Engelder, 1976 ; Dieterich, 1978 ; Kilgore et al., 1993 ; Schaff et al., 1998 ; Marone, 1998). Lorsque cette vitesse est augmentée ou réduite, sa friction statique va respectivement être diminuée ou augmentée (par exemple Dieterich, 1972, 1974 ; Beeler et al., 1994 ; Marone, 1998) De plus, la friction est également dépendante de l'histoire du glissement sur la faille (par exemple Dieterich, 1979) et du vieillissement de l'état géométrique des aspérités.

Afin de considérer à la fois une dépendance en vitesse de glissement de la friction et de prendre en compte l'histoire du glissement sur la faille, Dieterich (1979) a défini une loi de friction appelée « rate-and-state » qui a la forme suivante :

$$\mu = \mu_0 + a \ln \frac{v}{v_0} + b \ln \frac{v_0 \theta}{D_c}\tag{1.6}$$

avec μ_0 le coefficient de friction statique, v_0 la vitesse de glissement de référence, D_c la distance de glissement caractéristique, θ une variable d'état, a et b des constantes. La friction va augmenter instantanément puis diminuer non-linéairement avec le glissement (Figure 1.24-d), et va approcher une valeur proche de la valeur initiale après cicatrisation frictionnelle de la faille, permettant ainsi de pouvoir débiter un nouveau cycle sismique (Marone, 1998).

La valeur des paramètres a et b détermine si la valeur du coefficient de friction va être supérieure à la valeur initiale $a-b < 0$, qui définit un régime dit « rate-strengthening », induisant une rupture stable et asismique – ou inférieure à la valeur initiale $a-b > 0$, régime en « rate-weakening », potentiellement instable et sismique (Fig. 1.21-d) (Marone, 1998).

Le paramètre a représente l'amplitude de l'effet direct, c'est-à-dire l'augmentation de la résistance de la faille à l'état stationnaire avec la vitesse de glissement (Rubin & Ampuero, 2005). a agit sur le taux de sismicité (Llenos & McGuire, 2011 ; Cueto-Felgueroso et al., 2017). D'après Ampuero & Rubin (2008), le terme $a \ln \frac{v}{v_0}$ reflète un processus d'Arrhénius thermiquement activé. Le paramètre b représente quant à lui l'amplitude de l'effet

d'évolution, qui reflète l'augmentation de la résistance de la faille avec l'aire totale des contacts entre aspérités de la faille, c'est-à-dire avec la variable d'état (Rubin & Ampuero, 2005).

La distance caractéristique de glissement D_c va, quant à elle, correspondre à la distance de glissement nécessaire pour renouveler les contacts entre les aspérités (Dieterich, 1979, 2013 ; Dieterich & Kilgore, 1996). C'est un des facteurs clés pour déterminer la taille de la zone de rupture, et la magnitude de la rupture sismique associée au glissement sismique (Dieterich, 2013 ; Lorenzetti & Tullis, 1989 ; Shibazaki & Matsu'ura, 1992 ; Marone & Kilgore, 1993 ; Rice & Ben-Zion, 1996). La valeur de D_c affecte également la longueur de nucléation sismique. Lapusta & Rice (2003) considèrent que les zones de nucléation ont une taille proche de $10^5 D_c$. De plus, D_c peut agir sur le mode sismique ou asismique de la rupture ainsi que le nombre d'événements détectés (Cueto-Felgueroso et al., 2017).

La variable d'état θ représente l'âge moyen de contact de la faille (Dieterich & Kilgore, 1996). C'est une inconnue dans l'équation de friction « rate-and-state ». Ainsi, il existe plusieurs lois pour exprimer la variable d'état à coupler à l'équation 1.6 afin d'obtenir la relation constitutive « rate-and-state » complète. Dieterich (1979) propose une relation appelée « aging law » :

$$\frac{d\theta}{dt} = 1 - \frac{v\theta}{D_c} \quad (1.7)$$

La dépendance en temps de la friction est ici forte, même avec une vitesse de glissement nulle, la variable d'état et le coefficient de friction évoluent avec le temps (Tullis et al., 1993 ; Beeler et al., 1994 ; Perrin et al., 1995). Ainsi, la « aging law » permet d'étudier les processus dépendant du glissement et/ou du temps. De plus, Beeler et al. ont réalisé en 1994 un test en laboratoire « slide-hold-slide » – dans lequel sont alternées des périodes de glissement et des périodes de repos de l'échantillon. Grâce à ces expériences, ils ont montré que ces données suivent la loi « aging law ». En effet, la friction évolue même pendant un contact stationnaire, sans glissement. Des simulations numériques de cette expérience (Marone, 1998) confirment ces résultats. Il s'avère également que la loi de vieillissement est une loi d'état adéquate pour étudier au mieux la phase intersismique (Ampuero & Rubin, 2008). Selon Marone (1998), la « aging law » permet de mieux modéliser les données d'afterslip que la « slip law ». De plus, la « aging law » permet de reproduire une distribution fréquence-magnitude de Gutenberg-Richter (Rice, 1993) mais aussi la propagation de la rupture avec des pulses de glissement (Heaton, 1990 ; Perrin et al., 1995 ; Beeler & Tullis, 1996).

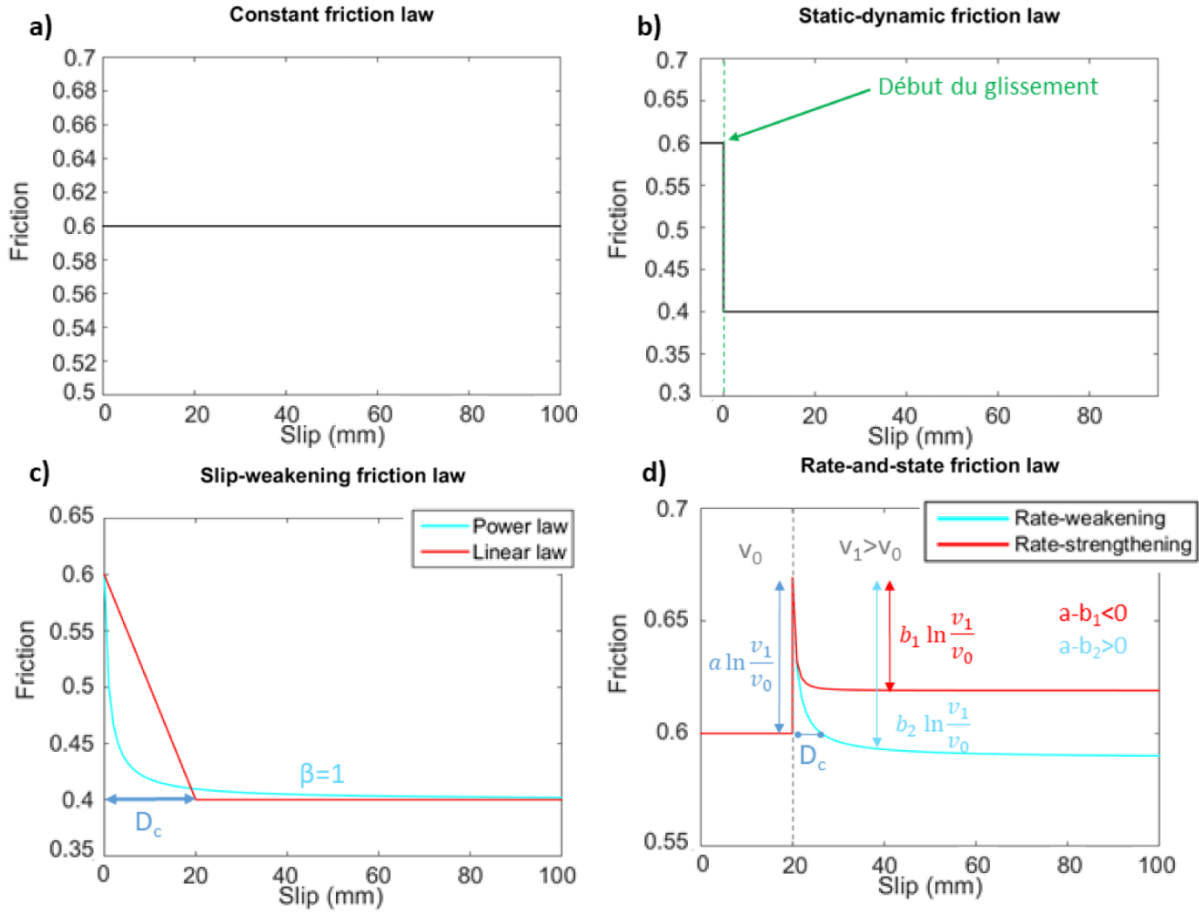


Figure 1.21. Principales lois de friction : (a) friction constante, (b) friction chutant instantanément d'une valeur statique à une valeur dynamique, (c) la loi « slip-weakening » où la friction diminue d'une valeur statique à une valeur dynamique sur une distance critique, et (d) la loi « rate-and-state » où la friction varie avec la vitesse de glissement.

La seconde loi d'état généralement considérée est la loi de Ruina (1983), appelée aussi « slip law » :

$$\frac{d\theta}{dt} = -\frac{v\theta}{D_c} \ln \frac{v\theta}{D_c} \quad (1.8)$$

Pour cette loi d'état, la dépendance en vitesse et en glissement du coefficient de friction est très importante. Le coefficient de friction ne peut varier que si la faille glisse. Elle permet d'étudier les processus dépendant du glissement et/ou de la vitesse de glissement. Cette loi permet de mieux modéliser les grandes variations de vitesse de glissement (Bayart et al., 2006), et parfois la phase de nucléation sismique (Ampuero & Rubin, 2008). Les premières expériences effectuées en laboratoire ont été en faveur de la loi de Ruina (Ruina, 1983 ; Tullis & Weeks, 1986 ; Marone et al., 1990). Les données expérimentales sont en effet mieux reproduites par la « slip law » que par la « aging law » (Blanpied et al., 1998 ; Bhattacharya et al., 2015).

Ces lois d'état peuvent être modifiées pour prendre en compte les variations de contrainte normale effective avec la pression de fluide (Linker & Dieterich, 1992 ; Wang & Scholz, 1994).

Lorsque $\frac{v\theta}{D_c} \ll 1$, la friction a un comportement en rate-strengthening. La « aging law » est alors préférée à la « slip law » (Beeler et al., 1994). Lorsque $\frac{v\theta}{D_c} \gg 1$, c'est l'inverse : la friction statique a un comportement en rate-weakening.

Lorsque la variable d'état est constante ($\frac{d\theta}{dt} = 0$), la faille peut être considérée comme dans un état stationnaire. Dans ce cas, $\theta v = D_c$, et la loi devient alors :

$$\mu = \mu_0 + (a - b) \ln \frac{v}{v_0} \quad (1.9)$$

1.5.3.2 Condition de stabilité de la rupture

1.5.3.2.1 Raideur critique de la faille

La stabilité du glissement sur une faille est habituellement évaluée à travers un critère combinant la théorie de la dislocation élastique et les lois de friction (par exemple Ruina, 1983 ; Ikari et al., 2013). Ce critère, dérivé d'un équilibre des forces, compare la raideur du milieu élastique entourant la faille k à une valeur rhéologique critique de la faille k_{crit} (Scholz, 1998). Pour une faille obéissant à une loi de friction « rate-and-state », le rapport de raideur est le suivant (Dieterich 1979, 2013 ; Ruina, 1983 ; Rice & Ruina, 1983 ; Gu et al., 1984).

$$k < k_{crit} = - \frac{v \frac{d\tau}{dv}}{D_c} \quad (1.10)$$

Dans un formalisme rate-and-state, Rubin & Ampuero (2005) donnent l'expression de k_{crit} suivante :

$$k_{crit} = \frac{\sigma'_n(b - a)(1 - \frac{D_c}{v\theta})}{D_c} \quad (1.11)$$

où σ'_n est la contrainte cisailante effective, v la vitesse de glissement, θ la variable d'état, D_c la distance caractéristique de glissement, a et b des constantes.

k_{crit} est unique si $\frac{v\theta}{D_c}$ est maintenu constant à proximité de l'instabilité (Rubin & Ampuero, 2005). En faisant l'estimation : $1 - \frac{D_c}{v\theta} \sim \frac{\pi}{2} \frac{b-a}{b}$, l'équation 1.11 peut s'exprimer sous la forme :

$$k_{crit} = \frac{\sigma'_n \pi (b - a)^2}{2bD_c} \quad (1.12)$$

De plus, en considérant que la faille est éloignée de l'état stationnaire, c'est-à-dire que $\frac{v\theta}{D_c} \gg 1$, l'équation 1.11 se simplifie en la forme suivante (Scuderi & Collettini, 2016 ; Ruina, 1983) :

$$k_{crit} = \frac{\sigma'_n(b - a)}{D_c} \quad (1.13)$$

Le glissement sur une faille ne peut être instable que dans un cas de faille en rate-weakening ou velocity-neutral (Scholz, 1998). En effet, $b-a$ doit être supérieur à 0 pour qu'il y ait instabilité. De plus, la présence de fluides va diminuer k_{crit} , ce qui va favoriser le glissement stable et asismique plutôt que la rupture sismique (Scuderi & Collettini, 2016).

Dans le cas d'une faille gouvernée par une loi de friction « slip-weakening », la raideur critique est donnée par l'expression suivante (par exemple, Ampuero et al., 2002) :

$$k_{crit} = \frac{\overline{\sigma_N} \Delta\mu}{D_c} \quad (1.14)$$

où $\Delta\mu = \mu_s - \mu_d$ est la chute de friction.

1.5.3.2.2 Longueur de nucléation sismique

La nucléation est le passage d'un régime de rupture statique à un régime dynamique. Il s'agit de l'initiation de la rupture par un glissement lent concentré sur une faible région d'une faille qui accélère et s'élargit jusqu'à atteindre une taille critique à partir de laquelle la rupture sismique va se propager sur la faille (par exemple, Ohnaka, 1992 ; Ellsworth & Beroza, 1995, 1998 ; Beroza & Ellsworth, 1996 ; Scholz, 1998 ; Marone, 1998). C'est un processus observé depuis les ruptures à grande échelle (Faulkner et al., 2011 ; Socquet et al., 2017 ; Tape et al., 2018) jusqu'à des expériences de laboratoire à petite échelle (Dieterich, 1978 ; Ohnaka & Shen, 1999 ; Nielsen et al., 2010 ; Kaneko & Ampuero, 2011 ; McLaskey & Kilgore, 2013 ; Latour et al., 2013 ; Guérin-Marthe et al., 2019).

La stabilité de la faille est donnée par la longueur critique de nucléation h^* d'un événement qui est en lien direct avec la raideur critique évoquée précédemment. En effet, cette longueur critique contrôle le mode sismique ou asismique de la rupture sur une faille. La taille de la faille doit être bien supérieure à la longueur de nucléation des séismes de manière à ce que l'événement se propage (par exemple, Segall et al., 2010). Si la taille de la faille est juste supérieure à la longueur de nucléation, la rupture s'arrête aux bords de la faille (Kaneko et al., 2016) et la vitesse de propagation ne peut pas augmenter assez pour que la rupture soit totalement dynamique. Si la taille de la faille est inférieure à la longueur critique de nucléation, l'événement sismique ne peut pas être nucléé et la rupture sera asismique.

L'expression de la longueur critique de nucléation h^* sur une faille gouvernée par une loi de friction « rate-and-state » est donnée, d'après Rice (1993), par :

$$h^* = \frac{2}{\pi} \frac{GD_c}{\sigma'_n(b-a)} \quad (1.15)$$

où G est le module de cisaillement élastique du milieu.

D'après Dieterich (1992), lorsque la faille s'éloigne de l'état stationnaire, la longueur de nucléation est proportionnelle à $1/b$ plutôt qu'à $1/(b-a)$. Ainsi, Rubin & Ampuero (2005) donnent l'expression suivante de la longueur de nucléation pour $\frac{v\theta}{D_c} \gg 1$:

$$h^* \propto \frac{GD_c}{\sigma'_n b} \quad (1.16)$$

Avec un formalisme slip-weakening, l'expression de h^* est donnée par (Uenishi & Rice, 2003) :

$$h^* \sim 1.158 \frac{GD_c}{\sigma'_n} \quad (1.17)$$

1.5.4. Sources de séismes

Un séisme est la libération brutale de l'énergie élastique emmagasinée sur une faille. Une partie de cette énergie va être libérée sous forme d'ondes sismiques. La source sismique est souvent modélisée par un double couple de contraintes permettant la conservation des forces et des moments lors de la rupture : il s'agit de modèle de source double-couple.

Afin de représenter le système de forces équivalent à une source sismique, un tenseur de moment sismique est considéré, dont les 9 composantes correspondent aux 9 couples de forces exercées sur le système :

$$M_S = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix} \quad (1.18)$$

Ce tenseur de moment peut être décomposé en une partie isotrope M_{iso} et une partie déviatorique M_d :

$$M_{iso} = \frac{\text{trace}(M_S) \times \text{Id}(3)}{3} \quad (1.19)$$

$$M_d = M_S - M_{iso} \quad (1.20)$$

où $\text{Id}(3)$ est la matrice identité de taille (3,3). Les valeurs propres de M_d sont notées $M(1,1)$, $M(2,2)$ et $M(3,3)$, de la minimale à la maximale.

Dans le cas d'une source double-couple, le tenseur de moment ne comporte pas de partie isotrope, et comprend une composante nulle, une composante positive et une composante négative, de valeur opposée à la composante positive.

Il existe également des sources sismiques non-double couple. En effet, lorsque la partie déviatorique du tenseur de moment est nulle, le tenseur est isotrope et correspond au système de forces équivalent à une explosion ou une implosion. Un autre groupe de sources non-double couple est les CLVDs (Compensated Linear Vector Dipoles). Le tenseur de moment associé à ce type de source est déviatorique, avec une composante égale à -2 fois les deux autres. Les sources de type CLVD sont utilisées fréquemment pour décrire la source de la sismicité volcanique.

En pratique, les tenseurs de moment peuvent être décomposés en une composante isotrope, une composante CLVD et une composante double couple. Afin de déterminer le modèle de source de l'évènement sismique étudié, le pourcentage des différentes composantes peut être calculé. Pour ce qui est de la composante isotrope, elle est définie par (Vavryčuk, 2005) :

$$ISO = 100 \frac{\text{trace}(M_{iso})}{3} \frac{1}{M(3,3)} \quad (1.21)$$

Les pourcentages de composante double couple et de composante CLVD sont définis similairement (Vavryčuk, 2005) :

$$CLVD = -2M(1,1) \frac{100 - |ISO|}{|M(3,3)|} \quad (1.22)$$

$$DC = 100 - |ISO| - |CLVD| \quad (1.23)$$

Lorsque le pourcentage DC est proche de 100%, la rupture a lieu en glissement cisailant sans composante en ouverture. Lorsque le pourcentage ISO est de 67% et le pourcentage CLVD est de 33%, la rupture correspond à un mécanisme d'ouverture en mode 1 (Vavryčuk, 2005, 2013).

Une autre manière de déterminer les événements en double couple est de calculer l'angle α , défini comme la déviation du vecteur déplacement par rapport à la faille (par exemple Vavryčuk, 2011). En effet, plus cet angle est proche de zéro, plus le vecteur glissement u_s est parallèle au plan de faille et ainsi plus la composante en cisaillement de la rupture est importante (Fig. 1.22).

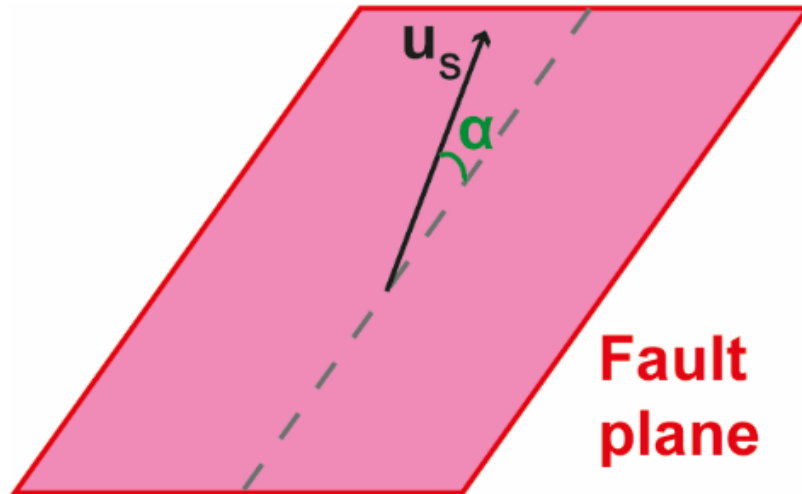


Figure 1.22. Définition de l'angle α par rapport au plan de faille et au vecteur glissement u_s .

Afin d'estimer l'énergie à la source d'un événement sismique, le moment sismique M_0 a été défini comme suit par Aki (1966) :

$$M_0 = GA_r \bar{D} \quad (1.24)$$

où G est le module de cisaillement du milieu, A_r l'aire de rupture de l'évènement sismique et $\bar{D}$ son déplacement co-sismique moyen sur la surface rompue. De manière à pouvoir comparer de manière simple la taille des événements, une échelle de magnitude basée sur le moment sismique a été définie par Kanamori (1977). Cette magnitude de moment M_w est donnée par l'équation 1.25 :

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 6.07 \quad (1.25)$$

Elle est appelée « magnitude » dans le reste du manuscrit.

Le déplacement $\bar{D}$ sur la faille et la longueur L de la rupture sont reliés à travers l'amplitude de la libération de contrainte lors de la rupture, appelée chute de contrainte $\Delta\tau$:

$$\Delta\tau = \frac{G\bar{D}}{L} \quad (1.26)$$

Le moment sismique M_0 étant proportionnel à $GA_r\bar{D}$, en approximant la surface de rupture A_r par L^2 , une loi d'échelle reliant le moment sismique, la longueur de la rupture et la chute de contrainte peut être considérée (Fig. 1.23) :

$$\Delta\tau \propto \frac{M_0}{A_r^{3/2}} \quad (1.27)$$

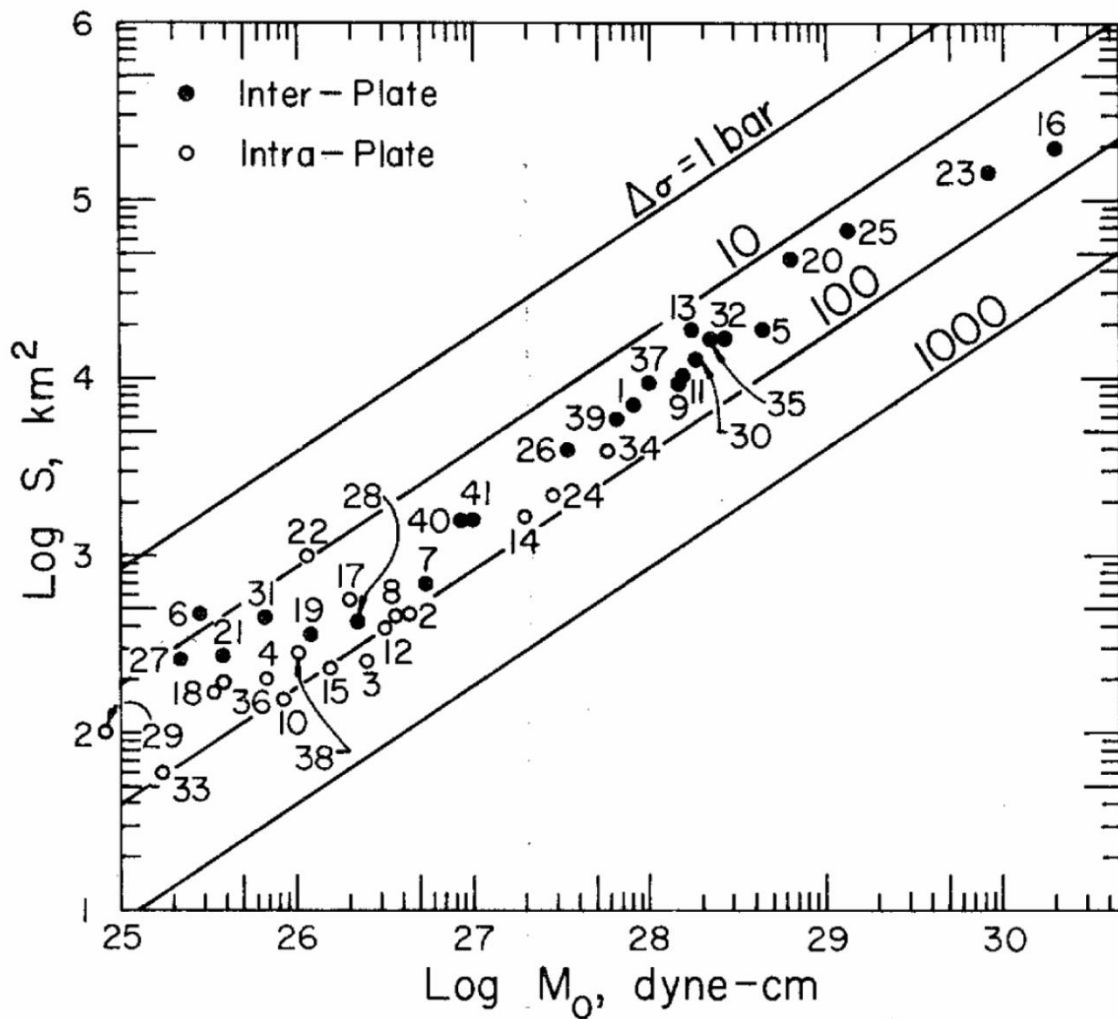


Figure 1.23. Surface de rupture de séismes inter-plaques et intra-plaques en fonction de leur moment sismique, d'après Kanamori & Anderson (1975). La majorité des événements présentés forment une relation linéaire entre surface rompue et moment libéré, correspondant une chute de contrainte estimée entre 10 et 100 bars.

Les lois statistiques sur les séismes sont également essentielles pour appréhender à la fois les processus de source et l'estimation du risque sismique. Le nombre de séismes ayant lieu

chaque année dans le monde au dessus d'une magnitude M est relié à cette magnitude M à travers l'équation suivante :

$$\log N_{M_w > M} = a - bM \quad (1.28)$$

où a et b sont des constantes. Il s'agit de la relation de Gutenberg-Richter (Gutenberg & Richter, 1942). Elle n'est valable que pour des magnitudes supérieures à une magnitude de complétude M_c , correspondant à la magnitude minimale à partir de laquelle les événements sismiques sont tous détectés, de manière fiable, dans le lieu considéré. b , nommée b -value, varie généralement autour de 1, entre 0.75 et 1.5 (Fig. 1.24). Cette b -value adopte parfois des valeurs supérieures à 1.5 dans des cas de sismicité induite par des fluides (par exemple Goertz-Allmann et al., 2014 ; Häring et al., 2008 ; Maxwell et al., 2009 ; Rutledge et al., 2004 ; Stork et al., 2015 ; Vermilyen and Zoback, 2011).

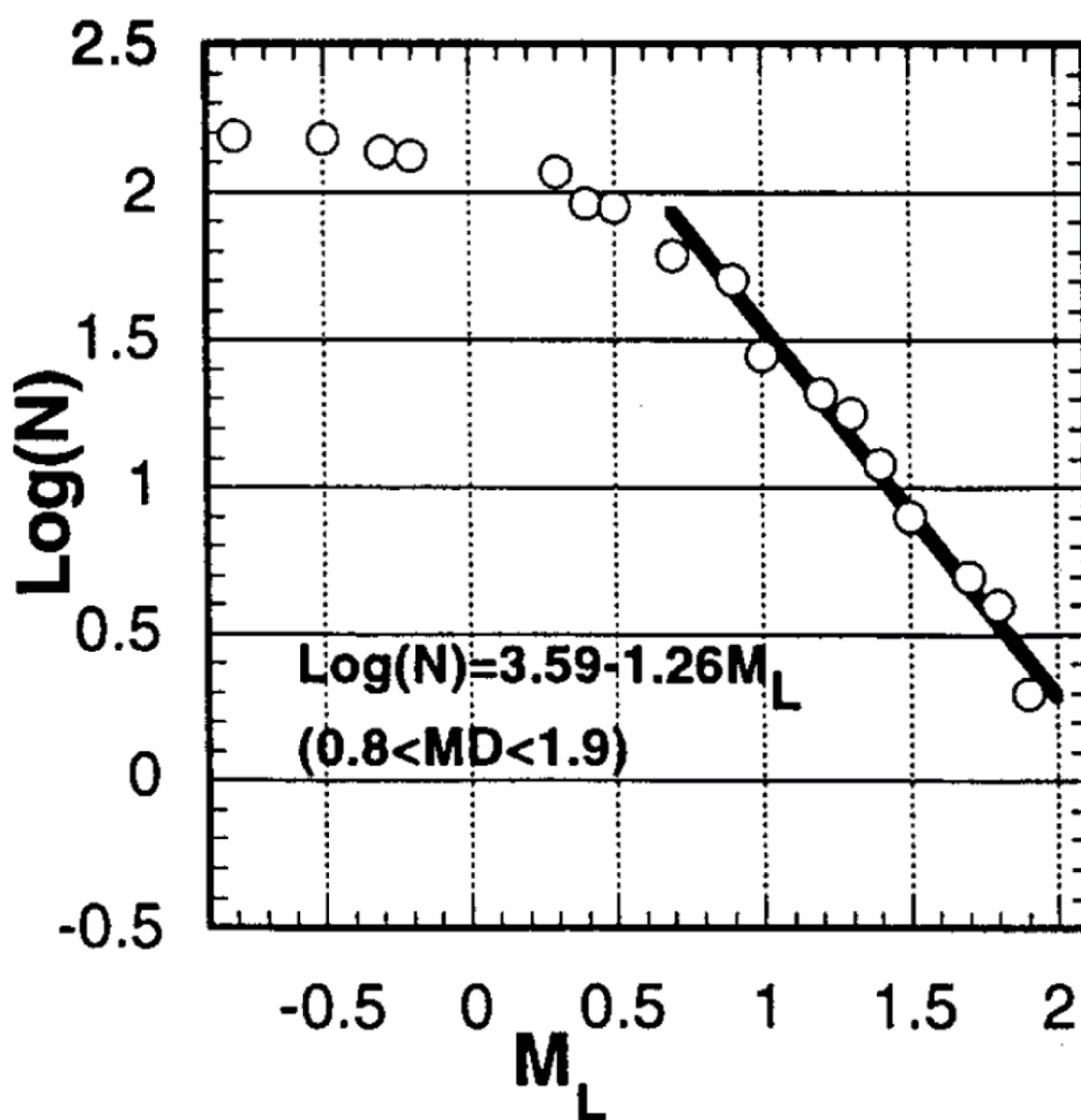


Figure 1.24. Diagramme fréquence-magnitude des événements enregistrés par le réseau de sismomètres de surface lors de l'expérience d'injection réalisée en 1993 à Soultz-sous-Forêts, d'après Cornet et al. (1997). La b -value est ici égale à 1.26.

L'étude du taux de sismicité, c'est-à-dire le nombre de séismes ayant lieu dans la région considérée par période de temps, est également importante dans l'estimation du risque sismique. En effet, les variations du taux de sismicité peuvent être reliées à la présence d'aftershocks (par exemple Göbel, 2015), ou encore de précurseurs d'un événement de forte magnitude (par exemple Marsan & Wyss, 2011). Elles renseignent sur des variations de contrainte locale.

Lors de la nucléation sismique, la vitesse de glissement sur la faille va accélérer jusqu'à dépasser un seuil à partir duquel le glissement devient dynamique (Cochard & Madariaga, 1994 ; Rubin & Ampuero, 2005). La rupture va ensuite se propager au-delà de la zone de nucléation, sous forme d'événement sismique. La vitesse de propagation de la rupture, appelée vitesse de rupture, est généralement proche de 0.8 à 0.9 fois la vitesse des ondes S (v_s) dans le milieu (par exemple Madariaga, 1976, 2015 ; Kanamori & Rivera, 2006).

L'aspect sismique ou non d'une rupture est déterminé à travers les valeurs de vitesse de glissement et de vitesse de rupture observées. En effet, si la vitesse de glissement d'une rupture n'atteint pas le seuil dynamique (par exemple Cochard & Madariaga, 1994 ; Rubin & Ampuero, 2005), ou si la vitesse de rupture est inférieure à 0.6 fois v_s (Madariaga, 1977), la rupture est considérée asismique. Ainsi, est considéré comme asismique dans le reste du manuscrit tout glissement lent.

1.6. Relations entre les paramètres d'injection, les propriétés hydromécaniques du milieu, et les propriétés des séismes

Au premier ordre, la magnitude et le nombre d'événements sismiques sont contraints par les volumes injectés (par exemple McGarr, 1976 ; Shapiro and Dinske, 2009). Cependant, l'état de contrainte initiale sur les failles, ainsi que les propriétés hydromécaniques et frictionnels des failles, sont connus pour influencer le déclenchement et la propagation de la sismicité durant les injections de fluides (par exemple Chang & Segall, 2016 ; Huang et al., 2017 ; Guglielmi et al., 2015a et b ; Albano et al., 2017 ; Segall et al., 2010). La sismicité induite est également affectée par le protocole d'injection utilisée (par exemple Almakari et al., 2019 ; Weingarten et al., 2015 ; Keranen et al., 2014). Dans cette section, nous présentons certains de ces éléments qui relient les paramètres d'injection, les propriétés des failles et des séismes.

1.6.1. Relations entre la magnitude des séismes et le volume de fluide injecté

McGarr fut le premier, en 1976, à proposer une relation entre le volume de fluide injecté ΔV et la somme des moments sismiques ΣM_0 induits par l'injection :

$$\Sigma M_0 = G \Delta V \quad (1.29)$$

où G est le module de cisaillement élastique du milieu.

McGarr (2014) a ensuite relié le moment sismique maximal relâché M_{max} au volume injecté ($M_{max} = G\Delta V$). Cette relation semble être également valable en première approche avec le volume de fluide extrait du sous-sol et le volume des lacs de barrage (Foulger et al., 2018 ; Fig. 1.25). McGarr & Barbour (2018) ont également pris en compte l'influence du moment asismique relâché à travers l'équation suivante :

$$\Sigma M_{0-sis} + \Sigma M_{0-asis} \leq 2G\Delta V \quad (1.30)$$

ΣM_{0-sis} et ΣM_{0-asis} sont respectivement le moment sismique et le moment asismique cumulés libérés lors de l'injection de fluide.

Sur la base des principes de la mécanique de la fracture, Galis et al. (2017) ont ensuite relié linéairement le moment sismique maximal d'une rupture induite arrêtée $M_0^{max-arr}$ et le volume de fluide injecté ΔV au sein d'un réservoir :

$$M_0^{max-arr} = \gamma \Delta V^{3/2} \quad (1.31)$$

γ est un coefficient fonction du module du milieu environnant, de la taille du réservoir, du coefficient de friction après rupture et de la chute de contrainte. Cette relation n'est valide que pour les ruptures induites s'arrêtant par elles-mêmes avant d'atteindre les limites du réservoir.

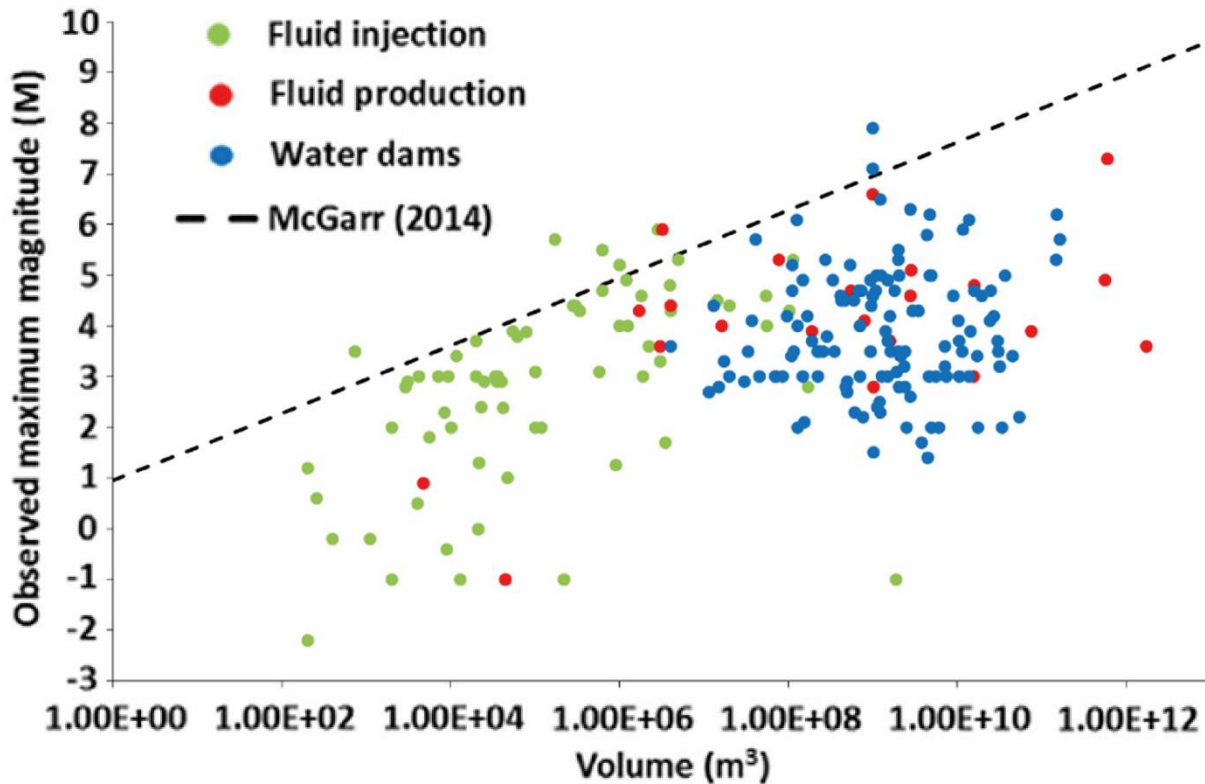


Figure 1.25. Moment maximal en fonction du volume injecté, produit ou endigué par un barrage, d'après Foulger et al. (2018). La sismicité liée à des cas d'injection, de production et des barrages est respectivement représentée par des points verts, rouges et bleus. La relation théorique proposée par McGarr (2014) (en traits pointillés) permet d'estimer la magnitude maximale attendue en fonction du volume injecté.

Bien que ces modèles expliquent relativement bien les observations sur plusieurs cas de sismicité induite à travers le monde, ces modèles n'expliquent pas certains cas où la magnitude estimée à partir des observations est supérieure à la limite théorique. C'est, par exemple, observé pour deux séries d'événements sismiques liés à l'exploitation de systèmes géothermiques : le séisme de M_w 5.5 à proximité de Pohang, Corée du Sud (Grigoli et al., 2018 ; Kim et al., 2018 ; Lee et al., 2019) et l'événement de M_w 3.3 ayant eu lieu lors du projet géothermique à St-Gallen, Suisse (Zbinden et al., 2020). Divers événements induits par l'exploitation de réservoirs de gaz de schiste par fracturation hydraulique dans le bassin sédimentaire du Canada de l'ouest (WCSB) montrent également une magnitude supérieure à l'estimation donnée par McGarr (2014) (Atkinson et al., 2016). De plus, le moment sismique cumulé observé lors de la stimulation du réservoir géothermique de Cooper Basin dépasse la prévision de McGarr & Barbour (2018) au cours de l'injection (Bentz et al., 2020 ; Caffagni et al., 2017).

De plus, il a été observé que les variations de perméabilité du milieu et la sismicité induite soient découplées, comme observé au niveau de l'EGS de Paralana en Australie. Dans ce cas, le volume occupé par la sismicité est supérieur au volume de la stimulation hydraulique (Riffault et al., 2018). C'est également le cas lorsque la taille de la rupture dépasse la zone pressurisée autour de l'injection, comme observé lors d'expériences in-situ (Eyre et al., 2019 ; De Barros et al., 2018 ; Cappa et al., 2019) ainsi que dans des modèles sismo-hydromécaniques (Guglielmi et al., 2015a ; Cappa et al., 2018, 2019 ; Bhattacharya and Viesca, 2019 ; Wynants-Morel et al., 2020).

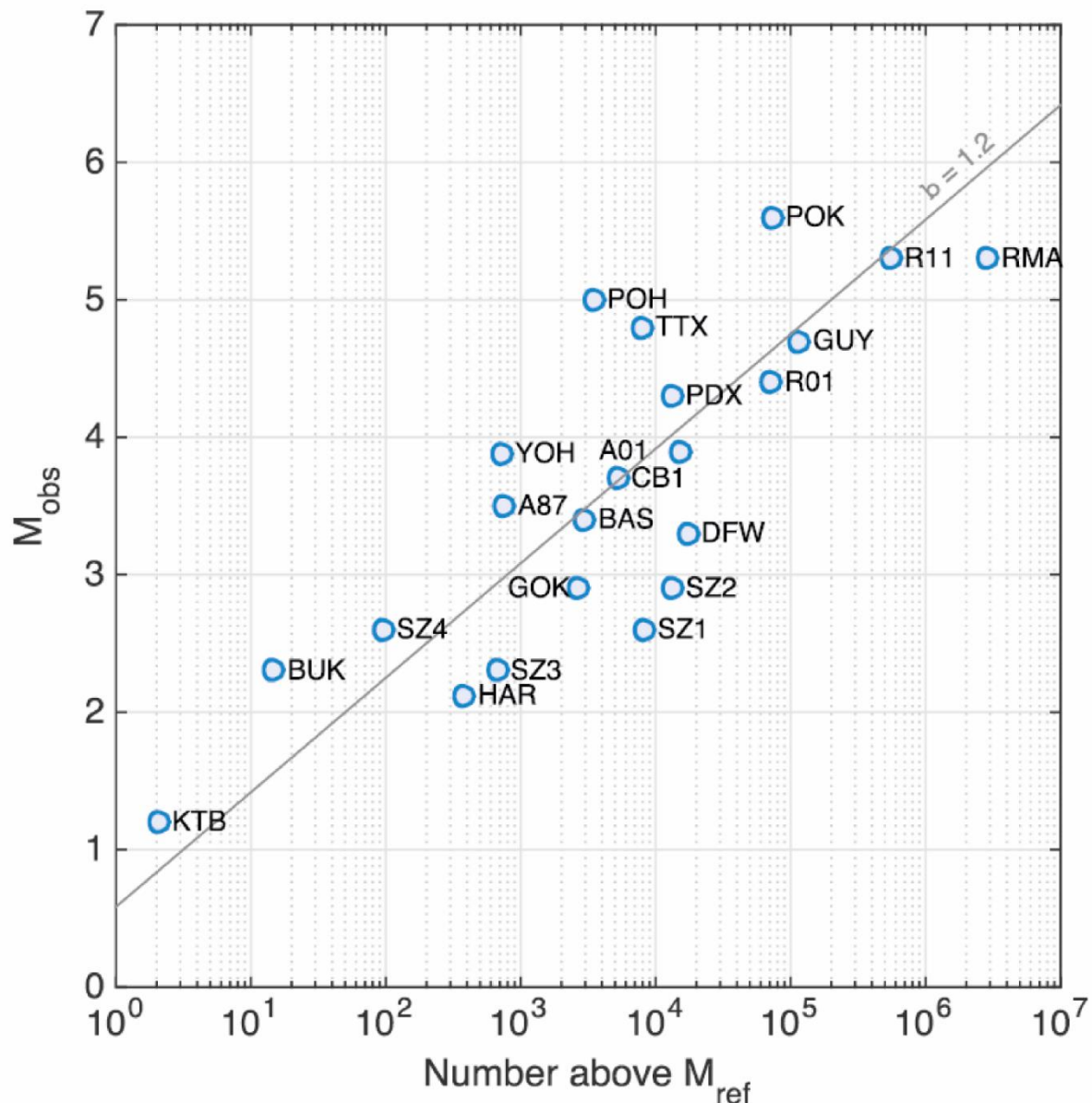


Figure 1.26. *Magnitude maximale observée en fonction du nombre d'événements au dessus d'une magnitude de référence fixée à 0 pour différents sites d'injection, d'après van der Elst et al. (2016). Les événements sont majoritairement alignés autour d'une droite correspondant à une b-value de 1.2.*

D'après van der Elst et al. (2016), la magnitude maximale attendue lors d'une injection dépend aussi de la b-value, et peut donc être estimée de manière statistique. De plus, en considérant une b-value fixée à 1.2, la magnitude maximale observée durant une injection de fluides peut être estimée à travers le nombre d'événements supérieur à une magnitude de référence, considérée égale à 0 par van der Elst et al. (2016) (Fig. 1.26). Cette relation permet de se passer des paramètres d'injection pour estimer la magnitude maximale potentiellement atteignable au cours de l'exploitation du réservoir considéré.

1.6.2. Autres paramètres importants : géologie, état mécanique et hydraulique initial

Les propriétés du milieu dans lequel sont réalisées les activités anthropiques potentiellement sismogènes ont un rôle dans la génération et la distribution des événements induits. En effet, la relation entre injection et sismicité est fonction notamment de l'hydrogéologie locale, la pression de pore initiale dans le milieu, le champ de contraintes local initial, l'orientation de la faille, la perméabilité et les propriétés frictionnelles (Chang & Segall, 2016 ; Fan et al., 2016).

1.6.2.1 Facteurs géologiques

L'héritage géologique de la zone dans laquelle se déroulent les activités anthropiques est d'une grande importance dans le déclenchement de la sismicité (par exemple Bao & Eaton, 2016 ; Candela et al., 2018 ; Schultz et al., 2018 ; Kolawole et al., 2019). Par exemple, les propriétés rhéologiques et structurales du socle en Oklahoma rendent les structures de cette couche plus susceptibles à la réactivation sismique qu'au sein du socle au Texas ou au Dakota du Sud (Kolawole et al., 2019). De plus, la distribution spatiale de la sismicité induite par les activités de fracturation hydraulique dans la région centrale de l'Alberta, Canada, est influencée par la structure géologique de cette zone (Ghofrani & Atkinson, 2016 ; Schultz et al., 2016, 2018). Le réseau de fractures pré-existantes dans cette région fait augmenter le volume de roche affecté par l'injection de fluide et ainsi la probabilité de déclencher des événements induits. Estimer la connectivité du réseau de fractures pré-existant est alors essentielle pour appréhender les risques sismiques associés à une injection de fluide (Schultz et al., 2018 ; Igonin et al., 2019).

1.6.2.2 Influence du champ de contrainte local

L'orientation des failles situées à proximité des lieux d'injection ou d'extraction de fluide par rapport au champ de contraintes local est également d'une importance majeure dans le déclenchement de sismicité induite (par exemple Lei et al., 2013 ; Bao & Eaton, 2016 ; Chang & Segall, 2016 ; Fan et al., 2016). Par exemple, à proximité de l'exploitation gazière de Lacq, France, 70% des séismes ont eu lieu dans des failles optimalement orientées au dessus du réservoir de gaz de schiste (Bardainne et al., 2008). Les failles mal orientées ont glissé asismiquement. De plus, lors des injections conduites entre 2003 et 2012 au Cooper Basin, Australie (par exemple Baisch et al., 2006, 2009, 2015 ; Asanuma et al., 2005 ; Kaieda et al., 2010), plus de 20 000 événements sismiques ont été détectés. Même si toutes les stimulations ont été réalisées dans la formation granitique, elles induisent des réponses sismiques différentes suivant la nature des failles et fractures à proximité (Baisch et al., 2015). Ainsi, une injection de fluide à forte pression à proximité d'une faille verticale, mal orientée par rapport au champ de contraintes conduira à moins d'événements sismiques, de plus faible magnitude, qu'une injection à plus faible pression mais localisée à proximité d'une faille sub-horizontale, plus facilement activée au vu du champ de contraintes régional.

De plus, les failles à proximité d'activités anthropiques sont parfois proches de la rupture au sein du champ de contraintes local. Ainsi, de faibles variations de pression, inférieures à 1 MPa, peuvent induire des événements sismiques (par exemple Liu et al., 2011 ; Goertz-Allmann et al., 2011). Keranen et al. (2014) ont montré à travers des modélisations hydrogéologiques qu'il suffit d'une variation de pression de fluide de l'ordre de 0.07 MPa pour déclencher des événements sismiques en Oklahoma, USA. De plus, lors d'une

expérience d'injection in-situ au KTB en Allemagne ayant eu lieu en décembre 1994, les événements ont été déclenchés après une variation de pression inférieure à 1 MPa, soit moins d'1% de la pression hydrostatique à la profondeur de déclenchement de la sismicité (Zoback & Harjes, 1997 ; Shapiro et al., 2006). Une faible variation de pression à l'origine de la sismicité a également été observée lors des autres expériences d'injection réalisées au KTB (Shapiro, 2015).

Ainsi, le champ de contraintes initial sur les failles et ainsi leur criticalité à la rupture est un paramètre mécanique essentiel pour estimer le potentiel sismique d'une région soumise à des activités d'injection ou d'extraction de fluide.

1.6.2.3 Influence des propriétés hydromécaniques et frictionnelles du milieu

Quand les fluides se propagent à travers une zone de faille, l'évolution des propriétés hydromécaniques joue un rôle important dans les processus d'instabilité de la faille (Parotidis et al., 2005 ; Cappa et al., 2007 ; Guglielmi et al., 2008 ; Cappa, 2009 ; Jeanne et al., 2018). En effet, les variations de perméabilité dans le milieu affectent la déformation sismique et asismique (Cappa et al., 2018 ; Rinaldi & Nespoli, 2017 ; section 1.5.3). En Oklahoma, la dépendance temporelle de la sismicité induite dépend de la perméabilité mais aussi du gradient de pression dans les failles (e. g. Juanes et al., 2016 ; Albano et al., 2017). Selon McClure (2015), la présence de fluide refluant de fractures fortement pressurisées vers des fractures moins pressurisées entraîne une augmentation de la sismicité induite. La répartition spatiale de la sismicité est aussi dépendante de la distribution de la porosité : une porosité diffuse permettra une plus forte pression de pore qu'une porosité concentrée (Shah & Keller, 2017).

Les fluides peuvent influencer la résistance de la faille et les comportements de glissement à travers des changements du coefficient de friction, comme observé sur le terrain et dans des tests de laboratoire (Ikari et al., 2007 ; Okazaki et al., 2013 ; Kawai et al., 2015 ; Sawai et al., 2016 ; Scuderi & Collettini, 2016). En effet, selon Scholz (1998), l'augmentation de la pression de fluide entraîne une augmentation du coefficient de friction avec la vitesse de glissement (appelé régime en rate-strengthening). De nombreuses gouges de faille montrent un tel comportement frictionnel dans les conditions de pression et de température caractéristiques de la sismicité induite (Blanpied et al., 1998 ; Ikari et al., 2011 ; Samuelson & Spiers, 2012 ; Scuderi et al., 2013 ; Kohli & Zoback, 2013). Scuderi et Collettini (2016) ont cependant montré que l'augmentation de la pression favorise une diminution du coefficient de friction avec la vitesse de glissement (appelé régime en rate-weakening), même si cette diminution reste quasi-nulle dans des conditions de pression presque lithostatiques.

De plus, des changements simultanés de diffusivité hydraulique et de friction durant l'injection de fluide peuvent influencer les modes de glissement d'une faille lors de sa réactivation (Guglielmi et al., 2015b ; Scuderi & Collettini, 2016 ; Scuderi et al., 2017). En effet, la distance caractéristique de glissement des failles diminue lorsque la contrainte effective diminue également (Dieterich & Kilgore, 1994), favorisant ainsi un glissement sismique (comme montré à travers les équations 1.11 à 1.13). Ainsi, une forte pression de fluide par rapport à la contrainte effective favorise une déformation sismique (Scuderi & Collettini, 2016). Ceci contredit cependant Scholz (1998), selon qui le glissement devient stable lorsque la pression de fluide approche sa valeur lithostatique. Il y a ainsi nécessité de prendre en compte l'effet des variations de pression dans les modèles de nucléation sismique

de manière à prédire au mieux les risques sismiques associés à l'injection de fluide (Scuderi et al., 2017).

Ainsi, considérer à la fois des lois de friction complexes et un couplage hydromécanique semble nécessaire pour la modélisation de glissement sismique et asismique sur une faille.

1.7. Motivations et objectifs de ce travail, et structure du manuscrit de thèse

Les parties précédentes montrent l'influence des fluides dans le déclenchement du glissement sismique et asismique sur la faille lors d'une injection naturelle ou anthropique. Cependant, les mécanismes reliant les pressions de fluide, le glissement asismique sur les failles et la sismicité restent à préciser. Ceci nous amène à la principale question de cette thèse :

Quelle est la contribution des fluides dans le glissement sismique et asismique des failles ?

Je me suis particulièrement intéressé aux deux aspects suivants :

- (1) l'effet des propriétés hydromécaniques et frictionnelles d'une faille sur la distribution spatio-temporelle de la sismicité induite par une injection de fluide ;
- (2) l'estimation du moment sismique libéré à partir du volume de fluide injecté et la validité des lois de McGarr & Barbour (2018) et de Galis et al. (2017).

Afin de mieux comprendre ces deux aspects, j'utilise une approche basée sur la modélisation hydromécanique de la rupture d'une faille soumise à une injection de fluide avec le code de calcul aux éléments discrets 3DEC (Itasca Consulting Group, 2016). J'appuie mes modèles sur des observations acquises sur des failles sismogènes ou durant des expériences in-situ. Le modèle développé considère le couplage hydromécanique complet et l'affaiblissement frictionnel lors de la rupture qui peut être sismique ou asismique. La sismicité est modélisée avec une approche de rupture discrète en mode quasi-dynamique. Les paramètres de la source sismique (localisation des événements, durée de la rupture, chute de contrainte, moment sismique, etc.) sont estimés et comparés aux paramètres d'injection et aux déformations de la faille. Ainsi, la modélisation développée dans cette thèse couvre aussi bien la réponse hydromécanique et sismique des failles. Le fonctionnement du logiciel et les développements numériques réalisés dans cette thèse sont détaillées dans la partie 2 de ce manuscrit. Avec cet outil numérique, j'ai modélisé des injections de fluide dans une faille gouvernée par une loi de frottement de type « slip-weakening » afin d'étudier le rôle de la diffusion des fluides et des perturbations de contrainte engendrées par le glissement asismique dans la distribution spatio-temporelle de la sismicité, tout particulièrement lorsque l'état de contrainte de la faille pré-injection est proche de la rupture (chapitre 3). Ces résultats ont été publiés dans la revue scientifique JGR - Solid Earth en 2020 (Wynants-Morel et al., 2020). Le texte et les figures sont présentées conformément à la version publiée de ce travail. Ensuite, je présente l'étude de l'influence de différents paramètres hydromécaniques et frictionnels de faille lors de simulations d'injection pour montrer l'importance de l'état de contrainte de la faille avant l'injection et de la chute de friction dans le moment sismique relâché au cours de l'injection (chapitre 4). Dans le chapitre 5, je compare ensuite les résultats obtenus à travers l'ensemble

des modélisations numériques que j'ai réalisées avec des données réelles acquises lors d'opérations d'injection de fluides à différentes échelles, décimétrique à kilométrique, présentées dans la littérature. Dans un dernier chapitre, je présente les principales conclusions de mes travaux de thèse et des perspectives scientifiques pour contribuer à mieux comprendre le comportement de la sismicité induite.

Chapitre 2 : Approche numérique de la modélisation hydromécanique des fluides et de la déformation dans une faille

Les modélisations hydromécaniques présentées dans ce manuscrit ont été réalisées avec le code de calcul 3D aux éléments distincts 3DEC (3-Dimensional Element Code, Itasca Consulting, 2016). Ce code permet de modéliser les couplages hydromécaniques dans les failles et les fractures, soit sur un plan unique ou soit organisées en réseau. Dans cette thèse, le code a été étendu à des lois de friction utilisées en mécanique de la rupture sismique, telles que la loi « slip-weakening » (décrite dans la section 1.5.4) qui est ensuite employée dans les simulations réalisées dans ce travail. De plus, j'ai implémenté une approche de calcul des paramètres de source sismique qui n'existait pas auparavant dans le code. Ainsi, pour chaque séisme calculé, la localisation de l'événement, la chute de contrainte, le moment sismique sont estimés, ce qui permet de comparer les résultats des simulations avec des observations de sismicité induite par les fluides.

Ce chapitre présente le cadre général de la méthode utilisée dans les simulations sismo-hydromécaniques réalisées dans cette thèse pour étudier les effets d'une injection de fluide sur la stabilité d'une faille perméable. Le principe d'une modélisation aux éléments distincts est d'abord détaillé, tout comme la structure et les éléments du modèle. La procédure de modélisation d'une injection de fluide dans une faille et la génération de sismicité est expliquée, depuis la résolution de l'équation du mouvement jusqu'au calcul des propriétés de source sismique pour la partie mécanique, et la résolution de l'équation d'écoulement et du couplage hydromécanique pour la partie hydraulique. La résolution spatiale et temporelle du modèle est ensuite détaillée. Finalement, l'interprétation et l'analyse des résultats à travers les différents paramètres mesurés au cours de la simulation sont aussi présentées.

2.1. Modélisation aux éléments distincts

Le logiciel 3DEC permet de simuler la réponse mécanique et hydraulique d'un milieu 3D discontinu soumis à un chargement statique ou dynamique (i.e., ondes sismiques), en utilisant la méthode des éléments distincts, appelée également méthode des éléments discrets (Cundall, 1971, 1974 ; Cundall & Strack, 1979). Cette méthode numérique permet de simuler l'interaction mécanique entre des éléments discontinus appelés « blocs », montrant un comportement linéaire ou non-linéaire et séparés par des discontinuités pouvant s'intersecter entre elles. Elle est utilisée dans de nombreux problèmes de mécanique des roches depuis une quarantaine d'années. Toutes les formes d'élément et de géométrie peuvent être représentées. Lors d'une stimulation, les blocs rocheux peuvent se déplacer latéralement et pivoter sur eux-mêmes. Ces déplacements peuvent être larges, voire aboutir au détachement complet d'un bloc du reste du modèle. Il est possible de suivre l'évolution du système étudié même après détachement local.

Cette méthode permet la reconnaissance automatique de nouvelles interactions (ou contacts) entre les blocs au cours de la simulation. Pour ce faire, la méthode considère une structure de données et un schéma d'allocation de mémoire qui peut supporter des centaines voire des milliers d'éléments. Toute entité physique définie durant une simulation est représentée par un « élément de données », alloué dynamiquement dans le tableau principal, et lié aux données par un pointeur. De plus, l'utilisation d'une mémoire importante pour le stockage des données, associé à un schéma de calcul explicite, permet de réduire le temps de calcul des simulations.

Les contacts entre les différents éléments au niveau des discontinuités sont déformables. De plus, les équations du mouvement de Newton sont résolues à travers une solution dynamique mais aussi explicite en temps, ce qui permet de traiter facilement la question de la stabilité des masses discontinues considérées. Ainsi, toutes les données (comme le déplacement ou les contraintes appliquées sur la faille, par exemple) sont accessibles à n'importe quel stade de la simulation.

2.2. Méthodes

2.2.1. Détection, discrétisation et représentation des contacts dans une discontinuité (joints, fractures, failles)

La méthode des éléments distincts permet de modéliser en trois dimensions les interactions d'un système discontinu, à travers une technique rapide et robuste permettant de détecter les contacts entre des éléments 3D. Ainsi, il est possible de détecter le contact entre éléments voisins de n'importe quelle forme et de représenter les caractéristiques géométriques et physiques du contact.

La recherche de blocs voisins est effectuée à travers une cartographie en cellules (ou « cell mapping ») du modèle. Celui-ci est ainsi discrétisé en cellules de même taille. Si les enveloppes de deux blocs partagent une même cellule (Fig. 2.1), ces blocs sont considérés comme voisins. Si la distance minimale entre ces deux blocs est inférieure à une constante de tolérance, un contact entre les blocs est créé. Des forces entre les deux blocs sont alors appliquées. Ces forces de contact et les déplacements à l'équilibre sont calculés à travers le mouvement des éléments individuels. Un chevauchement des blocs est autorisé s'il est inférieur à la constante de tolérance.

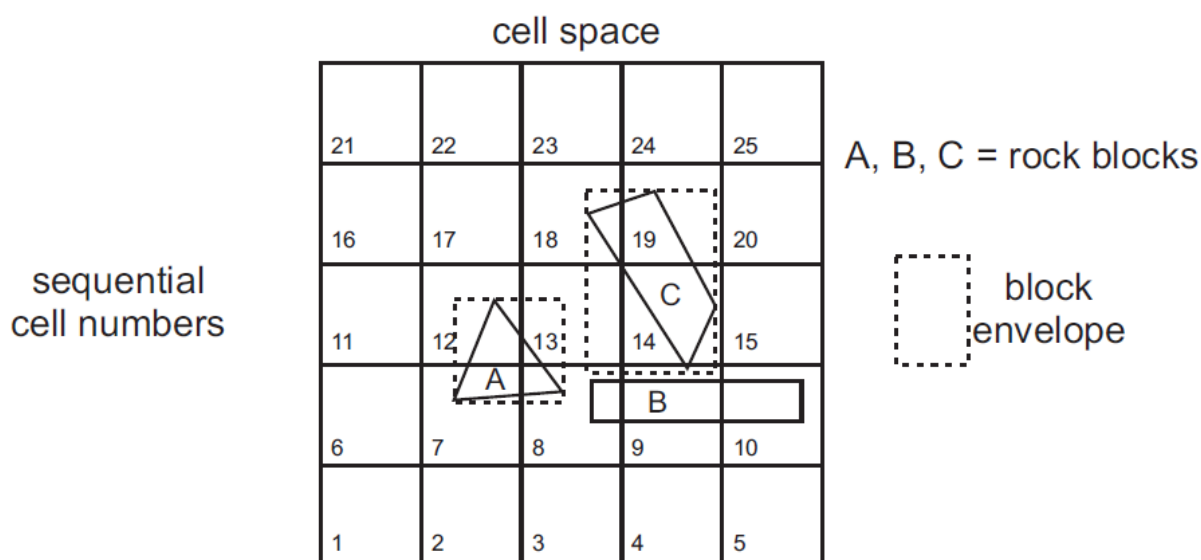


Figure 2.1. Exemple de cartographie en cellules de différents blocs (Itasca Consulting, 2016).

Lorsque deux blocs sont voisins, un plan entre ces deux blocs est défini afin de pouvoir étudier les mouvements des différents blocs du modèle entre eux. Ce plan est appelé « plan commun ». C'est un plan bissecteur représentant le plan de glissement lorsque les blocs sont en contact (Fig. 2.2).

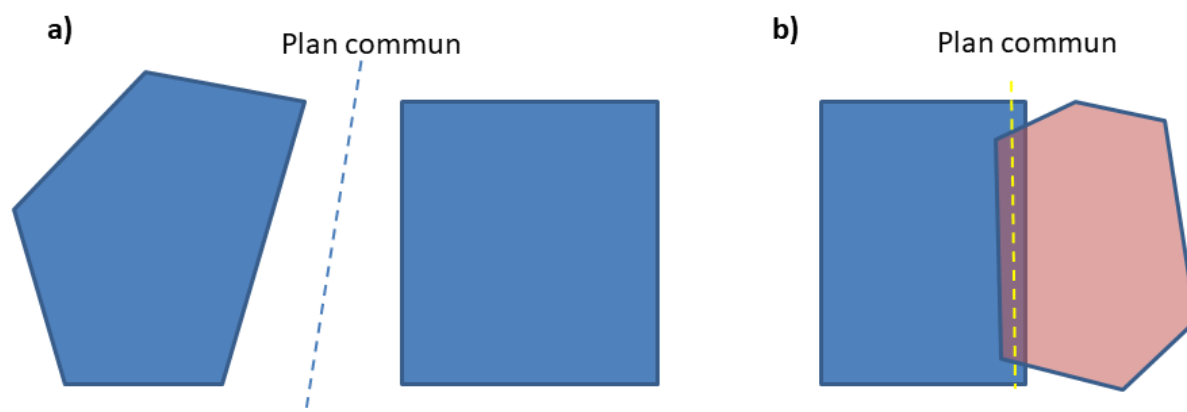


Figure 2.2. Exemples de plans communs entre deux blocs (a) qui sont distants l'un de l'autre ou (b) qui se superposent (d'après Itasca Consulting, 2016).

Les blocs peuvent être définis comme déformables ou non-déformables. Les blocs déformables sont discrétisés en tétraèdres dont les sommets, appelés « points de grille », peuvent subir un déplacement (Fig. 2.3-a). Les blocs non-déformables sont rigides, non-décrétisés, et peuvent seulement effectuer un mouvement de translation et de rotation (Fig. 2.3-b). Lorsque deux blocs non-déformables sont en contact, les faces situées de part et d'autre du plan commun sont discrétisées en zones par une maille triangulaire ; les sommets des zones sont appelés « subcontacts ». Lors d'un contact impliquant des blocs déformables, les faces en contact sont déjà discrétisées : les zones correspondent alors aux mailles triangulaires sur les faces considérées et les subcontacts à leurs sommets.

Lors du contact entre les faces de deux blocs, l'espace entre les faces considérées est appelé « joint ». Ce joint peut représenter une faille ou une fracture, typiquement une discontinuité

géologique plane de faible épaisseur et sans ruguosité. A l'emplacement d'un joint, le maillage est doublé : des subcontacts se font face de chaque côté du joint (Fig. 2.4). Chaque liaison entre deux subcontacts situés de part et d'autre du joint est représentée mécaniquement par un couple de ressorts, l'un normal et l'autre cisailant aux épontes (Fig. 2.4). Cette représentation des failles permet de faire varier, si besoin est, leur épaisseur, c'est-à-dire l'espace entre deux subcontacts situés sur des faces opposées, et donc de prendre en compte un couplage hydromécanique bilatéral. Les propriétés hydromécaniques et frictionnelles des failles sont ainsi définies au niveau des subcontacts.

L'emplacement des failles peut être défini de deux manières :

- *de manière déterministe*. Le modélisateur rentre alors manuellement la position d'un point de chaque faille ainsi que leur orientation (pendage, direction) dans le milieu. Les failles sont ici considérées comme des plans terminant exactement dans le plan d'une autre faille ou aux limites du modèle. Cette méthode est utilisée lorsqu'un petit nombre de failles (<100) sont considérées dans le modèle (Fig. 2.3-c).

- *de manière stochastique*. Les failles sont modélisées par des disques en 3D. Leur taille et leur distribution dans le milieu sont définies chacune à travers une distribution statistique de probabilités. Cette méthode permet de considérer plusieurs centaines voire milliers de failles au sein du modèle, comme au sein de « Discrete Fracture Networks » (DFN) (Fig. 2.3-d).

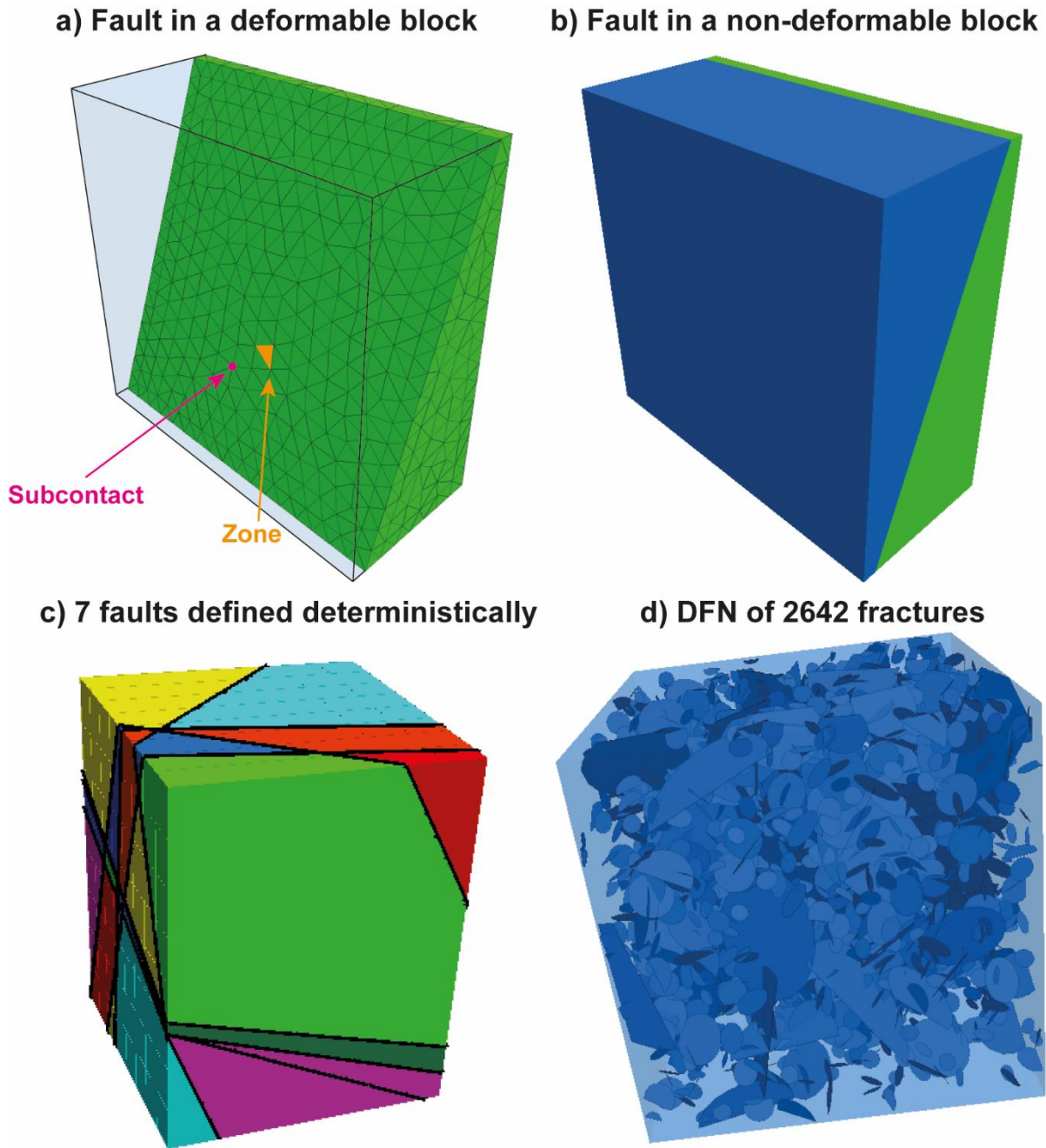


Figure 2.3. Différents modèles de blocs faillés. Un bloc (a) déformable ou (b) non-déformable est coupé par une faille. (c) Sept failles (lignes noires) définies de manière déterministe séparent divers blocs rocheux (en couleur) au sein du modèle. (d) Un système de fractures discrètes, appelé également DFN, comprend 2642 fractures déterminées de manière stochastique.

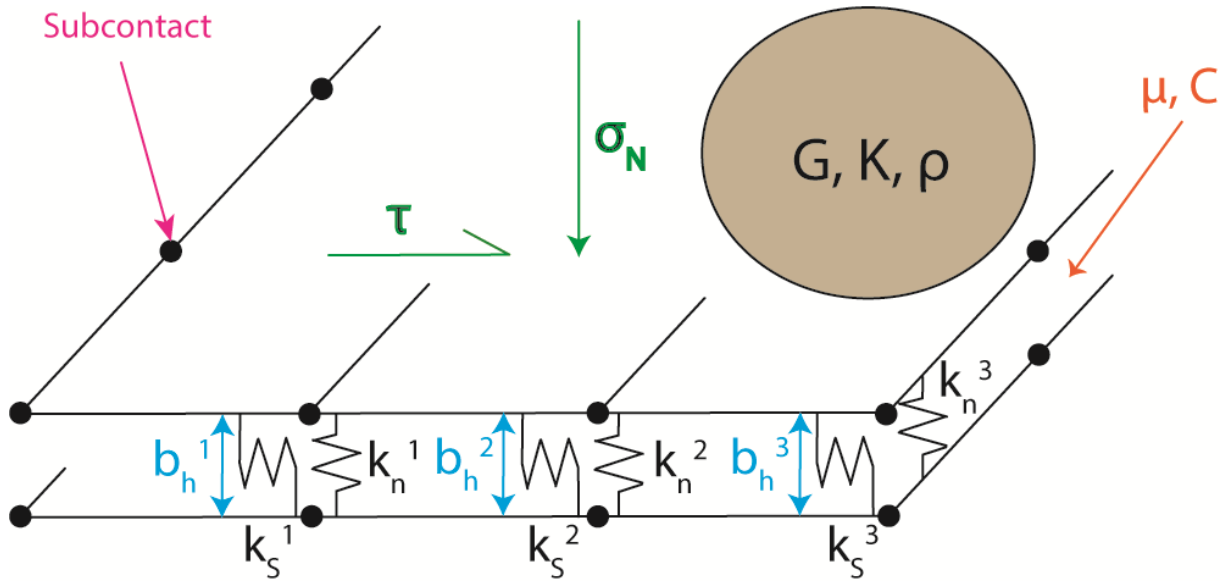


Figure 2.4. Représentation schématique des conditions hydrauliques et mécaniques appliquées sur les subcontacts d'une faille horizontale. b_h est l'ouverture hydraulique de la faille, k_s et k_n les raideurs cisailante et normale, μ le coefficient de friction, C la cohésion, τ et σ_n les contraintes cisailante et normale appliquées sur la faille, G et K les modules élastiques de cisaillement et de compression du bloc rocheux et ρ la densité de la roche. Les indices correspondent à la numérotation des liaisons entre subcontacts situés d'un côté et de l'autre de la faille.

2.2.2. Calcul mécanique

3DEC considère un algorithme résolvant les équations du mouvement du système de blocs à travers une méthode de différences finies explicite (Hart et al., 1988). Chaque bloc peut se déplacer librement dans l'espace et interagir avec les blocs voisins, de manière à pouvoir modéliser au mieux les mouvements de blocs de part et d'autre d'une faille. Ces déplacements sont mis à jour à chaque pas de temps à travers un cycle de calcul (Hart et al., 1988 ; Fig. 2.5).

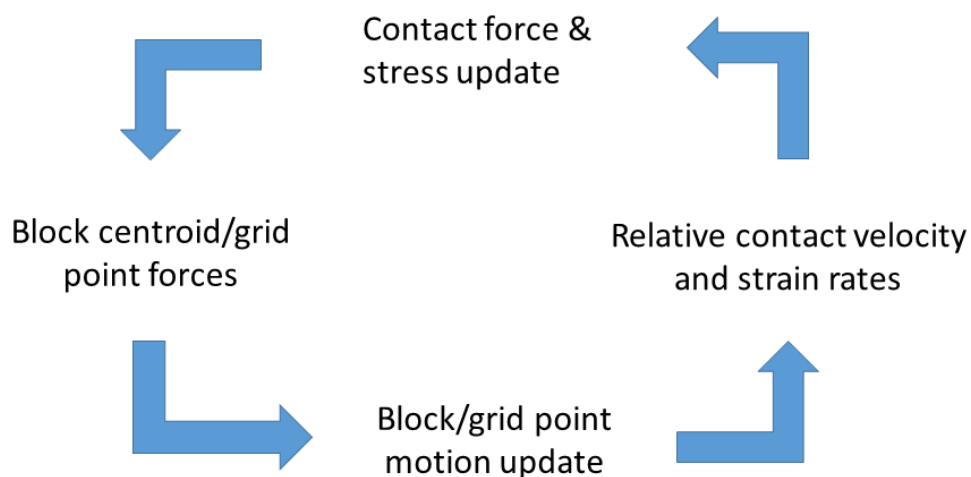


Figure 2.5. Cycle de calcul mécanique (Itasca Consulting, 2016).

2.2.2.1 Résolution de l'équation du mouvement

Au niveau d'une faille, la vitesse relative d'un subcontact $\dot{u}_i$ est obtenue par la différence entre la vitesse associée au subcontact et la vitesse sur le subcontact correspondant sur la face du bloc opposé. Pour les blocs déformables, la vitesse calculée sur le bloc opposé peut être obtenue à travers la moyenne des vitesses de la zone associée au subcontact considéré.

La variation relative de déplacement à un subcontact durant un pas de temps Δt est ensuite donnée par :

$$\Delta u_i = \dot{u}_i \Delta t \quad (2.1)$$

Cette variation peut être décomposée en une composante normale au plan commun Δu^n et une composante cisailante Δu^s :

$$\begin{aligned} \Delta u^n &= \Delta u_i n_i \\ \Delta u_i^s &= \Delta u_i - \Delta u_j n_i n_j \end{aligned} \quad (2.2)$$

La partie élastique de la réponse des discontinuités est gouvernée par les relations suivantes :

$$\begin{aligned} \Delta F^n &= -k_n \Delta u^n A_c \\ \Delta F_i^s &= -k_s \Delta u_i^s A_c \end{aligned} \quad (2.3)$$

k_n et k_s sont respectivement la raideur normale et la raideur cisailante du joint au niveau du subcontact considéré. A_c est l'aire du subcontact considéré, correspondant à 1/2 ou 1/3 de l'aire des zones contenant le subcontact suivant le type de contact entre les blocs. Δu^n et Δu^s sont les variations de déplacement normal et cisailant au subcontact. Les forces en compression sont considérées positives.

La force normale et le vecteur force cisailante appliqués au subcontact sont ensuite mis à jour :

$$\begin{aligned} F^n &:= F^n + \Delta F^n \\ F^s &:= F^s + \Delta F^s \end{aligned} \quad (2.4)$$

Le vecteur force au subcontact, qui représente l'action d'un bloc sur l'autre au niveau d'une faille, est quant à lui donné par :

$$F_i = -(F^n n_i + F_i^s) \quad (2.5)$$

Le déplacement u d'un point de grille est actualisé à chaque pas de temps à travers les équations du mouvement :

$$\ddot{u}_i = \frac{\int_S \sigma_{ij} n_j dS + F_i}{m} + g_i \quad (2.6)$$

σ est le tenseur de contraintes, S est la surface entourant la masse m attribuée au point de grille, n le vecteur unitaire normal à S , g l'accélération gravitaire. La force résultante F agissant sur les points de grille est la somme de la force de volume intégrée sur le volume associé au point de grille considéré, des forces dues aux interactions avec les points de grille

voisins, présents sur le même bloc ou non si le point est situé en bordure de bloc, et des forces externes. Un vecteur force nodal net ΣF est défini à chaque point de grille comme la somme de la force résultante et des forces de gravité. Si le point de grille est à l'équilibre, ce vecteur force sera nul. Sinon, l'accélération du bloc au point de grille sera donnée par la forme en différence finie de la 2e loi du mouvement de Newton :

$$\dot{u}_i^{t+\frac{\Delta t}{2}} = \dot{u}_i^{t-\frac{\Delta t}{2}} + \Sigma F_i^{(t)} \frac{\Delta t}{m} \quad (2.7)$$

L'indice supérieur des variables de cette équation note le temps auquel la variable considérée est évaluée.

Les tenseurs de taux de déformation et de taux de rotation sont alors donnés à chaque pas de temps par :

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} (\dot{u}_{i,j} + \dot{u}_{j,i}) \quad (2.8)$$

$$\dot{\theta}_{ij} = \frac{1}{2} (\dot{u}_{i,j} - \dot{u}_{j,i}) \quad (2.9)$$

De cette manière, l'état de déformation est connu dans chaque zone de la faille. L'état de contrainte est donné par la relation contrainte-déformation. Enfin, le temps de simulation est incrémenté et un nouveau cycle de calcul débute.

2.2.2.2 Lois constitutives dans les blocs

Plusieurs modèles constitutifs élastiques (isotrope, orthotrope, transversalement isotrope) et plastiques (par exemple les modèles de Mohr-Coulomb, de Drucker-Prager ou de Hoek-Brown) peuvent être utilisés dans les blocs. Dans mes simulations, j'ai choisi d'utiliser un modèle élastique isotrope. Le matériel rocheux considère une relation linéaire entre la contrainte et la déformation sans latence lors du déchargement du modèle. Cette relation est donnée par la loi de Hooke, linéaire et réversible :

$$\Delta \sigma_{ij} = \lambda \Delta \epsilon_v \delta_{ij} + 2\mu \Delta \epsilon_{ij} \quad (2.10)$$

où λ et μ sont les constantes de Lamé, δ_{ij} la fonction delta de Kronecker et $\Delta \epsilon_v$ la somme des termes diagonaux du tenseur des variations de déformation.

Le tenseur des contraintes est alors mis à jour :

$$\sigma_{ij} := \sigma_{ij} + \Delta \sigma_{ij} \quad (2.11)$$

2.2.2.3 Lois constitutives dans les discontinuités

La réponse des discontinuités aux sollicitations externes comprend une partie élastique et une partie plastique. La partie élastique est gouvernée par les équations 2.4 et 2.5.

Le critère de rupture de Mohr-Coulomb est utilisé pour initier la phase plastique. Une fois la phase plastique initiée, des lois de friction sont prises en compte pour simuler l'affaiblissement de la résistance de la faille. Dans la zone plastique, les modèles constitutifs adoptés sont basés sur des lois de friction (détaillées dans la section 1.5.4). Le modèle utilisé le plus fréquemment au cours de ma thèse est le modèle Softening Healing Mohr-Coulomb, ou modèle SH. Ce modèle s'appuie sur la loi de friction « slip-weakening » (Eq. 1.4). Dans ce modèle, lorsque le joint commence à glisser plastiquement, la contrainte cisailante évolue d'une valeur pic τ_{peak} à une valeur résiduelle τ_{res} sur une distance caractéristique de glissement D_c .

La formulation la plus couramment utilisée considère une évolution linéaire de la chute de contrainte :

$$\begin{aligned}\tau &= \tau_{\text{peak}} = \sigma_n' \tan \varphi_{\text{peak}} \text{ quand } u_s = 0 \\ \tau &= \tau_{\text{peak}} + (\tau_{\text{res}} - \tau_{\text{peak}}) \frac{u_s}{D_c} \text{ quand } 0 < u_s < D_c \\ \tau &= \tau_{\text{res}} = \sigma_n' \tan \varphi_{\text{res}} \text{ quand } u_s > D_c\end{aligned}\tag{2.12}$$

où φ_{peak} et φ_{res} sont les angles de friction au pic, avant rupture, et résiduel, après rupture, respectivement, et σ_n' est la contrainte normale effective (contrainte total moins la pression de fluide).

Une formulation avec une évolution non-linéaire de la chute de contrainte peut également être considérée dans 3DEC :

$$\begin{aligned}\tau &= \tau_{\text{peak}} = \sigma_n \tan \varphi_{\text{peak}} \text{ quand } u_s = 0 \\ \tau &= \tau_{\text{res}} + (\tau_{\text{peak}} - \tau_{\text{res}}) \frac{D_c^\alpha}{(D_c + u_s)^\alpha} \text{ quand } 0 < u_s < D_c\end{aligned}\tag{2.13}$$

où α est un coefficient ($\alpha > 1$) qui agit sur la raideur de la chute de contrainte.

Lorsque le glissement plastique s'arrête, la contrainte cisailante peut revenir à sa valeur pré-glissement après un nombre de pas de temps fixé (5 pas de temps). Je n'ai pas considéré cette fonctionnalité du modèle SH au cours de mes simulations.

Le joint peut également expérimenter de la dilatance au cours du glissement plastique selon la relation suivante:

$$\Delta u_n = \tan \psi \Delta u_s\tag{2.14}$$

où Δu_n est le déplacement normal, Δu_s est le glissement et ψ est l'angle de dilatance. La dilatance totale peut être limitée en fixant un déplacement cisailant maximal au-delà duquel la dilatance est nulle.

2.2.3. Calcul de l'écoulement de fluide et du couplage hydromécanique dans une faille

La simulation de l'écoulement de fluide est considérée dans des joints déformables au sein d'un milieu 3D solide sous l'effet d'un champ de pression. L'écoulement est considéré laminaire, et le fluide considéré est monophasé. L'écoulement du fluide se déroule majoritairement au sein de plans d'écoulement (ou « flow planes »), superposés aux joints mécaniques. Ces plans sont discrétisés en zones triangulaires dont les sommets sont appelés nœuds d'écoulement (ou « flow knots ») ; ils sont connectés entre eux par des tuyaux d'écoulement (ou « flow pipes » ; Fig. 2.6). Les nœuds d'écoulement sont situés aux positions des subcontacts mécaniques situés sur la faille correspondante. Ainsi, la géométrie du modèle d'écoulement est générée automatiquement en fonction de la géométrie du modèle mécanique. Il est aussi possible de considérer une diffusion du fluide dans les blocs rocheux environnant le joint, et donc la faille. Toutefois, je n'ai pas utilisé cette option dans mes modélisations.

Le long des limites des plans d'écoulement sont définis des nœuds de contrôle, communs à tous les plans et guides d'écoulement s'intersectant au niveau de la limite considérée. Au niveau de ces nœuds, la pression est constante pour les plans et les guides d'écoulement considérés. Ainsi, la continuité de la pression est imposée directement.

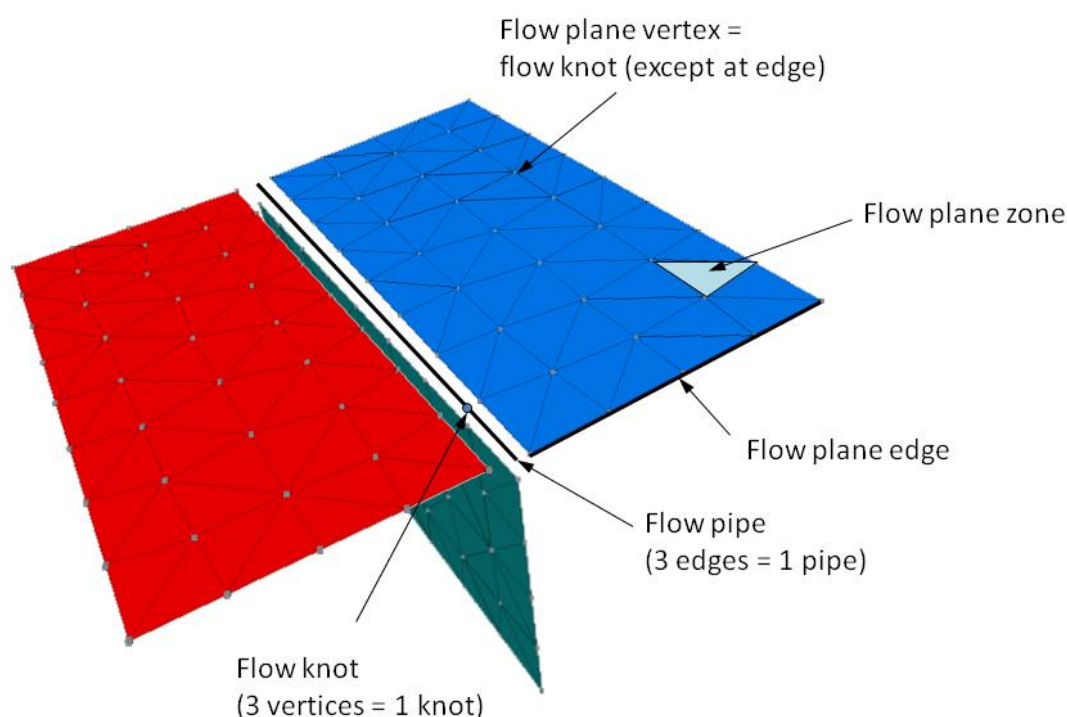


Figure 2.6. Réseau d'écoulement au niveau de l'intersection de trois joints (Itasca Consulting, 2016).

2.2.3.1 Loi d'écoulement

L'écoulement de fluide au sein d'une faille suit une version simplifiée de l'équation de Navier-Stokes, considérée entre deux plaques parallèles imperméables – représentant les deux bords de la faille – avec un fluide incompressible (Batchelor, 2010) :

$$\left(\frac{u_h^3 \rho g}{12\mu} \phi_{,i}\right)_{,i} = 0 \quad (2.15)$$

où u_h est l'ouverture hydraulique de la faille ; $\phi = z + P/\rho g$ la charge hydraulique ; g l'accélération due à la gravité ; ρ la densité du fluide ; μ la viscosité dynamique du fluide ; z la hauteur ; and P la pression du fluide.

Le débit du fluide q_i est ainsi gouverné par la loi cubique (Witherspoon et al., 1980) :

$$q_i = \frac{u_h^3 \rho g}{12\mu} \phi_{,i} \quad (2.16)$$

En supposant un écoulement unidimensionnel selon x , la conductivité hydraulique k_H d'une faille est définie par :

$$k_H = \frac{q}{\partial \phi / \partial x} = \frac{u_h^2 \rho g}{12\mu} \quad (2.17)$$

La perméabilité k de la faille est donnée par Jaeger & Cook (1984) :

$$k = \frac{u_h^2}{12} \quad (2.18)$$

La variation de pression d'un fluide va modifier le volume de stockage du fluide, qui dépend de l'ouverture hydraulique de la faille. L'équation de continuité pour un fluide peu compressible dans une fracture déformable est donnée par :

$$q_{i,i} = -\frac{\partial u_h}{\partial t} - \frac{u_h}{K_w} \frac{\partial p}{\partial t} \quad (2.19)$$

où K_w est le module d'élasticité isostatique du fluide.

En combinant cette équation avec la loi cubique (Eq. 2.16), l'équation de diffusion pour la pression de fluide à l'intérieur de la fracture est :

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{u_h^2 K_w}{12\mu} p_{i,i} - \frac{K_w}{u_h} \frac{\partial u_h}{\partial t} \quad (2.20)$$

2.2.3.2 Couplage hydromécanique

Les relations entre les propriétés hydrauliques et mécaniques lors de la réactivation d'une faille à la suite d'une modification naturelle ou anthropique de la pression fluide nécessitent de prendre en compte un couplage hydromécanique complet pour expliquer le comportement observé dans des expériences ou dans la nature (Fig. 1.23).

Ainsi, l'ouverture hydraulique observée à un nœud d'écoulement augmente à travers un terme dépendant des variations de contrainte normale effective $\Delta\sigma'_n$ (basé sur l'équation 2.4) et un terme de dilatance relié aux variations de glissement cisailant Δu_s :

$$u_h = u_{h0} + \Delta u_h = u_{h0} + \frac{\Delta\sigma'_n}{k_n} + \Delta u_s \cdot \tan \psi \quad (2.21)$$

où k_n est la raideur normale de la faille, u_{h0} est l'ouverture hydraulique initiale et ψ son angle de dilatance. Ainsi, les variations de paramètres mécaniques (contrainte effective et glissement) affectent l'ouverture hydraulique de la faille. La pression de fluide agissant sur la contrainte effective (Eq. 1.1), l'expression de l'ouverture hydraulique donnée permet d'observer un couplage bilatéral entre les paramètres hydrauliques et mécaniques.

Δu_h doit être suffisamment grande par rapport à u_{h0} pour que le couplage entre la déformation mécanique des blocs solides et l'écoulement de fluide dans les joints entre les blocs soit bilatéral (i.e. un couplage complet). Dans ce cas, la distribution de la pression dans le fluide est définie en conformité avec le modèle solide. Si $\frac{\Delta u_h}{u_{h0}} \ll 1$, le couplage devient unilatéral (i.e. un semi-couplage, des processus hydrauliques sur les propriétés mécaniques de la faille) : l'influence de la déformation sur l'écoulement dans les joints est négligeable. Ainsi, le modèle d'écoulement peut être résolu indépendamment du modèle solide pour la géométrie pré-existante (i.e. l'ouverture initiale des joints). Le champ de pression déterminé à partir du modèle d'écoulement peut ensuite être appliqué comme condition aux limites du modèle solide.

u_h est libre de varier entre deux bornes. Si u_h devient plus faible que la borne inférieure, la déformation mécanique observée n'affectera pas la perméabilité de la faille. La borne supérieure permet d'éviter une augmentation trop forte du temps de calcul avec l'augmentation de l'ouverture hydraulique de la faille. u_h peut également être maintenue constante, empêchant ainsi toute influence des paramètres mécaniques sur l'écoulement du fluide : le couplage hydromécanique devient alors unilatéral.

De plus, selon Witherspoon et al. (1980), l'ouverture hydraulique u_h d'un joint est reliée à son ouverture mécanique u_m à travers un facteur correctif noté F exprimant la rugosité du joint. Il en est ainsi proposé l'expression suivante pour la loi cubique modifiée :

$$q_i = \frac{u_m^3 \rho g}{12\mu F^3} \phi_i \quad (2.22)$$

Cette loi est valide sous deux conditions (Brown, 1987) : (1) $(\frac{u_h}{u_m})^3 > 0.8$; (2) $\frac{u_m}{\sigma} > 2$, avec σ l'écart-type de l'ouverture mécanique sur la faille. Elle atteste d'une non-linéarité du modèle hydromécanique couplé.

Après le calcul des déplacements mécaniques, les variations d'ouverture des failles aux subcontacts considérés peuvent être transférées directement au niveau des nœuds

d'écoulement sans interpolation nécessaire ($F=1$ dans l'équation 2.22). Lorsque la géométrie d'écoulement a été mise à jour, les débits associés à chaque noeud d'écoulement sont calculés. La continuité de l'écoulement est alors considérée au niveau des nœuds de contrôle :

$$-\frac{1}{K_w} d \int_V p dv - dV + Q dt_f = 0 \quad (2.23)$$

où Q est le débit entrant dans le domaine, K_w le module de compressibilité du fluide et t_f le temps de diffusion du fluide. La pression P à un nœud d'écoulement est alors donnée par la formule :

$$P = P_0 + K_w Q \frac{\Delta t_f}{V} - K_w \frac{\Delta V}{V_m} \quad (2.24)$$

où P_0 est la pression initiale au nœud considéré et V_m la moyenne du volume au pas de temps considéré et au pas de temps précédent à ce noeud. Cette pression est ensuite appliquée au modèle solide à travers les subcontacts.

2.2.3.3 Protocole d'injection de fluide dans une faille

Lors d'une opération d'injection de fluide, l'amplitude, la forme et le taux de chargement en pression ou en débit affectent le processus de stabilité de la faille lors de sa réactivation (Passelègue et al., 2018 ; Alghannam & Juanes, 2020) ainsi que le taux de sismicité produit (Segall & Lu, 2015 ; Almakari et al., 2019 ; Wang et al., 2020). Ainsi, le choix du protocole d'injection est essentiel dans l'étude de la sismicité induite par les fluides au cours de la simulation.

L'injection de fluide dans une faille est contrôlée en terme de pression ou de débit dans 3DEC. Il existe ici deux manières de réaliser une injection de fluide dans une faille (Fig. 2.7) :

- *une injection à un point source*. La pression ou le débit va être modifié au niveau d'un subcontact de la faille. Le fluide va alors se propager de manière radiale si la faille est homogène et isotrope avec des bords perméables.
- *une injection sur un des bords de la faille ou du modèle*. La pression ou le débit va alors être appliqué sur un ensemble de points au bord de la faille. La propagation du fluide sur la faille va dépendre du gradient de pression si les bords de la faille sont imperméables.

Deux autres options sont possibles dans le code : (1) la propagation du fluide au sein de la faille peut être limitée aux subcontacts ayant subi une rupture (i.e., état plastique), de manière à circonscrire le fluide au sein de la zone rompue ; (2) il est également possible pour le fluide de circuler dans la matrice rocheuse lorsqu'elle est poreuse et perméable afin de simuler l'infiltration de fluide dans le milieu environnant.

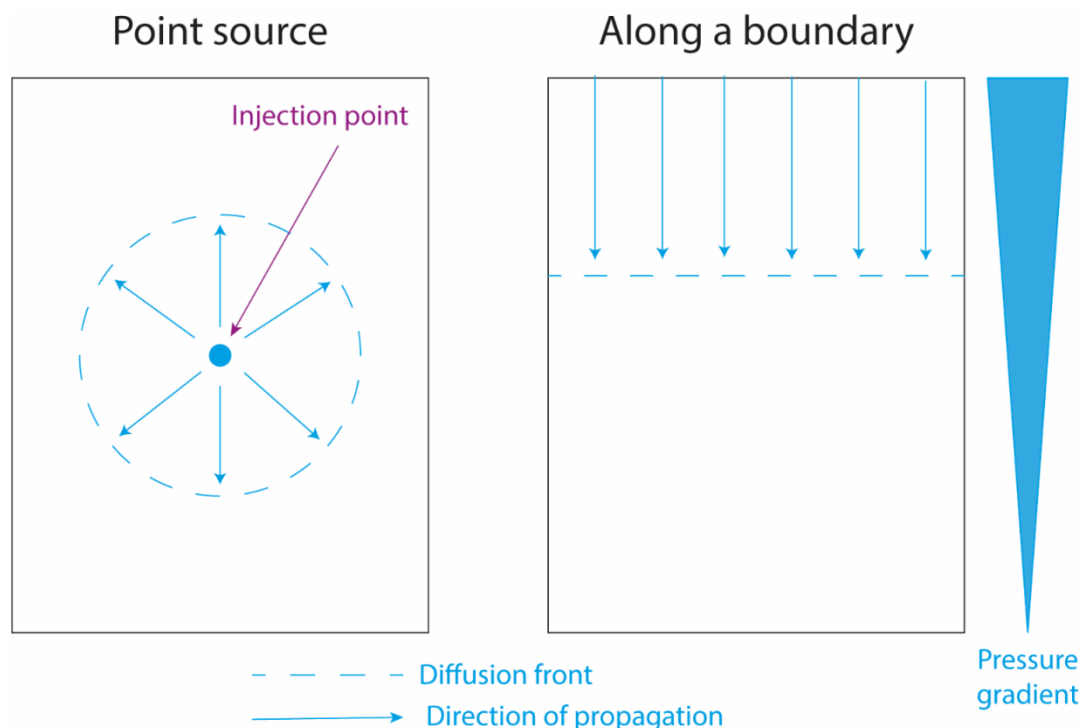


Figure 2.7. Deux protocoles d'injection de fluide dans une faille dans un modèle 3DEC.

2.3. Rupture et propriétés de la source sismique

2.3.1. Modèle continu et modèle discret de la rupture sismique

Pour la modélisation numérique de la sismicité induite par les injections de fluides, deux types de modèles sont généralement utilisés : les modèles « discrets » et les modèles « continus ».

Afin de représenter différents régimes de sismicité sur une faille soumise à une injection, des modèles de rupture discrète peuvent être réalisés sur des maillages de grandes tailles (par exemple, Baisch et al., 2010 ; McClure & Horne, 2010 ; Rinaldi & Nespoli, 2017). En effet, ces modèles sont caractérisés par une taille des éléments de maillage de la faille supérieure à la longueur de nucléation des événements détectés (Rice, 1993 ; Ben-Zion, 2008 ; Fig. 1.25-a). Ainsi chaque cellule du maillage peut être en rupture indépendamment des autres (Ben-Zion & Rice, 1993). La phase de nucléation sismique, s'accroissant du glissement stable au glissement instable, n'est ainsi pas modélisée. Ces modèles sont capables de générer des événements de petites tailles. Ils permettent ainsi de reproduire des séquences complexes d'événements sur une même faille, avec des propriétés sismologiques compatibles avec les observations, comme une distribution fréquence-magnitude de Gutenberg-Richter (Ben-Zion & Rice, 1993, 1995 ; Carlson & Langer, 1989a), des séquences choc principal/répliques (Rice, 1993 ; Ziv & Rubin, 2003), des événements en glissement lent (Carlson & Langer, 1989b), du glissement lent et tremors épisodiques (ETSs ; Ben-Zion, 2012). Cependant, à cause d'un problème de coût numérique, il n'est actuellement pas possible de modéliser la complexité à la fois de la rupture et des séquences sismiques. D'après Shaw (1994), un modèle discret n'est pas nécessaire pour représenter une distribution complexe de glissement et d'événements sismique. Dans le cas d'une instabilité frictionnelle en rate-weakening, c'est-à-dire avec le coefficient de friction statique qui diminue avec une augmentation de la vitesse de glissement, la complexité est plutôt reliée aux dynamiques inertielles de la rupture.

Les modèles de rupture continus sont quant à eux les plus fréquemment utilisés lors de l'étude de séismes, grands à modérés. Ils sont caractérisés par un maillage raffiné permettant de représenter spatialement la phase nucléation des séismes (Fig. 2.8-b). Cependant, ils considèrent fréquemment que la rupture est similaire partout sur la faille et que cette rupture est associée à un seul régime dynamique (Ben-Zion, 2008). Ainsi, la modélisation d'une population d'événements sismiques nécessite alors la prise en compte de l'hétérogénéité des propriétés frictionnelles et/ou hydrauliques sur la faille ou de l'état de contrainte initial.

Des résultats similaires qualitativement ont été observés entre modèles discret et continu pour des injections de fluide à faible durée et de fort débit (McClure & Horne, 2010, 2011). Des modèles hybrides discrets-continus, comme par exemple le modèle BZR (Eneva & Ben-Zion, 1997a & b ; Ben-Zion et al., 2003 ; Dahmen & Ben-Zion, 2009 ; Zöller et al., 2008), permettent aussi de représenter une large gamme de phénomènes sismiques, incluant à la fois la phase de nucléation sismique et une distribution fréquence-moment des événements.

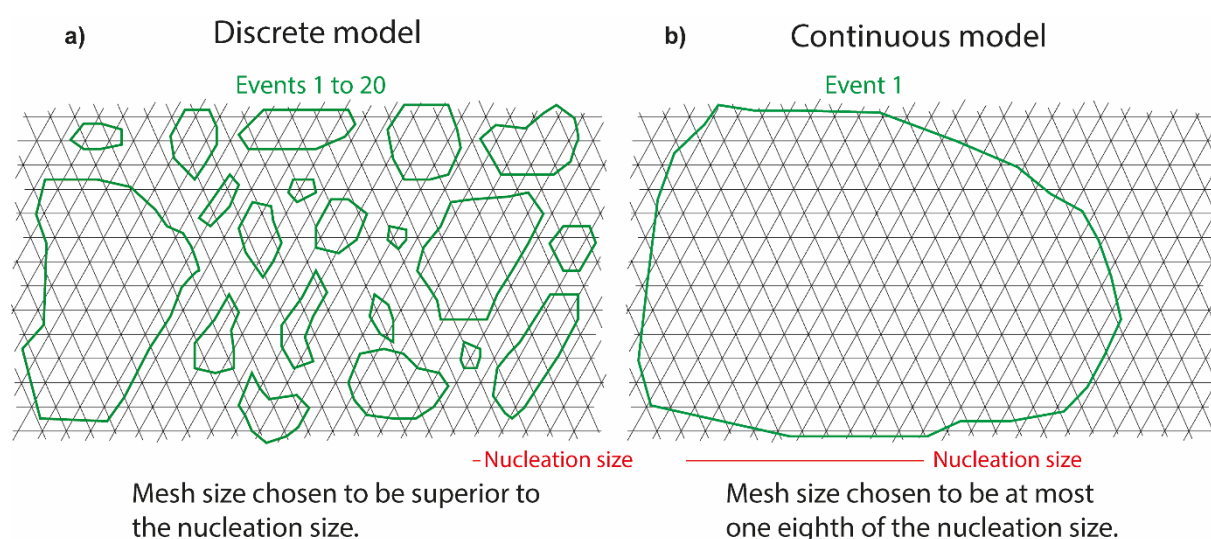


Figure 2.8. Schéma comparant la sismicité observée (a) avec un modèle discret et (b) avec un modèle continu.

Les simulations réalisées dans les parties suivantes de mon manuscrit considèrent un modèle de rupture « discret ». Ainsi, la rupture peut être sismique sur une petite zone, relative à un seul subcontact. Ce choix de modèle est pertinent d'après les observations réalisées dans le cadre d'expériences d'injection in-situ à échelle métrique réalisées au Laboratoire Souterrain à Bas Bruit à Rustrel et le laboratoire souterrain de Tournemire, en France (De Barros et al., 2016, 2018 ; Duboeuf et al., 2017), dans lesquelles la sismicité observée est de faible amplitude ($M_w < -3$) et répartie de manière discontinue dans le milieu.

2.3.2. Rupture sismique et modèle discret pour la sismicité

Lorsqu'un subcontact satisfait le critère de rupture de Mohr-Coulomb (Eq. 1.2), ce subcontact est considéré en rupture. Ensuite, afin de déterminer si la rupture considérée est sismique ou asismique, plusieurs conditions doivent être satisfaites à partir du suivi continu des vitesses de glissement sur la faille :

(1) la vitesse de glissement observée doit dépasser un seuil en vitesse dépendant de la loi de friction utilisée durant au moins trois pas de temps. Au-delà de ce seuil de vitesse, la nucléation des événements sismiques prend fin et le glissement sur la faille devient dynamique. Ce seuil est donné par l'équation 2.26 (Cochard & Madariaga, 1994) pour une loi de friction « slip-weakening » et par l'équation 2.27 (Rubin & Ampuero, 2005) pour une loi « rate-and-state » :

$$v_{thres} = \frac{\sigma'_n \Delta\mu}{G} 2c_s \quad (2.26)$$

$$v_{thres} = \frac{(a - b)\sigma'_n}{G} 2c_s \quad (2.27)$$

où c_s est la vitesse des ondes S, $\Delta\mu$ la chute de friction, a et b les paramètres de la loi rate-and-state, σ'_n la contrainte normale effective et G le module de cisaillement.

(2) lorsque la vitesse de glissement diminue en dessous de ce seuil v_{thres} durant cinq pas de temps consécutif, l'événement sismique s'arrête. Ainsi, si la valeur de vitesse de glissement est inférieure à v_{thres} , le glissement est asismique.

Ces conditions sont testées à chaque pas de temps pour chaque subcontact considéré « en glissement ». Si les conditions sont vérifiées, une rupture sismique aux lieu et temps considérés est définie.

2.3.3. Détection et regroupement des séismes

La rupture sismique est observée dans le temps sur chaque subcontact considéré. Afin d'étudier la propagation des événements sismiques dans l'espace, un regroupement des ruptures sismiques correspondant à un même événement est nécessaire. L'hypocentre du regroupement est localisé au subcontact ayant rompu le premier. Deux conditions sont ensuite à vérifier pour prendre en compte une nouvelle rupture sismique au sein du regroupement considéré (Fig. 2.9) : (1) le début de la rupture sur un nouveau subcontact doit se produire avant la fin du regroupement ; (2) la distance entre la nouvelle rupture et l'une des ruptures appartenant déjà au regroupement doit être inférieure à une distance fixée, habituellement définie comme un facteur 1.5 de la taille des mailles pour un maillage constant sur la faille. Cela permet un recouvrement, au moins partiel, temporel et spatial, du regroupement existant avec une nouvelle rupture. Dans le regroupement présenté dans la figure 2.8, les ruptures 3 et 4 satisfont les deux conditions : ainsi, un regroupement peut être défini, incluant les ruptures 2, 3 et 4. La rupture 5 aurait pu être prise en compte dans le regroupement au niveau temporel mais pas au niveau spatial ; c'est l'inverse pour la rupture 6.

L'aire totale d'un regroupement est définie comme la somme des aires des subcontacts impliqués dans l'événement sismique. Ses modules d'élasticité sont donnés par la moyenne

arithmétique des modules considérés sur les différentes ruptures que comprend le regroupement. Le glissement ainsi que le déplacement normal associés au regroupement sont calculés de cette même manière.

Cependant, la notion de regroupement est sujette à de possibles modifications. En effet, il pourrait être possible de prendre en compte des ruptures non juxtaposées, sur des subcontacts proches mais non voisins (tout en gardant l'unité temporelle entre ruptures du regroupement). De plus, des périodes de quiescence sismique sont fréquemment observées juste avant ou après un événement de forte magnitude ou un essaim sismique (par exemple Wyss & Habermann, 1988 ; Scholz, 1988 ; Schreider, 1990 ; Huang, 2006). Ainsi, une autre modification pourrait être de prendre en compte des ruptures précédant ou suivant le regroupement d'un ou plusieurs pas de temps (mais en gardant ici une unité spatiale entre les ruptures). Ces modifications sont encore à l'état de perspectives.

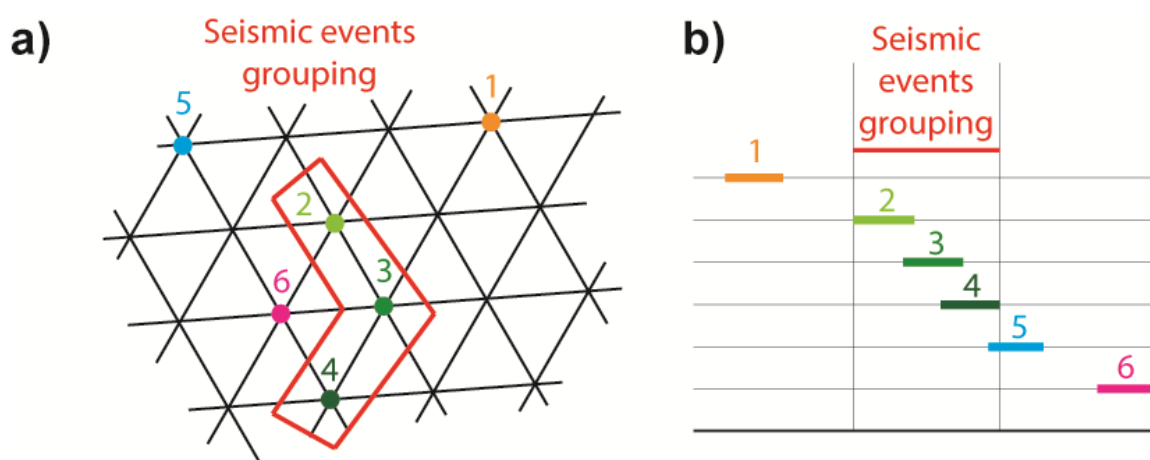


Figure 2.9. Regroupement de plusieurs ruptures en un événement sismique : conditions (a) en temps et (b) en distance.

J'effectue un post-traitement des événements sismiques regroupés à la fin de la simulation. Ainsi, je réalise une sélection des regroupements sur plusieurs critères :

(1) Je ne considère que les regroupements dont l'aire de rupture est supérieure ou égale à un seuil. Ce seuil est choisi cohérent avec la magnitude minimale des événements observés lors d'injections de fluide dans des failles de taille similaire à celle du modèle.

(2) Je ne considère que les regroupements en double-couple, c'est-à-dire ceux dont l'angle alpha est compris entre -5° et 5° (pour plus de précisions, voir la section 1.5.2). Dans les chapitres suivants présentant les résultats de mon travail, cette sélection n'a pas d'effet sur le catalogue sismique obtenu. En effet, le modèle considéré favorise les ruptures sismiques en double-couple, sans composante isotrope.

(3) Je ne considère pas les ruptures situées sur les bords du modèle, de manière à éviter les effets de bord.

Par la suite, je considérerai comme événements sismiques tous les regroupements prenant en compte un nombre de ruptures sismiques supérieur à un seuil fixé.

2.3.4. Propriétés de la source sismique

Plusieurs propriétés de source sismique sont calculées au cours du post-traitement, après regroupement des ruptures sismiques. Par exemple, le moment sismique et la magnitude d'un événement sismique sont calculés en utilisant les équations 1.23 et 1.24. Le moment total est quant à lui calculé à partir de l'équation 1.23 en considérant le déplacement et l'aire de chaque subcontact « en glissement ».

La chute de contrainte de l'évènement sismique issu d'un regroupement est définie par la moyenne arithmétique de la chute de contrainte de chaque rupture faisant partie du regroupement (Fig. 2.10).

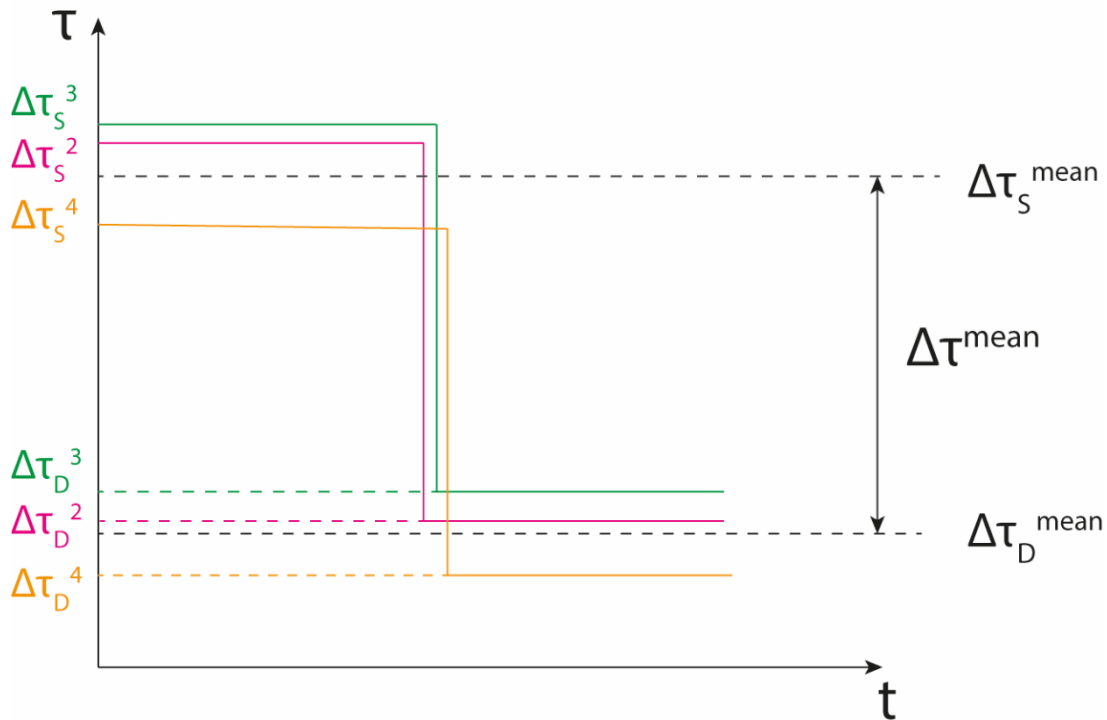


Figure 2.10. Calcul de la chute de contrainte du regroupement présenté dans la figure 2.8.

2.4. Résolution spatiale et temporelle

2.4.1. Résolution spatiale

Les failles définies dans 3DEC sont discrétisées spatialement à travers un maillage triangulaire. Lors d'une simulation hydromécanique, la taille des mailles et l'espace initial entre deux blocs voisins, i.e. l'ouverture initiale de la faille, doivent être déterminés de manière à ce que la taille des mailles soit bien supérieure à l'ouverture initiale.

De plus, bien que la pression de fluide et les contraintes soient continues au sein d'une maille sur la faille, le déclenchement des événements ne peut se faire qu'aux intersections des mailles, c'est-à-dire sur les subcontacts : la suppression et les variations de contrainte observées au niveau des subcontacts sont ainsi essentielles dans la distribution des

événements sismiques lors d'une simulation numérique. Ainsi, la résolution spatiale de la sismicité dépend de la taille des mailles.

Dans un modèle discret, un événement sismique peut avoir lieu sur un seul subcontact. La taille minimale adoptée par un événement sismique est alors définie par l'aire attribuée à un subcontact. Pour ce faire, il faut connaître l'aire d'une zone, dont les sommets sont des subcontacts.

Sachant que tous les subcontacts n'ont pas plus d'importance l'un que l'autre, on peut associer l'aire d'une zone à chacun de ses sommets avec la même pondération (i.e., 1/3). De ce fait, l'aire relative à un subcontact est définie comme 1/3 de l'aire de chaque zone dont ce subcontact est le sommet.

Considérons alors un maillage régulier dont les zones sont des triangles équilatéraux.

En notant D la longueur d'une maille et h la hauteur d'une zone, l'aire A de cette zone est donnée par :

$$A = \frac{D h}{2} \quad (2.26)$$

Or d'après Pythagore, $h = \sqrt{D^2 - \left(\frac{D}{2}\right)^2} = \frac{\sqrt{3}}{2} D$.

Ainsi,

$$A = \frac{\sqrt{3}}{4} D^2 \quad (2.27)$$

Cependant, l'aire relative à un subcontact est égale au tiers de la somme des aires des triangles dont le subcontact est un sommet. Si la taille de mailles est prise constante pour tout le modèle, chaque subcontact est entouré de six triangles équilatéraux. Ainsi, l'aire A' associée à un subcontact est donnée par :

$$A' = 6 \times \frac{1}{3} \times \frac{\sqrt{3}}{4} D^2 = \frac{\sqrt{3}}{2} D^2 \quad (2.28)$$

En considérant cette aire comme un disque, le rayon associé est noté D' (Fig. 2.11). On a alors : $\pi(D')^2 = \frac{1}{3} \sum \frac{\sqrt{3}}{4} D^2 = \frac{1}{3} 6 \frac{\sqrt{3}}{4} D^2 = \frac{\sqrt{3}}{2} D^2$

Ainsi,

$$D' = \sqrt{\frac{\sqrt{3}}{2\pi}} D \sim 0.53 D \quad (2.29)$$

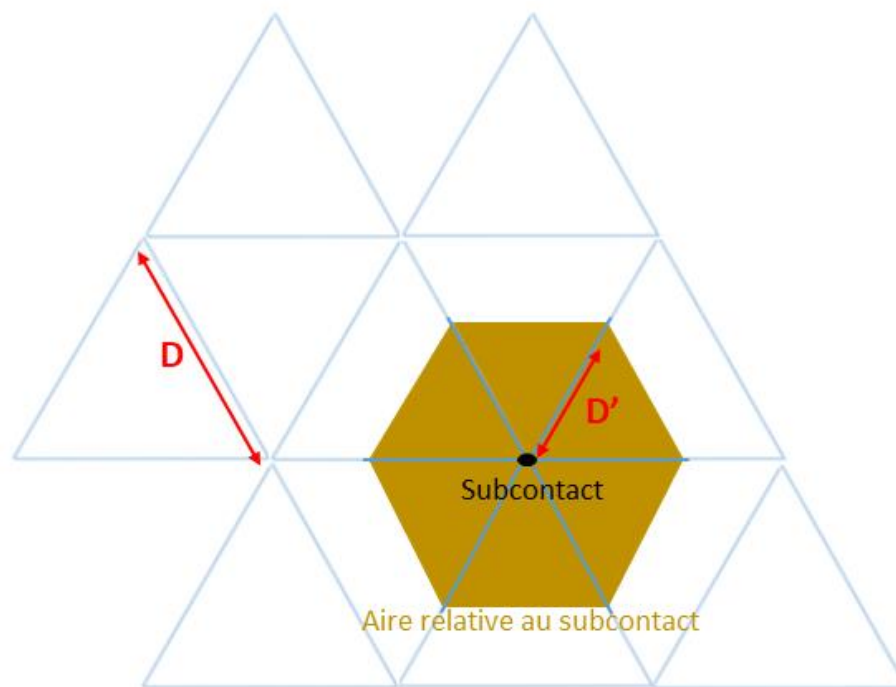


Figure 2.11. Aire relative au subcontact considéré, représentée en ocre. Les mailles du modèle sont triangulaires, de longueur D . En considérant l'aire relative au subcontact considéré comme un disque, le rayon de ce disque est D' .

2.4.2. Résolution temporelle

Une simulation hydromécanique avec le logiciel 3DEC est discrétisée en pas de temps. Chaque pas de temps peut comprendre un ou plusieurs cycles de calcul hydrauliques et/ou un ou plusieurs cycles mécaniques. De plus, les calculs mécaniques et hydrauliques ont lieu simultanément. Dans le cas présent, le modèle mécanique est toujours en équilibre pour la distribution de pression considérée. Ainsi, pour atteindre un état d'équilibre initial à la fois hydraulique et mécanique, plusieurs cycles mécaniques doivent être effectués à chaque cycle hydraulique (Fig. 2.12). Le temps physique est alors représenté par le temps hydraulique. Le nombre de cycles mécaniques par cycle hydraulique peut être fixé par l'utilisateur. Ce nombre va sinon dépendre du temps mis par le modèle pour atteindre l'équilibre. Cet équilibre est obtenu lorsque la force nette maximale agissant sur un subcontact du modèle devient inférieure à un seuil fixé à 10^{-5} . Cette disproportion entre cycles hydrauliques et mécaniques n'empêche en rien la stabilité de l'état mécanique du milieu à des temps de simulation plus avancés.

Le pas de temps de fluide Δt_f est inversement proportionnel à K_w , à l'ouverture minimale de la faille et proportionnel à la taille des mailles. La valeur minimale de Δt_f sur la faille est appelée pas de temps d'écoulement critique.

Les modèles mécanique (relatif aux joints) et d'écoulement (relatif aux plans d'écoulement) sont tous deux itérés à chaque pas de temps, le modèle solide pour l'amener à l'équilibre à travers une variation de pression de fluide, le modèle d'écoulement pour maintenir la continuité de l'écoulement avec une nouvelle distribution de pression et une variation de la déformation du modèle solide. Le modèle d'écoulement évolue dans le temps à travers un processus itératif, avec un écoulement résolu séparément pour chaque plan d'écoulement.

De plus, l'écoulement dans chaque plan est déterminé à chaque itération pour une distribution de pression donnée aux nœuds de contrôle. L'écoulement d'équilibre aux intersections des plans d'écoulement est calculé à partir des débits d'écoulement normaux aux bords des intersections. Le moteur du processus itératif réside dans cet écoulement d'équilibre. Les pressions aux intersections varient jusqu'à ce que le volume d'équilibre soit réduit à zéro.

A chaque pas de temps sont déterminés ou actualisés de nombreux paramètres hydrauliques comme mécaniques, par exemple le déplacement normal et cisailant sur la faille, l'ouverture hydraulique ou encore la pression de fluide.

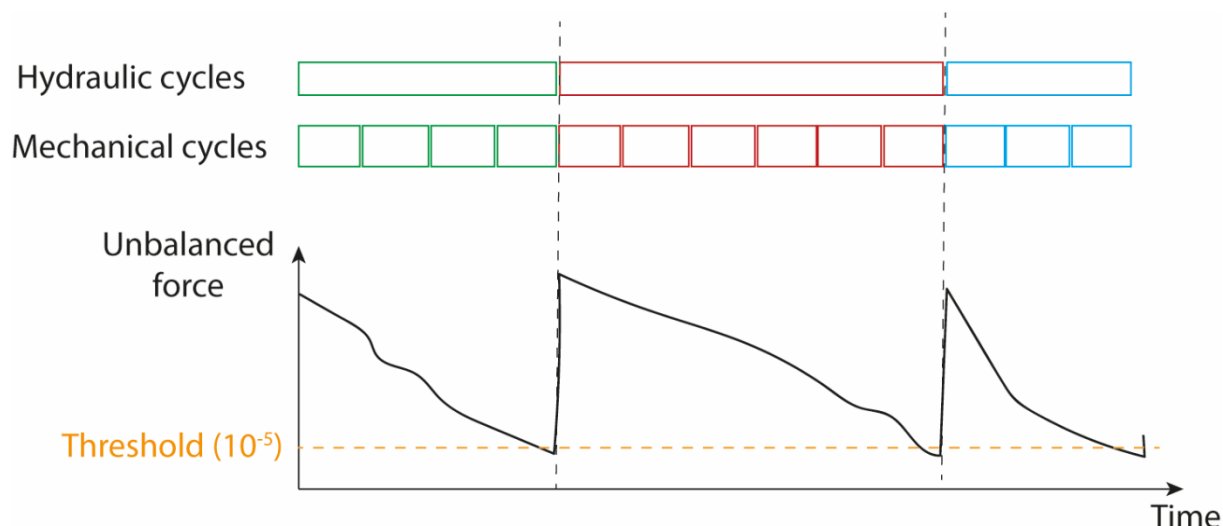


Figure 2.12. Evolution du nombre de cycles mécaniques par cycle hydraulique en fonction de la force nette maximale calculée au niveau d'un subcontact du modèle.

2.4.2.1 Pas de temps adaptatif

Lors de la simulation, un pas de temps adaptatif spécialement développé pour la thèse est pris en compte afin de pouvoir simuler la sismicité avec des pas de temps petits lors de la phase dynamique de la rupture. Le pas de temps va automatiquement augmenter lorsque la valeur de l'équilibre des forces (c'est-à-dire la force nette agissant sur un subcontact) maximale sur le modèle va dépasser un seuil, et va diminuer lorsque cette valeur va être inférieure à un second seuil (Fig. 2.13). Le choix de ces seuils est important dans le choix de la gamme de pas de temps obtenue : une forte valeur du seuil supérieur (10^6) entraîne un pas de temps maximal élevé (supérieur à la seconde), une faible valeur du seuil inférieur (10^0) induit un faible pas de temps minimal (de l'ordre de la microseconde). Avec cet algorithme, il est ainsi possible d'effectuer des augmentations ou diminutions graduelles du pas de temps. Cependant, il est préférable que l'ajustement du pas de temps ne soit pas continu, pour éviter de créer des artefacts numériques dans les données. Ainsi, après une variation du pas de temps, une « période de latence » est établie, habituellement de dix pas de temps.

Les pas de temps sont choisis initialement petits de manière à ce que les perturbations dans le modèle ne puissent se propager au-delà d'un voisin de leur position actuelle durant un pas de temps. Le pas de temps, faible (10^{-4} seconde) en début de simulation, peut dépasser la seconde voire la minute lors de longues périodes inter-sismiques de stabilité hydraulique et mécanique, et peut descendre en dessous de 10^{-5} seconde lors de glissement rapide, comme lors de la

nucléation sismique et de la propagation des événements. Ainsi, ce pas de temps adaptatif permet de simuler différentes étapes du cycle sismique, en étant plus faible dans les périodes sismiques (i.e., rupture dynamique) et plus élevé au cours de la phase inter-sismique, quand le glissement observé est plus lent.

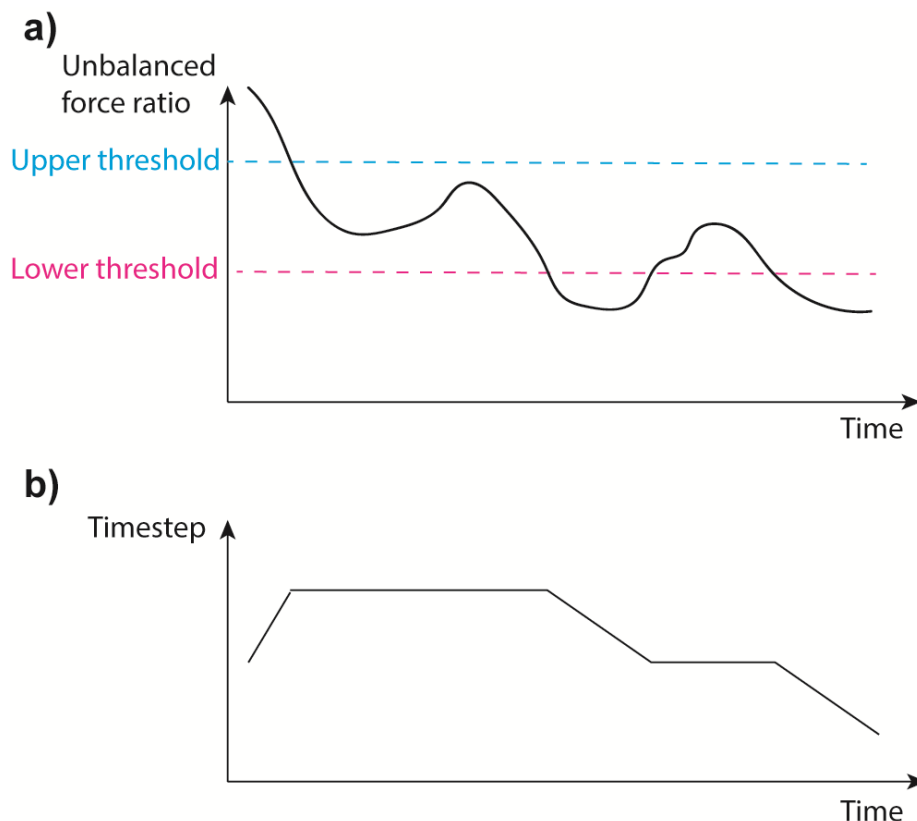


Figure 2.13. Schéma montrant l'évolution conjointe (a) de la valeur de l'équilibre des forces et (b) du pas de temps adaptatif en fonction du temps.

2.5. Interprétation et analyse des résultats des modélisations numériques

Lors des simulations présentées dans les chapitres 3 à 5 de ce manuscrit, j'ai étudié le comportement hydromécanique et sismique d'une faille perméable hectométrique oblique suite à une injection de fluide.

Pour ce faire, j'ai enregistré des images et des profils, à des temps réguliers, de l'évolution de la pression de fluide, du déplacement en cisaillement et en ouverture, des contraintes normale et cisailante, du coefficient de friction et de l'ouverture hydraulique sur la faille au cours de la simulation. De plus, un suivi de ces paramètres de faille à neuf points de contrôle répartis sur la faille est réalisé tous les dix pas de temps.

Je définis aussi deux fronts de pression comme la distance maximale à l'injection à laquelle une surpression égale à 1% ou 5% de la pression initiale est observée. Un front de contrainte cisailante est quant à lui défini comme l'ensemble des distances à l'injection présentant une contrainte cisailante supérieure ou égale à 95% de la contrainte cisailante maximale.

Après regroupement des événements sismiques, je calcule différents paramètres de source sismique sur la surface rompue, incluant la durée des événements, le glissement moyen, le déplacement normal moyen, la chute de contrainte normale effective et cisailante, la variation de pression, le moment et la magnitude de moment, la vitesse de glissement maximale et la présence de l'événement au sein de la zone pressurisée. Je peux ainsi déterminer la répartition fréquence-magnitude des événements sismiques et calculer une loi de Gutenberg-Richter classiquement estimée en sismologie. Je calcule également le moment total sismique et asismique relâché au cours de la simulation, ce qui me permet d'obtenir le partitionnement sismique/asismique au cours de l'injection. Ces calculs sont effectués après le post-traitement des événements sismiques regroupés.

Je cherche ensuite des patterns de sismicité et des variations de paramètres hydromécaniques et frictionnels de la faille. Je compare ces données obtenues numériquement avec les données observées au cours d'injections de fluide au sein de réservoirs géologiques, de manière à tenter d'expliquer les mécanismes à l'origine de ces données à l'aune de mes simulations. Je fais varier les propriétés hydromécaniques et frictionnelles de la faille ainsi que les paramètres d'injection afin de cibler le(s) paramètre(s) pertinent(s) pour expliquer un mécanisme hydromécanique et/ou sismique considéré et de comparer les différentes évolutions obtenues à travers une étude paramétrique.

Chapitre 3 : Stress Perturbation From Aseismic Slip Drives The Seismic Front During Fluid Injection In A Permeable Fault

Résumé en français

Une injection de fluides dans le sous-sol peut engendrer de la sismicité et du glissement asismique sur des failles, à travers divers mécanismes incluant la diffusion de la pression de fluide dans le milieu et le transfert de contrainte cisailante induit par la déformation asismique. Nous nous sommes intéressés dans ce chapitre à la distribution spatio-temporelle du glissement sismique et asismique induit par une injection de fluide réalisée au centre d'une faille perméable, de taille hectométrique. Différents états de contrainte pré-injection sont considérés. Cette étude est réalisée avec des modélisations 3D sismo-hydro-mécaniques prenant en compte un couplage hydromécanique complet sur une faille gouvernée par une loi de friction « slip-weakening ». Un modèle de rupture discret permet de calculer un catalogue d'événements sismiques. Les résultats du modèle montrent qu'une région asismique se développe au cours de l'injection. Des contraintes cisailantes prononcées s'accumulent au bord de cette zone asismique, ce qui déclenche des événements sismiques. La déformation est majoritairement asismique, quel que soit l'état de contrainte pré-injection. Nous avons également mis en évidence que la sismicité suit le front de glissement asismique plutôt que le front de diffusion de pression de fluide. Sur des failles initialement éloignées de la rupture en termes de contraintes initiales, le front de rupture asismique reste en dessous du front de pression et décélère avec le temps. Sur des failles initialement proches de la rupture, le front de rupture asismique – et donc la sismicité – va accélérer avec le temps et dépasser le front de pression au cours de l'injection. Cette accélération s'accompagne d'une augmentation du moment sismique relâché.

Ce chapitre reprend l'intégralité du texte et des figures de l'article de Wynants-Morel, Cappa, de Barros et Ampuero (2020), publié dans la revue scientifique : *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (doi : 10.1029/2019JB019179).

Abstract

Fluid pressure changes affect fault stability and can promote the initiation of earthquakes and aseismic slip. However, the relationship between seismic and aseismic fault slip during fluid injection remains poorly understood. Here, we investigate, through 3D hydromechanical modeling, the spatiotemporal evolution of seismicity and aseismic slip on a permeable, slip-weakening fault subjected to a local injection of fluid, under different prestress conditions. The model results in an expanding aseismic slip region, which concentrates shear stress at its edge and triggers seismicity. The aseismic slip dominates the slip budget, whatever the initial fault stress. We find that the seismicity is collocated with the aseismic rupture front rather

than with the fluid pressure diffusion front. On faults initially far from failure, the aseismic rupture front is located behind or at the pressure front. On faults initially closer to failure, the model predicts that both the rupture front and the seismicity outpace the pressurized zone, resulting in a sharp increase of the migration velocity and released moment of the seismicity. Insights gained from this modeling study exhibit various features that are observed in sequences of induced earthquakes in both field experiments and natural reservoir systems, and can help guide the interpretation of past and future observations of induced seismicity.

Plain Language Summary

The injection of fluids deep below ground can induce earthquakes, but it can also trigger slow deformations. Studying the relationship between fluid perturbation and seismic and aseismic deformations is fundamental to understand the mechanisms of injection-induced seismicity in order to mitigate seismic risk. Here, we present results of computer models of the response of a fault to fluid injection. We show that, in the presence of induced aseismic slip, the seismicity is not directly induced by the elevated fluid pressure, but by the stresses generated by the expansion of the aseismic slip region. The seismicity initiates and diffuses along the edge of the stress-increase zone, rather than along the edge of the zone of elevated fluid pressure. We find two different behaviors depending on how stressed is the fault before injection. For a fault initially far from failure, the aseismic slip and the seismicity are confined in the pressurized zone. On the contrary, if a fault is initially close to failure, both the aseismic slip front and the seismicity front accelerate and outpace the fluid pressure front. Thus, the transient stress-increase associated with the aseismic slip and the initial stress conditions are key factors that control the triggering of seismicity.

Key points

- 3D hydromechanical models show that injection-induced seismicity along a permeable fault is not limited to the pressurized volume.
- Seismicity follows the migration of the shear stress concentration near the aseismic slip front rather than the fluid pressure front.
- Once the shear stress front outpaces the pressure front, the seismicity migration accelerates and cannot be explained by fluid diffusion.

3.1. Introduction

Fluid pressure changes affect fault stability and can promote the initiation of earthquakes. It has been widely documented that the injection or extraction of fluid in the first kilometers of underground rocks can generate seismicity in the contexts of oil and gas reservoirs, geothermal energy, and geological carbon sequestration (Ellsworth, 2013; Keranen and Weingarten, 2018). In recent years, there has been a rapid increase in the rate of induced seismicity in areas of active fluid injections, including relatively large induced earthquakes like the 2011 M_w 5.7 and 5.0 earthquakes near Prague in Oklahoma, US (Keranen et al., 2013), the M_w 5.8 Pawnee, Oklahoma, in 2016 (Yeck et al., 2017), or the 2017 M_w 5.5 earthquake near an enhanced geothermal site in Pohang, South Korea (Kim et al., 2018;

Grigoli et al., 2018; Lee et al., 2019). Although induced earthquakes are predominantly associated with wastewater disposal, gas production can also induce earthquakes with moment magnitudes up to 3.6 (2012) and 3.4 (2017) in the Groningen field in the Netherlands (van Thienen-Visser and Breunese, 2015; Candela et al., 2019), as well as hydraulic fracturing with moment magnitudes ranging from 2 to 4.6 (Holland, 2013; Clarke et al., 2014; Schultz et al., 2015), including the 2015 M_w 3.9 earthquake in western Canada (Bao and Eaton, 2016). These induced earthquakes are a growing concern and a hazard that needs to be controlled in order to develop a safer and cleaner energy future. Thus, it is important to understand how fluid pressure changes can modify subsurface stresses and trigger an earthquake.

While industrial fluid manipulations can generate earthquakes, this is not systematic. Fluids can also induce aseismic deformations associated with a slow rupture propagation without any detectable seismic event. Indeed, a large aseismic region surrounding the injection zone has been observed both at the reservoir scale (Cornet et al., 1997; Cornet, 2012, 2016; Hopp et al., 2019; Lengliné et al., 2017; Wei et al., 2015; Zoback et al., 2012) and during in-situ experiments at the decametric scale (De Barros et al., 2016; Duboeuf et al., 2017; Guglielmi et al., 2015). In these small-scale experiments, it has been shown that most ($> 95\%$) of the deformation induced by fluid injection is aseismic (De Barros et al., 2016, 2018, 2019a; Duboeuf et al., 2017; Goodfellow et al., 2015).

In the framework of injection-induced earthquakes, the conventional conceptual model corresponds to fault reactivation by an increase in fluid pressure that reduces the effective normal stress on the fault and brings the fault strength closer to the Coulomb failure criterion (Hubbert and Rubey, 1959). Later, this model was improved by including poroelastic stress changes within the pressurized volume and in the surrounding rock mass (Segall, 1989), and earthquake nucleation effects (Segall and Lu, 2015). The model shows that, at large distances from the injection, poroelastic stresses dominate over the fluid pressure increase (Goebel et al., 2017). Recently, based on field experiments and numerical simulations, Guglielmi et al., 2015, De Barros et al., 2016, 2018, Cappa et al., 2018, 2019 and Bhattacharya and Viesca, 2019, have proposed a model of injection-induced aseismic slip which transmits an elastic stress perturbation that triggers seismicity beyond the fluid-pressurized zone. The important role of aseismic slip was recently confirmed in hydraulic fracturing-induced seismicity at the kilometer-scale in a deep reservoir (Eyre et al., 2019), and in a comparison of injection-induced earthquakes in in-situ experiments and in the Central United States (Huang et al., 2019). Some studies have concluded that stress transfer between seismic events (i.e. earthquake interactions) can also play a significant role during a sequence of induced seismicity (Catalli et al., 2016; Schoenball and Ellsworth, 2017). Models of multiple brittle asperities embedded in creeping faults indicate that earthquake interactions are dominantly driven by aseismic slip, rather than by direct static stress transfer between earthquakes (Dublanche, 2019a; Liu and Lapusta, 2016; Luo and Ampuero, 2017). Thus, among the potential triggering mechanisms of induced seismicity, fluid pressure change is likely more prominent at small distances around the injection, whereas poroelastic stress changes and stress perturbation through aseismic slip or earthquake interactions may outpace the fluid pressure migration at large distances.

However, although hydraulic processes and elastic stress interactions are considered to be efficient triggers of seismicity, the main mechanisms and controlling parameters of injection-induced seismicity remain unclear. Thus, it is crucial to identify the relative contributions of the fluid pressure diffusion and stress perturbation on fault rupture during fluid injection because (1) some models relate the growth of the seismicity cloud only to the diffusion of elevated fluid pressure activating critically stressed faults (Shapiro et al., 1997; Shapiro et al., 2002), and (2) other models relating the potential magnitude of induced earthquakes and

injection parameters assume that the rupture is fully seismic and remains confined in the fluid pressurized zone (McGarr, 2014; Shapiro et al., 2011). Thus, these models do not consider the rupture modes (i.e., seismic versus aseismic slip) nor the stress perturbation and rupture propagation outside the pressurized zone, although seismicity has been observed outside this zone (Stark and Davis, 1996; Megies and Wassermann, 2014; Goebel et al., 2016; Eyre et al., 2019).

Consequently, once the initial fault activation occurs during fluid injection, the process surrounding the triggering and migration of seismicity is uncertain, and this may have a significant impact on the interpretation of the spatiotemporal evolution of seismicity and on the design of mitigation and monitoring strategies. Therefore, here we address the following key question: are the seismicity triggering and migration processes directly linked to the fluid pressure diffusion or to others mechanisms?

In this study, we investigate the influence of the fluid pressure diffusion and the stress perturbation generated by the growing aseismic rupture in a permeable fault on the triggering of seismicity during a fluid injection using three-dimensional two way-coupled hydromechanical modeling. A variety of numerical models have been used to study the mechanisms of injection-induced faulting and the triggering of seismicity. While early studies focused on fault reactivation assuming a Coulomb failure criterion (Jaeger and Cook, 1984) with a constant friction coefficient (Cappa and Rutqvist, 2011; Aochi et al., 2014), recent studies include weakening and time-dependent characteristics of fault friction (i.e., slip-weakening or rate-and-state friction laws) to simulate fully dynamic rupture both for injection (Cappa and Rutqvist, 2012; Galis et al., 2017; Jin and Zoback, 2018a; Norbeck and Horne, 2016; Pampillón et al., 2018; Urpi et al., 2016) and production (Buijze et al., 2017, 2019). However, most models consider a two-dimensional geometry, and the coupled hydromechanical mechanisms are not completely considered. We assume a three-dimensional fault within an initial strike-slip stress regime. During the fluid injection, the hydraulic and frictional properties of the fault can change, which in turn may influence fault slip and opening, and the partitioning of seismic and aseismic ruptures. We consider an injection scenario where the flow rate increases quickly until a maximum value that is maintained constant over tens to hundreds of seconds. The injection occurs into a single hydromechanically homogeneous fault, governed by a slip-weakening friction law to simulate both seismic and aseismic slip, and by stress-dependent permeability changes to simulate fluid pressure diffusion. We analyze and discuss the distribution and evolution of the seismicity relative to the evolution of the fronts of fluid pressure and shear stress for different levels of fault “criticality” (initial fault stress relative to failure strength). Through our investigations, we show that the seismicity along a permeable fault is not limited to the pressurized zone, and follows the migration of the shear stress front associated with the expansion of aseismic slip rather than the diffusion of the pressure front. Once the stress front outpaces the pressure front, the migration velocity of seismicity accelerates and cannot be explained by a classical time (t) – distance (r) diffusion profile of the form $r = \sqrt{Dt}$ where D is the hydraulic diffusivity. Finally, our study highlights the key role of the shear stress perturbation accompanying aseismic slip in the triggering and migration of earthquakes caused by fluid injection into a fault zone at reservoir depth.

3.2. Numerical Method, Model Setup And Modeling Procedure

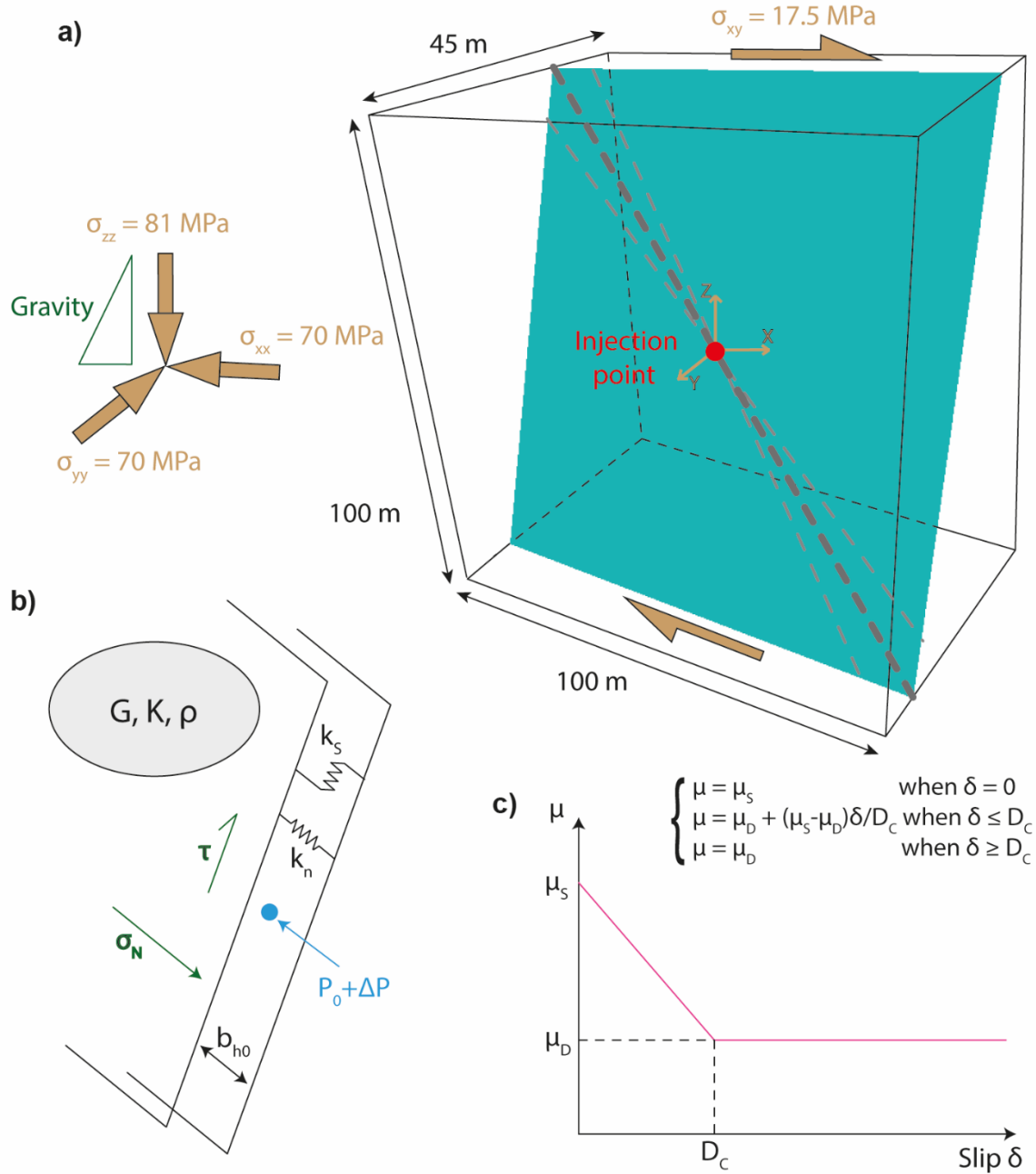
3.2.1. Model Set-Up: Geometry, Physical Properties And Boundary Conditions

Our objective is to study the effect of a local fluid injection into a fault, at a typical reservoir depth of 3 km, on the generation and migration of seismic activity. We build a conceptual three-dimensional model (100 m × 45 m × 100 m) which considers fluid injection into a 70° dipping fault in a homogeneous elastic and impervious medium (Fig. 3.1a).

The remote principal stresses ($\sigma_{zz} = 81$ MPa, $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = 70$ MPa) applied at the model boundaries and resolved on the fault planes are constant and follow the depth-gradient due to gravity ($g = 9.81$ m/s²). We test different levels of fault proximity to failure by including a deviatoric component ($\sigma_{xy} = 13.5$ to 18.5 MPa) to change the shear stress on the fault without modifying the normal stress among the tests. Before injection, we assume an initial fluid pressure (P_0) of 30 MPa and a hydrostatic gradient with depth.

Injection is prescribed at a point source located at the center of the fault (Fig. 3.1c). During injection, the volume of injected fluid per unit of time (i.e. flow rate) increases at a constant rate until a maximum value is reached, then is kept constant (Fig. 3.2a). At the injection point, the fluid pressure on the fault increases gradually from an initial value of 30 MPa to a maximum value of 68.4 MPa (Fig. 3.2b). We model a short-duration, high-rate injection in order to test an extreme and fast fluid pressurization relative to the initial state of effective stress on the fault at the injection point ($\sigma_{no}' = 41.3$ MPa and $\tau_o = 16.8$ MPa). The simulations are stopped when the ruptured area reaches 75% of the total fault area (i.e. before reaching the model boundaries). Therefore, the total time of injection is different from one simulation to another; it is 190 seconds in our reference case.

Figure 3.1. (next page) Model setup. (a) 3D model geometry of the 70° dipping fault represented in light blue and the injection point in red at the center of the fault. The large brown dashed line intersecting the injection marks the position of a cross-section used to measure profiles of fluid pressure and stress along the fault, the small dashed lines delimits a 10° zone around the cross-section. The initial state of stress is represented with the vertical (σ_{zz}) and horizontal (σ_{xx} and σ_{yy}) stresses, and a deviatoric component (σ_{xy}) for simulating a strike-slip stress regime. The gradient of stress with depth and gravity is indicated as a green triangle that gets larger downwards. (b) Schematic representation of the fault hydraulic and mechanical conditions, with the hydraulic aperture (b_{ho}), the shear (k_s) and normal (k_n) stiffness, the rock shear (G) and bulk (K) modulus, the rock density (ρ), the shear (τ) and normal stress (σ_n) resolved on the fault, the fluid pressure (P_0) and fluid overpressure (ΔP) caused by the fluid injection. (c) Linear slip-weakening friction with slip (δ), static friction coefficient (μ_s), dynamic friction coefficient (μ_d) and critical slip distance (D_c).



Hydromechanical and frictional properties of the fault and elastic properties for rocks are assumed uniform and set to typical values (Table 3.1). These properties are consistent with crustal reservoir conditions, like for instance, in Oklahoma, a region of pronounced injection-induced seismicity (Barbour et al., 2017). The chosen values represent average values, except for the fault permeability which is initially high in this study ($k \sim 10^{-9}$ m²) to explore the behavior of a highly-conductive, intensively fractured fault zone that is representative of fast fluid conduits in subsurface reservoirs. Such values are consistent with in-situ measurements with borehole hydraulic packer tests (Jeanne et al., 2012). Fault stiffness values are assumed uniform on the fault and correspond to typical values (e.g. Buijze et al., 2019). The values adopted in our simulations allow us to avoid over-damped slip velocity while keeping a reasonable computational cost.

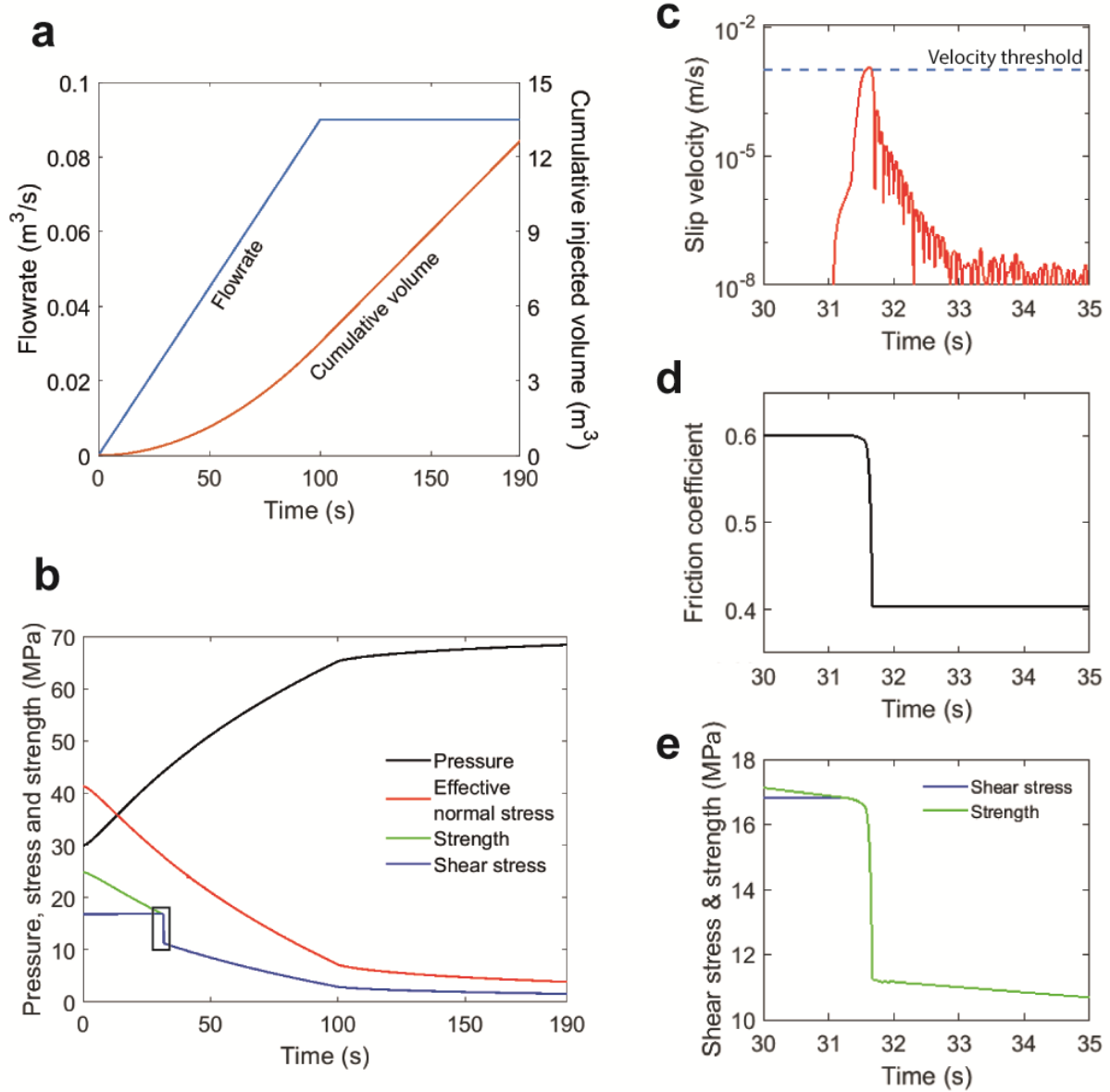


Figure 3.2. Injection procedure and fault response at injection. (a) Cumulative injected fluid volume and flowrate as a function of time. (b) Changes in fluid pressure (black), effective normal stress (red), shear stress (blue) and shear strength (red) as a function of time at the injection point. Close-up view of (c) the slip velocity, (d) the friction coefficient, (e) the shear strength (green) and stress (blue) during a seismic event. The blue horizontal dashed line in panel (c) represents the threshold of slip velocity (1 mm/s) to detect the transition between aseismic and seismic slip.

A static friction coefficient of 0.6 is assumed, which is a typical value for faults at crustal conditions (Byerlee, 1978). Values for the dynamic friction coefficient (μ_d) and the critical slip distance (D_c) can vary over a broad range (Marone, 1998; Rubino et al., 2017). For our reference case, we assume μ_d of 0.4 and a D_c of 10 μm (Table 3.1). With these frictional parameters, upon fault reactivation, an abrupt frictional weakening can occur (Fig. 3.2d-e). Usually, a fault heals over time, i.e. the strength is progressively recovered (Marone, 1998), but the healing process is not well-known during fluid injection. As the injection time is here very short, we assume that no healing occurred, i.e. no recovery of the friction coefficient to its static value is considered and the fault can continue slipping slowly or slip intermittently, without further weakening, after its first seismic rupture.

The modeling procedure consists of two stages: (1) initialization of a static state-of-stress and fluid pressure field and (2) simulation of a fluid injection. We use an adaptive time stepping scheme depending on the unbalanced force ratio: if it gets higher than a defined range of values (that is if the force equilibrium on the fault is far from being reached), the time step decreases; if it gets smaller, the time step increases. It allows us to model the inter-seismic periods with a relatively large time step (around 1 second) and the co-seismic ruptures with a reduced time step comprised between 10^{-6} and 10^{-3} second. The simulation of the seismic ruptures is thus quasi-dynamic.

In a simulation, the evolution of fluid pressure, fault opening, fault slip, stress, friction, and hydraulic aperture are calculated. The evolution of the fluid pressure and stress fronts are also monitored. At the end of a simulation, the location, timing and moment magnitude of seismic events are estimated using the criteria defined in section 3.2.4.

Rock mechanical properties	Shear modulus (G)	15 GPa
	Bulk modulus (K)	25 GPa
	Density (ρ)	2750 kg/m ³
Elastic stiffness of the fault	Normal stiffness (k_n)	300 GPa/m
	Shear stiffness (k_s)	300 GPa/m
Slip-weakening frictional properties of the fault	Static friction (μ_s)	0.6
	Dynamic friction (μ_d)	0.4
	Critical slip distance (D_c)	10 μ m
Hydraulic properties of the fault	Initial aperture (b_{h0})	200 μ m
	Initial fluid pressure (P_0)	30 MPa
	Dilation angle (ψ)	0° - 1°
Fluid properties	Fluid bulk modulus (K_w)	2 GPa
	Fluid density (ρ_w)	1000 kg/m ³
	Fluid viscosity (μ_f)	10 ⁻³ Pa.s
Stress state	Initial effective normal stress (σ_{no}')	41.3 MPa
	Initial shear stress (τ_o)	16.8 MPa
	Initial criticality ($SCU = \tau_o/\mu_s\sigma_{no}'$)	68 %

Table 3.1. Model parameters for the reference case.

3.2.2. Inherently Discrete Rupture Model

A three-dimensional (3D) hydromechanical model of a fluid injection in a single permeable, slip-weakening fault is developed for this study using a 3D Distinct Element Code (3DEC, Itasca Consulting Group, Inc., 2016). We consider a two way-coupled hydromechanical model including discrete ruptures for the generation of seismicity. Our earthquake rupture model falls into the class of “inherently discrete models” (Rice, 1993). We use a slip-weakening friction model with a short critical slip distance (D_c) leading to a very small characteristic length scale for nucleation (Rice, 1993; Ben-Zion, 2008). Given the values used in our simulations, the nucleation length varies between 0.02 and 0.05 m depending on the effective normal stress observed at rupture (Uenishi and Rice, 2003). The fault is divided in triangular cells whose size (0.7 m) is larger than the earthquake nucleation size, thus each cell can be triggered independently from the others (Ben-Zion and Rice, 1993). This stays valid even for large fluid pressure and thus small effective normal stress. Moreover, the stability of

the fault is verified using the critical stiffness K_C of the fault, which varies between 320 and 820 GPa/m with the fluid pressure observed at rupture (e.g. Ampuero et al., 2002). As the stiffness K of a single cell of the fault is equal to 28 GPa in our model, the criterion for single-cell instability, $K < K_C$, is verified for all values of pressure observed at rupture in our simulations. This setting represents, approximately, heterogeneous quasi-independent fault segments (Rice, 1993). This class of models was previously used for modeling injection-induced seismicity (Baisch et al., 2010; McClure and Horne, 2010), and tends to generate a large number of small seismic events. However, comparisons between inherently-discrete and continuum models have shown that results are qualitatively similar for short-duration, high-rate injection (McClure and Horne, 2010, 2011). Inherently discrete models can reproduce complex seismic sequences on a single fault with realistic seismological features compatible with observations, such as a Gutenberg-Richter frequency-magnitude distribution of events (Ben-Zion and Rice, 1993, 1995; Carlson and Langer, 1989a), foreshocks (Rice, 1993), aftershocks following an Omori law (Ziv and Rubin, 2003), repeating earthquakes (Rice and Ben-Zion, 1996), creep events (Carlson and Langer, 1989b) and episodic tremor and slow slip (Ben-Zion, 2012).

3.2.3. Distinct Element Method

The Distinct Element Method (DEM) (Cundall, 1988) used in the 3DEC code (Itasca Consulting Group, Inc., 2016) is a numerical technique for simulating discontinuous media that consist of an assemblage of discrete blocks (i.e., rock) and discontinuities (i.e., faults, fractures, joints). Each individual block is discretized into an internal finite difference mesh consisting of tetrahedral zones and nodes, while the discontinuities are treated as distinct boundary conditions between blocks. The method uses an explicit time-marching procedure. During each time step of the simulation, the method uses force-displacement relations describing the interaction between blocks. The positions of blocks are updated through the differential equations of motion (Newton's laws) and constitutive equations to calculate the velocity, displacement and nodal forces at each time step, and determine block translation and rotation. The discontinuity forces are then updated based on constitutive laws. Thus, the code can simulate the coupling between stress and fluid flow in discrete faults embedded in impervious or permeable deformable rocks. The hydraulic aperture and permeability of a discontinuity (Fig. 3.1b) are affected by the mechanical deformation, while the fluid pressure affects the mechanical computation at each time step.

In this study, we use this approach to calculate the fluid pressure, the fault displacement and stress. The method has been previously used to evaluate the hydromechanical behavior of fault zones during fluid injection (Guglielmi et al., 2008; Cappa et al., 2018). Additionally, we here estimate earthquake source properties using seismological assumptions.

3.2.4. Fluid Flow And Hydromechanical Coupling

Injection of fluid leads to changes of pressure and fluid flow in a fault, and consequently, changes of stress over the fault surface and changes in aperture follow. The cubic law (Witherspoon et al., 1980) governs the fluid flow in the fault:

$$\vec{Q} = -\frac{b_h^3 \cdot w}{12\mu_f} \vec{\nabla P} \quad (3.1)$$

where $\vec{Q}$ is the flow rate vector (m^3/s), $\vec{\nabla P}$ is the fluid pressure gradient (Pa/m), μ_f is the viscosity of fluid (Pa.s), w is the fault width (m), and b_h is the hydraulic aperture (m), which is defined as:

$$b_h = b_{ho} - \frac{\Delta\sigma'_n}{k_n} + \Delta u_s \cdot \tan \psi \quad (3.2)$$

where b_{ho} (m) is the initial aperture at zero normal stress, $\Delta\sigma'_n$ is the increment in effective normal stress (Pa), k_n is the normal stiffness (Pa/m), Δu_s (m) is the shear slip increment, and ψ is the dilation angle ($^\circ$). Dilation occurs only as the fracture slips. The hydraulic aperture is linked to the permeability (m^2) as follows (Jaeger and Cook, 1984):

$$k = \frac{b_h^2}{12} \quad (3.3)$$

Experimental and numerical analyses have shown that the cubic law is adequate to simulate fluid flow and hydromechanical effects along smooth surfaces (Brown, 1989; Zhang et al., 2019).

The numerical solution for fluid flow is based on a fluid network structure, discretized in nodes (Itasca Consulting Group, Inc., 2016). Each node has a uniform fluid pressure and can communicate with the neighboring nodes. Thus, the fluid flow is governed by the difference in pressure between adjacent nodes. At each time step (Δt in s), the fluid pressure (P in Pa) at each fluid node is updated considering the net fluid flow entering the node and the node volume change (ΔV):

$$P = P_0 + K_w Q \frac{\Delta t}{V} - K_w \frac{\Delta V}{V_m} \quad (3.4)$$

where P_0 is the initial fluid pressure (Pa) at the considered node, K_w (Pa) is the fluid bulk modulus, and $V_m = (V^t + V^{t-1})/2$ with V^{t-1} and V^t , the node volumes in the previous and new time steps (m^3), respectively.

3.2.5. Fault Displacement And Slip-Weakening Friction

In DEM, normal (ΔF_n) and shear (ΔF_s) elastic force increments on the fault are calculated at each node of the mesh cells as follows:

$$\Delta F_n = -k_n \cdot \Delta u_n \cdot A_c \quad (3.5)$$

$$\Delta F_s = -k_s \cdot \Delta u_s \cdot A_c \quad (3.6)$$

where k_n and k_s are the normal and shear stiffnesses (Pa/m) (Fig. 3.1b), Δu_n and Δu_s are the normal and shear displacement increments (m), and A_c is the contact area (m²), corresponding to the area of a mesh cell. The calculated shear force (F_s) is compared to the shear strength (F_s^μ) of the Mohr-Coulomb failure criterion (Jaeger and Cook, 1984):

$$F_s^\mu = \mu \cdot F_n + c \cdot A_c \quad (3.7)$$

where μ is the coefficient of friction and c is the cohesive strength (Pa). This is more commonly expressed through the following constitutive equation:

$$\tau_f = c + \mu(\sigma_n - p) = c + \mu\sigma'_n \quad (3.8)$$

where τ_f is the shear strength of the fault (Pa), σ_n is the normal stress (Pa) and p is the fluid pressure (Pa) acting on the fault. The increase in fluid pressure in the fault induces a reduction in the effective normal stress ($\sigma'_n = \sigma_n - p$). When the fluid pressure reaches a critical value that satisfies the Coulomb failure criterion, the fault is reactivated, slip is initiated and the slip velocity increases. The cohesive strength is set null in this study. During slip, the shear force is maintained equal to the shear strength and the coefficient of friction evolves as a function of the shear slip. We use the linear slip-weakening formulation (Ida, 1972) to describe this evolution of friction. The law assumes that the friction coefficient depends on the amount of slip (δ) and decays linearly from a peak static value (μ_s) to a residual dynamic value (μ_d) over a critical slip distance (D_c) (Fig. 3.1c and Table 3.1). The slip can be either aseismic or seismic, depending on the rate of friction weakening. During a seismic event, the stress drop is thus controlled by the evolution of friction and effective stress. This is different from modeling approaches that directly assign a value of stress drop (e.g., Baisch et al., 2010; Izadi and Elsworth, 2015).

3.2.6. Detection Of Seismic Slip And Seismic Source Properties

A seismic catalog is extracted from the continuous monitoring of slip velocities calculated in each cell during the simulation using the following criteria to define a seismic event:

(1) Slip on a cell is considered seismic if the slip velocity is equal or greater than a typical threshold of dynamic slip velocity (v_{thres}) defined by the rock elastic properties and the fault frictional properties (Cochard and Madariaga, 1994):

$$v_{thres} = \frac{\sigma'_n(\mu_s - \mu_d)}{G} 2c_s \quad (3.9)$$

where c_s is the shear wave speed (m/s) and G is the shear modulus (Pa). For injection-induced seismicity, typical values for this velocity threshold range from 0.1 mm/s to 0.1 m/s (McClure and Horne, 2011; McClure, 2015; Gischig, 2015). Here, we adopt a value of 1 mm/s.

(2) We set a minimum rupture area as the area of a compact zone, physically connected, with at least N cells having a slip velocity equal or greater than v_{thres} . In this study, to consider a constant size for the smallest seismic events, the mesh size is uniform (0.7 m). Thus, the smallest event size is $N \times 0.21 \text{ m}^2$. We consider initially $N = 1$.

(3) A seismic event ends when the slip velocity decreases below v_{thres} for all cells involved.

Thus, the algorithm measures the slip velocity in all cells to separate seismic and aseismic slip. The nearby cells considered over a seismic period are grouped in space to define the seismic rupture surface area. The hypocenter is identified as the first cell whose slip velocity exceeds v_{thres} . The event size is quantified by the seismic moment (M_o) and the moment magnitude (M_w):

$$M_o = AG\bar{u}_s \quad (3.10)$$

$$M_w = \frac{2}{3} \log(M_o) - 6 \quad (3.11)$$

where A is the ruptured area (m^2) and $\bar{u}_s$ is the average slip on the ruptured area (m).

An aseismic moment is calculated by applying equation (3.10) to aseismic slip. The seismic/aseismic partitioning is measured using the ratios of seismic to aseismic moment released during the injection.

3.2.7. Analysis Of Modeling Results

In order to interpret the modeling results in the following sections, we define two parameters: (1) the “initial fault criticality” that measures the closeness of prestress to failure before injection, and (2) the “shear stress contribution” that estimates the stress necessary to reach rupture during the injection.

3.2.7.1 Initial Fault Criticality: Closeness To Failure

We define the initial closeness to failure of the fault using the Shear Capacity Utilization (SCU) parameter proposed in Buijze et al. (2019), the ratio between initial shear stress and initial strength on the fault:

$$SCU = \frac{\tau_0}{\tau_{f_0}} = \frac{\tau_0}{\mu_s(\sigma_{n_0} - P_0)} \quad (3.12)$$

This parameter is computed before the injection starts. A SCU of 1 indicates that the fault is at failure and can slip, seismically or aseismically.

3.2.7.2 Shear Stress Contribution

We want to estimate the amount of shear stress increase required to reach rupture at a given time (t) and location ($\bar{x}$) on the fault. For this purpose, a Coulomb Failure Function (e.g., Jin and Zoback, 2018b) is considered :

$$CFF(\bar{x}, t) = \tau(\bar{x}, t) - \mu(\sigma_n(\bar{x}, t) - P(\bar{x}, t)) \quad (3.13)$$

Failure is reached when $CFF(\bar{x}, t)$ vanishes, either by increasing the shear stress (τ) or the pressure (P). In order to estimate the contribution of the shear stress in the nucleation of each seismic event, we first quantify the shear stress increment that is sufficient to reach rupture starting from the initial shear stress and pressure state, that is, the shear stress that negates the initial value of the Coulomb Failure Function. Then, the Shear Stress Contribution (SSC) is quantified as:

$$SSC = \frac{\Delta\tau(\bar{x})}{-CFF(\bar{x}, 0)} = \frac{\Delta\tau(\bar{x})}{\mu(\sigma_n(\bar{x}, 0) - P(\bar{x}, 0)) - \tau(\bar{x}, 0)} \quad (3.14)$$

where $\Delta\tau(\bar{x})$ is the shear stress variation from the initial state at the location $\bar{x}$, when the Mohr-Coulomb criterion (Eq. 3.8) is reached. A SSC of 0 indicates that the failure is caused by the fluid pressure changes, while a SSC of 1 indicates that the failure is driven by the shear stress perturbation.

3.3. Modeling Results

This section presents the modeling results of the spatiotemporal evolution of seismicity and aseismic slip induced by the injection for different levels of initial closeness to failure (SCU). The evolution of the fronts of fluid pressure and shear stress are presented, and compared with the conventional analytical solution of the pressure diffusion in a homogeneous, isotropic porous medium.

3.3.1. Fault Response To Fluid Injection

First, we examine the impact of the fluid injection on the spatiotemporal distribution of the seismicity and aseismic slip for a reference case with a SCU of 68% (Table 3.1, Figs. 3.2 to 3.5). Fault reactivation starts at the injection point after 31.6 s of injection at a pressure of 44.1 MPa (Fig. 3.2b), corresponding to an overpressure of 14.1 MPa relative to the initial state. As in this reference model, the effect of shear-induced dilation is not considered, the permeability depends only on effective stress and thus pressure diffusion is isotropic. The first rupture is a small seismic event at the injection point, with a stress drop of 5.6 MPa (Fig. 3.2e) and a maximum slip velocity of 1.16 mm/s (Fig. 3.2c). Afterwards, fault slip develops and grows in size through a combination of aseismic slip and seismic events (see Supplementary Information, Movie S1). A large aseismic slip patch (maximum length of 74 m and width of 59 m) develops with an asymmetric elliptic shape and an oblique orientation related to the

initial strike-slip regime (Fig. 3.3a). The slip area grows preferentially in the direction of shear stress vector resolved on the fault plane ($\vec{\tau}$), which is also the direction of slip, consistent with the preferred elongation of static cracks in the mode II direction expected from fracture mechanics theory (e.g., Galis et al., 2017). The amplitude of the aseismic slip is maximum at the injection point (11.3 mm) and decays progressively towards the limits of the ruptured area (Figs. 3.3a and 3.3b-c). During reactivation, some fault elements slip seismically. The distribution of seismic slip is similar over the whole slipping area (Fig. 3.3b). At the end of the test, seismic slip ranges from some microns to 0.249 mm, which is about 45 times smaller than the maximum aseismic slip, a small portion of the total deformation. As the seismic and aseismic slipping areas are identical at the end of injection, the released moment is mostly aseismic, with only 0.4% of seismic deformation on average.

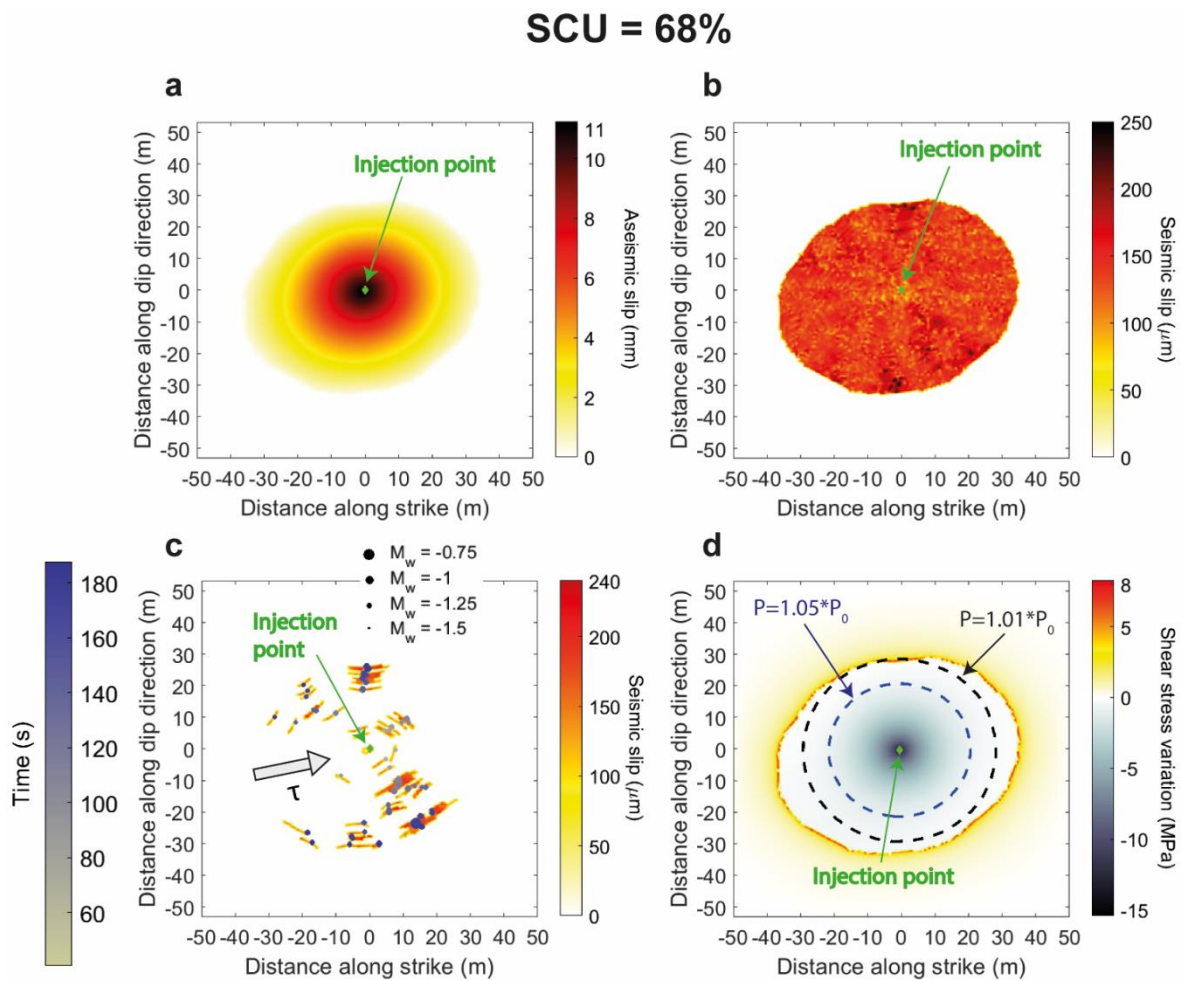


Figure 3.3. Snapshots of the spatial distribution of (a) aseismic and (b) seismic slip across the fault at the end of the injection. (c) Location and time of occurrence of seismic events with moment magnitude (M_w) greater than -1.6 together with the ruptured area and the amplitude of seismic slip for each individual event. τ is the shear stress vector resolved on the fault plane. (d) Snapshot of shear stress changes at the end of injection relative to the initial state. The dashed black and blue circles represent the limit of the pressure front where increases in fluid pressure are 1% and 5% of the initial pressure before injection. In all panels, the injection point is represented by the green diamond at the center of the fault.

The seismic rupture areas are distributed heterogeneously on the fault (Fig. 3.3c). Their hypocenters are mainly located perpendicular to the fault shear stress vector $\vec{\tau}$ (i.e., along the minor axis of the slip ellipse), while almost no event occurred in the direction of the shear stress vector. The seismic patches are elongated in a direction locally parallel to the aseismic slip front (Figs. 3.3c-d). The events are located on the edge of the zone of shear stress concentration near the rim of the overall slip area, along which the Coulomb Failure Function (CFF) is null at a given time. They are all triggered at the passage of the rupture front. There is no seismic event left around the injection point, which is consistent with seismological observations in highly-instrumented decametric scale experiments (e.g. De Barros et al., 2018). The hypocentral distance relative to the injection point and the magnitude of the events increase with time. Some events are located outside the pressurized zone, i.e., outside the stimulation region (Figs. 3.3c-d).

We now consider only the events with a rupture area above 1.5 m^2 (Fig. 3.3c), which corresponds to a moment magnitude (M_w) greater than -1.6 and to a rupture area of at least 7 cells (see section 3.2.4 for details). This minimum magnitude is consistent with observations of induced earthquakes in recent reservoir-scale injection experiments (e.g. Kwiatak et al., 2019) in which only the largest events are detected, the smallest events being generally buried in the noise. This selection gives 55 distinct events, with magnitude ranging from -1.6 to -0.7.

Aseismic and seismic slip have different spatial distributions. They are compared in Fig. 3.4d-f at 3 different times, 50, 120 and 190 seconds from the beginning of the injection. The simulation data are averaged on a zone covering an orientation of 10° around the oblique section represented by the grey dashed lines in figure 1c, i.e. close to the direction in which most of the seismicity occurred. The aseismic slip is maximal at the injection point and decays linearly with distance. Conversely, the seismic slip is smaller at the injection point and grows with distance. Consequently, the seismic-to-aseismic slip ratio increases with distance from the injection point. The maximum of this ratio is therefore always situated at the rupture front, while it reaches zero or small values around the injection point. As the spatial distribution of the seismic patches is discontinuous (Fig. 3.3c), the seismic slip shows a heterogeneous distribution.

The aseismic slip (Fig. 3.4d-f) can be compared to the fluid pressure and stress changes (Fig. 3.4a-c). At all times, the shear stress drops within a large area around the injection point, which corresponds to the aseismic slip area, and increases in the surrounding area (see also Fig. 3.3d). The transition from negative to positive shear stress change corresponds to the rupture front, the outer rim of the aseismic front. Interestingly, at 50 s, the pressure perturbation is ahead of the rupture front, while at later times, the rupture front and associated shear stress perturbations outpace the pressure front. The pressure front can be defined as the contour where pressure is 1% or 5% greater than the initial pressure (P_0). These two pressure contours are represented in Fig. 3d at the end of the injection. The rupture front is located beyond the 5% overpressure front, and beyond the 1% overpressure front in the direction of $\vec{\tau}$ and in the lower part of the fault. The aseismic rupture thus occurs at overpressure lower than 1.5 MPa, but induces pronounced shear stress perturbations with values up to 8 MPa. Therefore, the shear stress loading is likely the main triggering phenomenon of the rupture at times larger than 50 sec.

To further understand the relationship between seismicity, aseismic deformation, pressure and shear stress, we show in figure 5 the seismicity in a distance-time diagram (so-called R-T plot, Shapiro et al., 1997), together with the shear stress front and the fluid pressure front at 5% overpressure. We define the shear stress front as the locations with a shear stress equal or greater than 95% of the peak shear stress. As the rupture shape is elliptical (Fig. 3.3d), the

shear stress front forms a band that widens as the rupture ellipse grows with time. The seismicity always occurs on the shear stress front, and does not follow the pressure front. As the shear stress front starts to outpace the pressure front after 120 s (Figs. 3.4b-c), the seismicity nucleates outside the stimulation zone, as observed after 165 s in Fig. 3.5. The seismic events cannot be induced by the fluid overpressure after that time. In order to quantify the relative contribution of the fluid pressure and shear stress in the triggering of seismic events, we calculate the shear stress contribution required to induce failure (SSC, Eq. 3.14). Close to the injection point, some events are partly induced by the pressure increase because SSC reaches 23% for the first event. Later in the injection, SSC varies between 50 % and 99% for all other events (Fig. 3.14). Therefore, shear stress loading dominates the seismic rupture initiation except for the first events initiated close to the injection point (Fig. 3.5). The shear stress increase associated with the expansion of the aseismic slip is the dominant mechanism that triggers seismic events. Moreover, the shear stress contribution is more and more pronounced with increasing time and distance, as expected from figure 3.4.

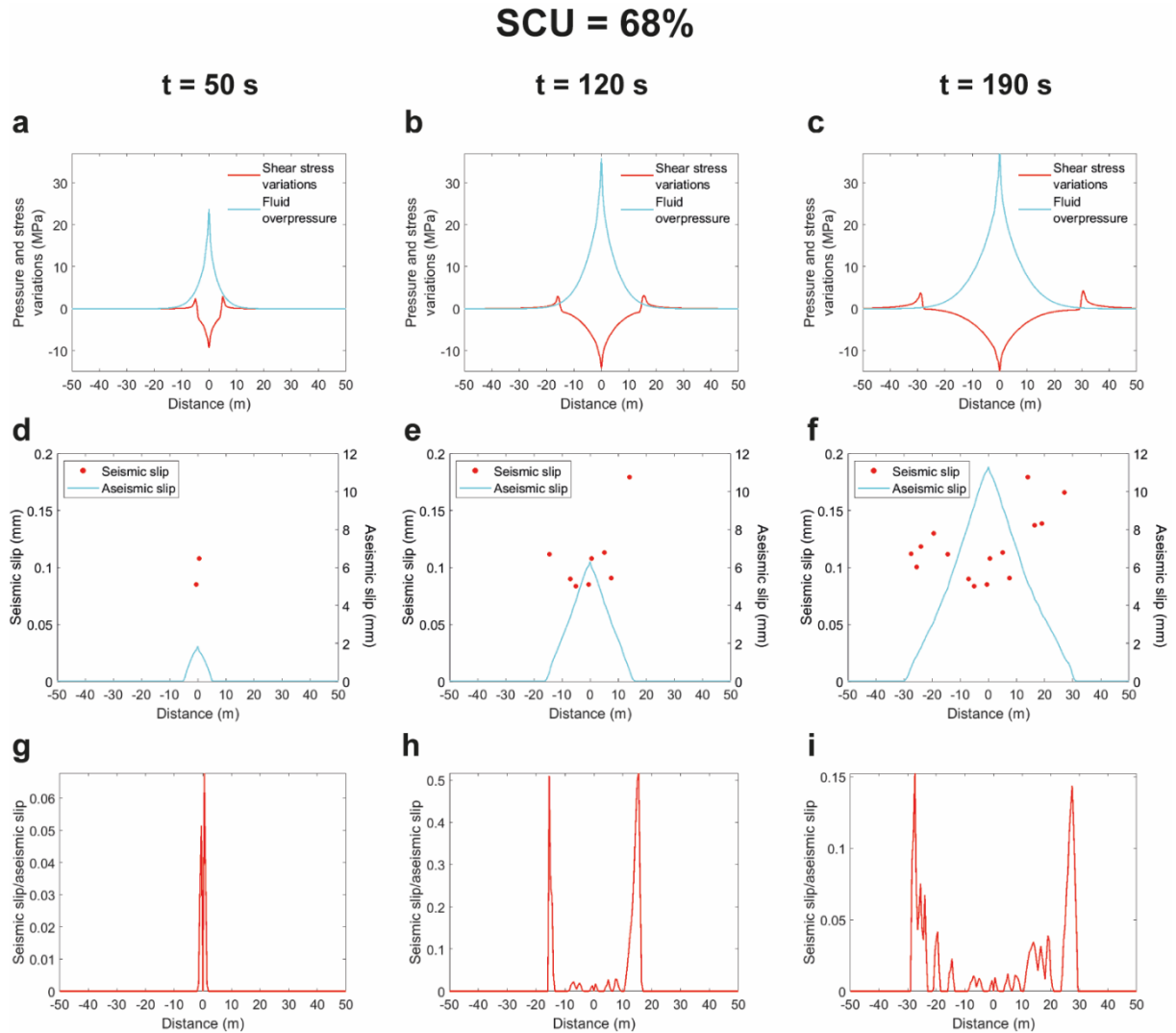


Figure 3.4. Profiles of (a-c) fluid pressure and shear stress changes, (d-f) aseismic slip (light blue) and peak seismic slip (red dots), and (g-i) the ratio of seismic to aseismic slip at three selected times, 50, 120 and 190 seconds. These profiles correspond to average values on a $\pm 10^\circ$ area around the brown dashed line across the model geometry in figure 1c.

Two migration behaviors can be observed. Before 140 sec, the rupture front and the seismicity front slowly expand with a mean velocity of about 0.17 m/s. After, the migration velocity of the rupture and seismicity fronts increases to a mean speed of 0.22 m/s. This transition occurs when the shear stress front starts to outpace the pressure front (Figs. 3.4b-c). This acceleration of the seismicity migration is accompanied with a sharp increase of the seismic moment rate (Fig. 3.5).

The possible effect of shear-induced dilation was investigated by changing the dilation angle to 1° , that is a typical value to ensure coupling between hydraulic aperture and fault slip (e.g., McClure and Horne, 2011) (Figs. 3.10-3.11). Our model considers a two-way coupling, including the increased pressure causing stress changes and the permeability changes due to both effective stress and slip. Compared to the reference model (which ignores the effect of shear-induced dilation), the number of earthquakes and the seismic moment slightly decrease by about 2 %. When the rupture front outpaces the pressure front, the acceleration of the seismicity front is less pronounced and decreased by 5 %. For a similar rupture area, shear-induced dilation increases the final migration distance of the pressure front by 8%, but has a minor effect on the shear stress fronts and on the seismicity migration velocity which changes only of 0.01 m/s.

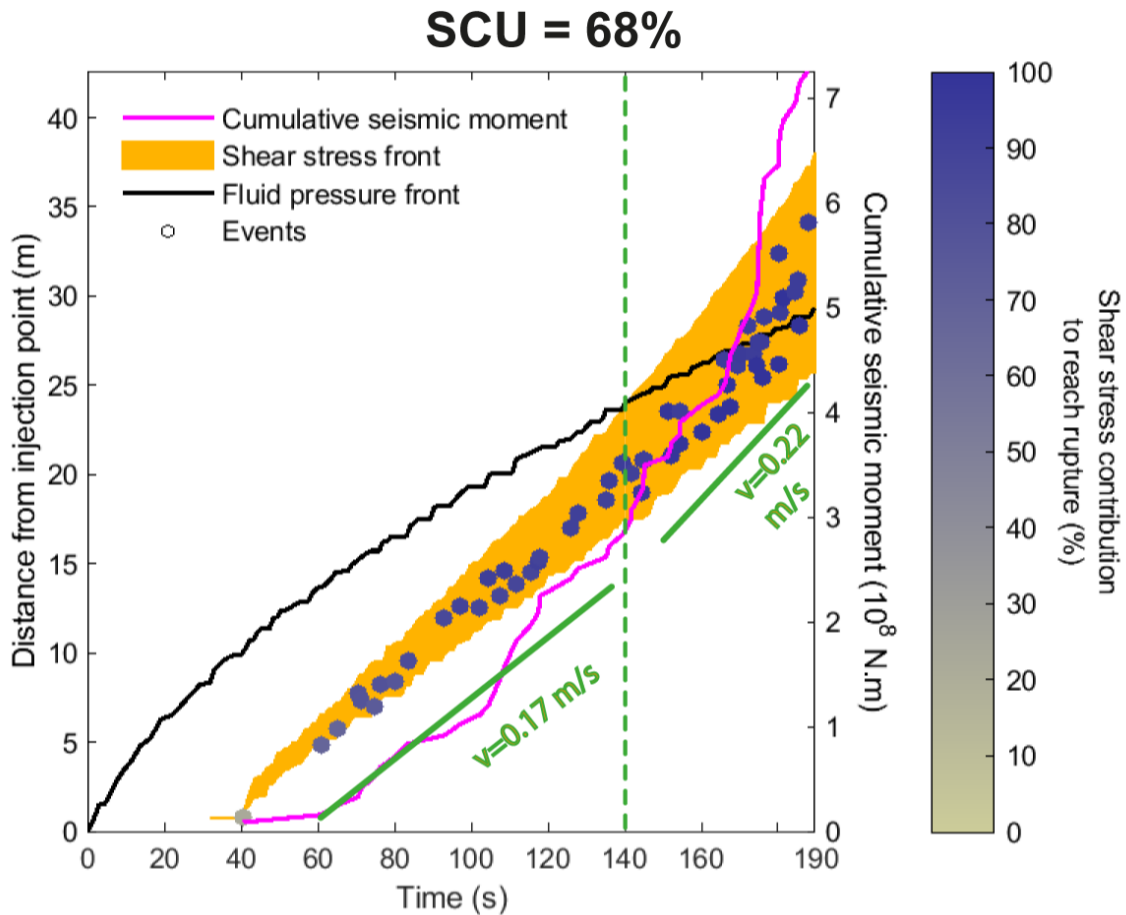


Figure 3.5. Time evolution of the distance of the seismicity (colored dots), the pressure front (black), and the shear stress front (orange zone) relative to the injection point. The cumulative seismic moment (purple) is also plotted as a function of time. The colorbar represents the shear stress contribution (defined in the section 2.5.2) to reach rupture for each seismic event. The vertical green dashed line marks the transition of the mean migration velocity of seismic events. The green straight line below seismicity indicates the mean migration velocity of events.

3.3.2. Effect Of The Initial Fault Criticality

The initial closeness to failure of a fault is known to influence the slip and rupture extent (Ciardo and Lecampion, 2019; Gischig, 2015; Jin and Zoback, 2018b). Here, we study its impact on the spatiotemporal evolution of seismicity and aseismic slip. The initial closeness to failure is quantified by the initial Shear Capacity Utilization (SCU, Eq. 3.12). Besides the reference case with a SCU of 68%, we examined four additional cases with SCU of 53, 59, 64 and 71%, respectively. As in the reference case, these simulations have been stopped at a fixed rupture front threshold corresponding to 75% of the width of the fault. Moreover, only the events with a slipping patch over than 1.5 m^2 are taken into account.

In all cases the seismicity front is delimited by the shear stress front and not by the fluid pressure front (Fig. 3.6). However, two different behaviors are observed depending on the SCU value. For the cases with SCU = 53, 59, and 64%, the shear stress front remains behind the pressure front. The shear stress and pressure fronts slow down with distance and time. For the case with SCU = 71%, the shear stress front and the seismicity front show the two distinct phases previously described for the reference case (see section 3.3.1): they are first behind the pressure front, then they accelerate and outpace it. The cumulative seismic moment increases sharply during this accelerating migration phase. The distinction between the two behaviors can be related to the sign of the potential stress drop available through the initial stresses. If the stresses before injection are such that the shear stress is above the dynamic friction strength ($\tau_o > \mu_d \sigma'_{no}$), the initial state has a positive contribution to stress drop ($\tau_o - \mu_d \sigma'_{no}$), and thus provides additional potential energy to drive the slip front growth. This is the case when SCU = 68 and 71%. Otherwise, the potential stress drop given by the initial stresses is negative and resists against rupture. This is the case when SCU = 53, 59 and 64%.

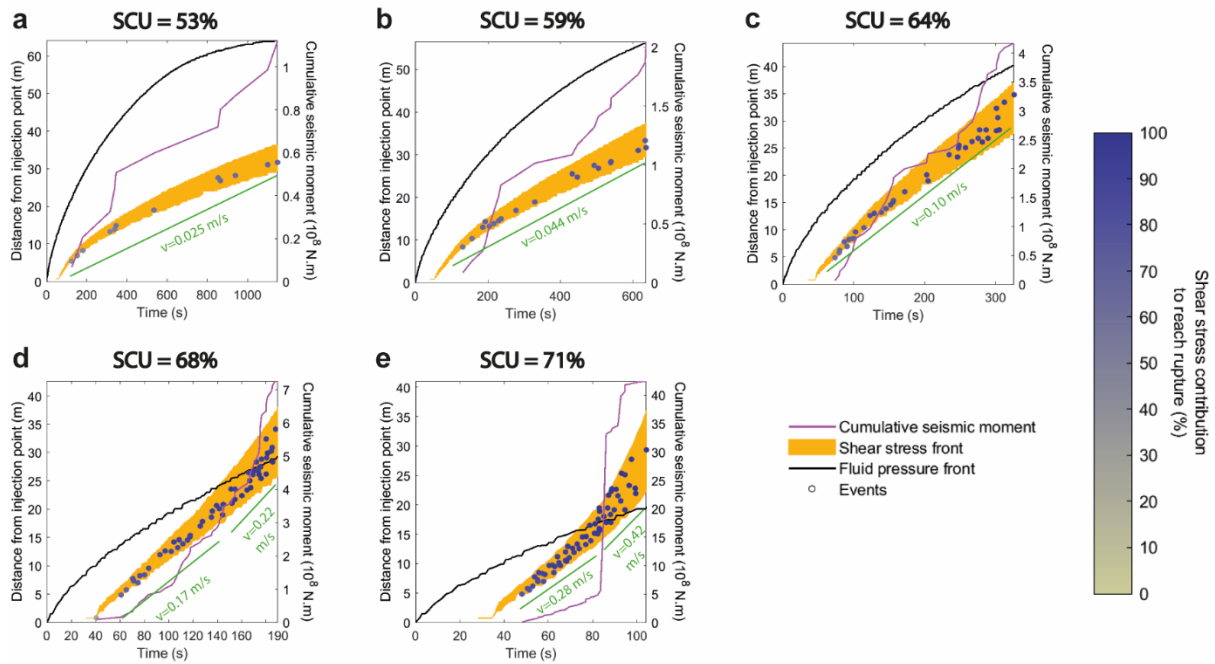


Figure 3.6. (previous page) Parametric study on the initial fault criticality defined with SCU equals to (a) 53%, (b) 59%, (c) 64%, (d) 68% and (e) 71%, respectively. Time evolution of the distance of the seismicity (colored dots), the pressure front (black), and the shear stress front (orange zone) relative to the injection point. The cumulative seismic moment (purple) is also plotted as a function of time. The colorbar represents the shear stress contribution (defined in the section 2.5.2) to reach rupture for each seismic event. The green straight line below seismicity indicates the mean migration velocity of events. Scales are different between panels.

When the rupture front is behind the pressure front, the mean migration velocity of seismicity also increases with the increase in SCU (0.025 m/s to 0.28 m/s). In the second period for the high SCU case when the shear stress front starts to outpace the pressure front, the seismicity migration velocity increases from 0.22 m/s to 0.42 m/s. Thus, the closer to failure is the fault initially, the faster is the seismicity migration.

Varying the initial closeness to failure affects the number and magnitude of the seismic events (Figs. 3.7-3.8), and therefore the total seismic moment. The latter ranges from $\sim 1.1 \times 10^8$ at SCU = 53% to $\sim 46 \times 10^8$ N.m at SCU = 71% (Fig. 6). The closer to failure is the fault initially, the larger are the number and magnitude of seismic events. Indeed, 12, 19, 37, 55 and 61 seismic events nucleated from the lowest to the highest SCU, respectively. For small SCU, only small events ($M_w < 0$) occur in the direction perpendicular to the fault shear stress vector $\vec{\tau}$. For large SCU, large events ($M_w > 0$) occur, and cover a broader region around the injection point. Therefore, the seismic slip is more uniformly distributed around the injection point. As the rupture propagates faster with increasing SCU, the injection time is much smaller for large SCU simulations. Therefore, for a similar rupture surface, the maximal amplitude of the aseismic slip decreases with the increase of SCU, from 14 mm for a SCU of 53% to 7 mm for a SCU of 71% (Figs. 3.7-3.8). Therefore, even if the deformation stays dominantly aseismic, the seismic-to-aseismic moment ratio increases with closeness to failure from 0.05 to 4% (Fig. 3.9a). If the rupture is stopped for the same injected time and volume, the aseismic deformation is larger at the injection point for high SCU simulations (Fig. 3.15). Given that larger SCU ruptures grow larger over the same injection interval, this is consistent with continuum models (e.g. Garagash & Germanovich, 2012).

The closeness to failure of a fault is also known to influence the shape of the induced rupture (Galis et al., 2019). Indeed, our models show that the shapes of the rupture patch evolve from nearly circular at low SCU to elongated ellipses at high SCU. The elongation of the rupture area occurs preferentially in the direction of $\vec{\tau}$. To quantify the shape of the final rupture, we approximate it as an ellipse and compute the eccentricity (e) using the large semi-axis (a) and the small semi-axis (b):

$$e = \sqrt{1 - \left(\frac{b}{a}\right)^2} \quad (17)$$

This parameter is 0 for a circle and approaches 1 for a very thin ellipse. Figure 3.9b indicates that the eccentricity of the final slip increases with closeness to failure, from 0.46 for SCU of 53% to 0.64 for SCU of 73%.

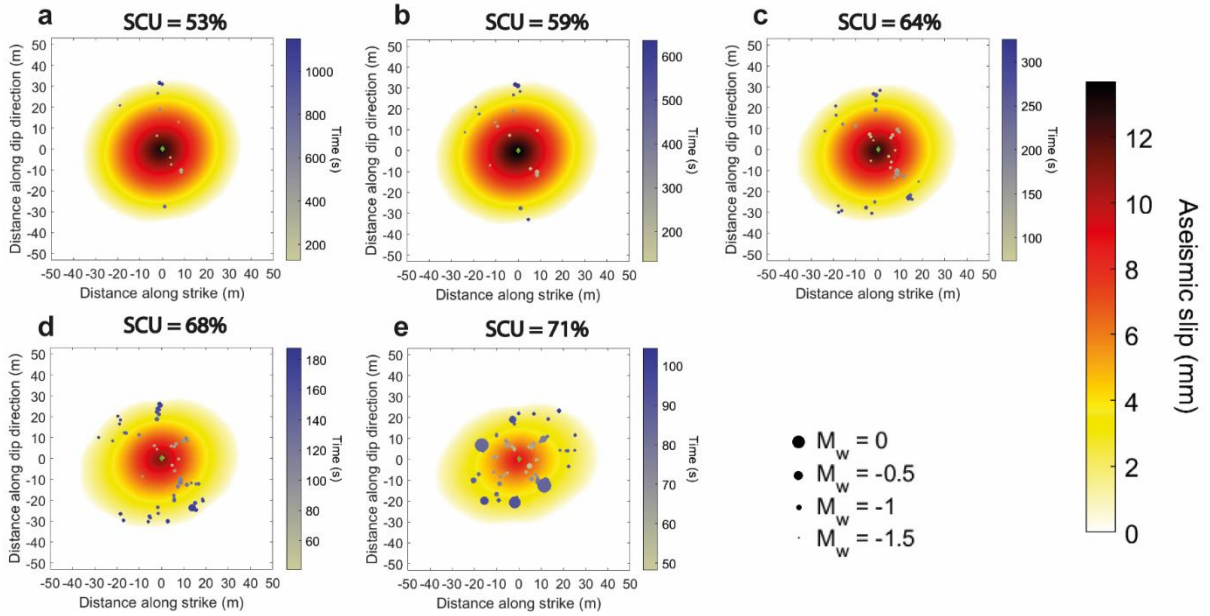


Figure 3.7. (a-e) Aseismic slip across the fault for different initial fault criticality defined with SCU equals to (a) 53%, (b) 59%, (c) 64%, (d) 68%, and (e) 71%, respectively. The location and moment magnitude of each event are represented with a colored circle. The size of circles represents the event magnitude.

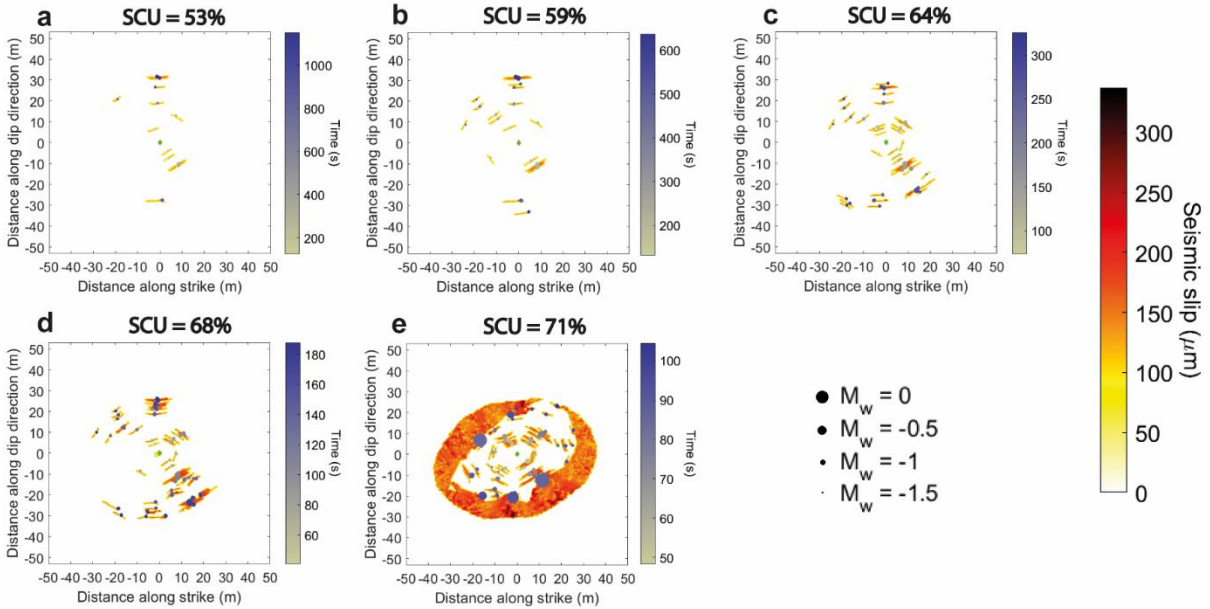


Figure 3.8. (a-d) Seismic slip across the fault for different initial fault criticality defined with SCU equals to (a) 53%, (b) 59%, (c) 64%, (d) 68% and (e) 71%, respectively. The location and moment magnitude of each event are represented with a colored circle. The size of circles represents the event magnitude.

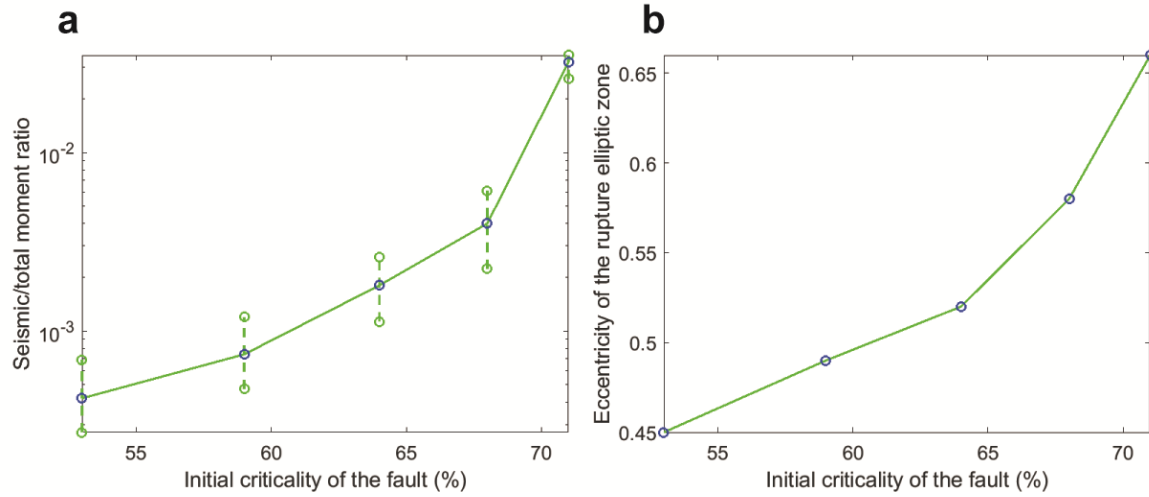


Figure 3.9. Sensitivity of (a) the ratio of the seismic to total moment, and (b) the shape of the ruptured area expressed by the eccentricity of the elliptical rupture to the initial fault criticality defined with SCU equal to 53, 59, 64, 68 and 71%, respectively. The dashed lines at constant criticality represents the range of values of seismic-to-total moment ratio adopted by a variation of 10% of the slip velocity threshold.

These simulations were performed without shear-induced dilation. However, taking account dilation has only a minor effect on the seismicity and rupture fronts, especially at high SCU (Fig. 3.10). We also test the influence of the coupling between permeability changes and fluid pressure on aseismic slip and seismicity distribution on the fault (Figs. 3.12 and 3.13). If not considered, the number of earthquakes increases between 2% and 50%, as well as the cumulative seismic moment. The seismicity migration velocity is also amplified by up to 25%. The pressure front is not modified by the presence or absence of coupling between permeability variations and pressure.

3.4. Discussion

This study presents numerical simulations of the coupled seismo-hydro-mechanical response of a permeable, slip-weakening fault in which fluid is injected, to investigate the relationship between fluid injection and characteristics of the resulting seismicity sequences. While the simple single fault geometry may not be a complete representation of a natural system, the simulated seismic catalogs exhibit a number of features that are observed in real sequences of induced seismicity. Based on simulations spanning a range of initial closeness to failure, we identified the following main results:

- (1) the deformation is dominantly aseismic. The seismic-to-aseismic ratio increases with distance to the injection point. The largest seismic events occurred far from the injection point;
- (2) the rupture and the seismicity may outpace the pressurized zone. This behavior is more favored in faults that are initially closer to failure;
- (3) the rupture extent and shape, the amplitude of aseismic slip, and the number and magnitude of seismic events are strongly influenced by the initial prestress condition;

- (4) the seismicity front follows the shear stress front, and not the fluid pressure front;
- (5) the seismicity migration velocity accelerates when the shear stress front outpaces the fluid pressure front.

These results are broadly in agreement with observations in the laboratory (Goodfellow et al., 2015) and in-situ experiments (De Barros et al., 2016; Duboeuf et al., 2018; Guglielmi et al., 2015), in reservoir stimulation (Eyre et al., 2019; Wei et al., 2015), and theoretical studies (Bhattacharya and Viesca, 2019; Cappa et al., 2019). Understanding the conditions for seismic and aseismic fault slip is important to study the magnitude and distribution of seismicity that can occur during fluid injection. In the following, we discuss the implications of our results for induced seismicity in the light of observations of real data and previous modeling.

3.4.1. Rupture Is Mainly Aseismic During Injection

Our numerical simulation results show that the fault rupture is dominantly aseismic during the injection. This behavior is mainly controlled by the prestress conditions, and the initial high-permeability of the fault which favors the fluid pressure to diffuse across the fault. We observed that lower prestress and shear-induced dilation favor aseismic slip. The seismic-to-aseismic ratio varied between 0.05 % and 4 % with increasing closeness to failure. Such values are consistent with field measurements acquired in decametric scale experiments (De Barros et al., 2019), in the laboratory (Goodfellow et al., 2015) and during reservoir stimulations (e.g., Calo et al., 2011; Schmittbuhl et al., 2014).

The results of our simulations also show that the slipping area around the injection point is nearly devoid of seismic events. This is consistent with seismological observations in in-situ injection experiments (De Barros et al., 2016; Duboeuf et al., 2018). In our models, even though all grid points reach seismic slip velocities inside the ruptured patch, they lead to very small, separated seismic events near the injection. These events have a slipping patch less than 1.5 m² and thus are discarded from our analysis, as mentioned in section 3.3.1. Indeed, such small events do not rupture a minimum surface area over a same time window, preventing the nucleation of large seismic rupture near the injection point. Furthermore, models indicate that the magnitude, the number of seismic events and the seismic-to-aseismic ratio increase with the distance to the injection point, consistently with observations of induced earthquake sequences (Hopp et al., 2019; Eyre et al., 2019).

Since the seismic part of the rupture is small in our models, the stress perturbation due to aseismic slip is important and the transition from aseismic to seismic slip is mainly controlled by local stressing rate and friction weakening over short distances. Stress transfer due to the expansion of the aseismic slip zone plays a key role, whereas fluid pressure increase is not necessary to trigger rupture outside the stimulation zone. Therefore, although a large increase in fluid pressure occurs near the injection, the shear stress increase and the friction weakening are responsible for the change in fault strength and stability conditions. Thus, the perturbation of the shear stress due to aseismic fault slip is crucial in injection-induced seismicity. Due to the stress redistribution, aseismic slip on an individual patch may cause shear stress increase on neighboring patches, thus potentially triggering individual or cascading seismic ruptures.

3.4.2. Rupture Outpaces The Fluid Pressure Front

Our modeling results show that the shear stress front, and thus the rupture front, eventually outpaces the fluid pressure front on faults that are initially close to failure. The expansion of the aseismic slip region allows the development of pronounced shear stress that propagates outward from the main stimulation zone. This propagating stress increase can cause the nucleation of seismic events at the edge of the aseismic slipping zone. This process of an aseismic slip outpacing the pressure front has been previously proposed in experiments (Cappa et al., 2019; De Barros et al., 2016, 2018; Guglielmi et al., 2015) and models (Bhattacharya and Viesca, 2019; Cappa et al., 2018, 2019; Eyre et al., 2019; Garagash and Germanovich, 2012; Gischig, 2015). Bhattacharya and Viesca (2019) have recently showed in a model used to fit the data of Guglielmi et al. (2015) that the rupture front can outpace the fluid pressure front when the fault is nearly critically stressed and large overpressure is sustained over the duration of injection. Their model shows a behavior of the rupture front different from a fluid-driven diffusion. Our model results provide similar conclusions, with the aseismic rupture front diffusing either behind or beyond the pressure front depending on the fault closeness to failure. In addition, we also observed in our models that the shear stress front strongly accelerates when it outpaces the fluid pressure front for large fault criticalities. This acceleration leads to two phases of seismic migration. Therefore, the combination of permeability increase and friction weakening behind the rupture front in our model enables a stress drop to occur outside the pressurized zone, providing the necessary energy to drive and accelerate the rupture beyond the pressure front.

If the fault is initially far from failure, once the slip is initiated, the shear stress front is arrested behind or near the limit of the pressurized front. Thus, the SCU of the fault influences the position of the shear stress front relative to the fluid pressure front. The overpressure and its diffusion across the fault seem to play a secondary role in the rupture evolution, especially at a distance to the injection point where the energy due to fluid overpressure decays. This result is in agreement with previous modeling studies, both for a pressurized fault with slip-weakening friction (Galis et al., 2017) and rate-and-state friction (Gischig, 2015).

3.4.3. Seismicity Migration

In numerous studies, the seismicity front is thought to be directly linked to the fluid pressure diffusion (e.g. Shapiro et al., 1997, 2002), but other studies show that the pure diffusion model does not fully capture the effect of the stress interaction (Cornet, 2000; Duboeuf et al., 2017). Here, we observed that the seismicity front follows the shear stress front, and thus the rupture front, whatever the initial closeness to failure. On faults far from failure, or at the beginning of injection on faults closer to failure, the seismicity front lags behind the pressure front. On faults close to failure, seismicity occurs outside the pressurized area due to the aseismic rupture front outpacing the fluid pressure front. Thus, seismic events are mainly triggered by the shear stress increase associated with the expansion of the aseismic slip rather than by the direct weakening effect of the fluid pressure. As the seismicity front may be far beyond the pressure front, analytical solutions using a constant hydraulic diffusivity in a homogeneous, isotropic, porous medium (e.g. Shapiro et al., 1997, 2002) cannot be applied, because they ignore the significant impact of the shear stress increases due to the approach of the aseismic slip front, followed by a shear stress drop related to friction weakening.

Additionally, our models showed that in a critically stressed fault, seismicity migration at large time and distance to the injection point showed an acceleration due to aseismic slip acceleration. Such acceleration phases have been observed in a few reservoir injection sites, like in Basel (Goertz-Allmann et al., 2011) or in the area of Jones, in Oklahoma (Keranen et al., 2014). For instance, Goertz-Allmann et al. (2011) showed that for the Basel geothermal site, the theoretical pore pressure expected for the far events is very small, less than 1 MPa. Later, Catalli et al. (2016) demonstrated that most seismic events during the Basel stimulation were triggered by stress transfer due to earthquake interactions. Such migration of an expanding aseismic region may be also interpreted as quasi-linear seismicity patterns (almost constant migration speed), that have been previously observed at the Rittershoffen geothermal site in France (Lengliné et al., 2017) and during the 2003-2004 Corinth Gulf swarm in Greece (Duverger et al., 2015). As observed in figure 6, the transition from a quasi-linear to an accelerating migration velocity depends on the difference between the initial stress state and the residual shear stress $\mu_d \sigma_n$ (e.g. Galis et al., 2017). If the difference, called background stress drop, is negative, the rupture will be stabilized and thus cannot accelerate, as observed in simulations with SCU less or equal to 64%. This is also observed in velocity-strengthening rate-and-state models (Dublanche, 2019b). Furthermore, our models indicated that the migration velocity of the seismicity changes with the fault closeness to failure.

Therefore, pressure-only models are insufficient to evaluate the spatiotemporal evolution of induced earthquakes because other physical processes (e.g., aseismic slip and static stress transfer) in addition to fluid pressure diffusion contribute to the evolution of seismicity. In turn, our results suggest that observed migration patterns of induced seismicity cannot be used directly to infer fluid diffusivity. This highlights the importance of accounting for the interactions between the different physical processes because, although referred to as induced seismicity, our models indicate that seismic events are mainly triggered by shear stress increase as opposed to induced by fluid pressure.

3.4.4. Modelling Limitations

Our modeling accounts for important processes involved during fluid-induced seismicity, including fluid flow, hydromechanical coupling, aseismic slip and seismic rupture. The mutual interactions between these processes increase the understanding of the physics and the behavior of induced seismicity. However, in our modelling approach some simplifications have been made.

We considered a simplified model geometry with a single fault. This class of models is useful to explore coupled processes. However, natural systems are often composed of a network of faults and interconnected fractures. Considering multiple faults with different orientations would help to represent a variety of slip behaviors. This may be particularly important in evaluations of the spatiotemporal evolution of induced sequences containing characteristics which arise due to fault interaction and off-fault seismicity. Despite the single-fault assumption, our model is inherently discrete and thus represents a collection of interacting fault patches that can fail independently. Comparing this class of models to continuum models involving fracture mechanics theory (Galis et al., 2017) or simulations with explicit heterogeneities or secondary faults (e.g., Luo and Ampuero, 2018) are important tasks for further research.

The imposed uniform distribution of hydromechanical and frictional properties across the fault is also a simplification. In natural settings, these fault properties are heterogeneously

distributed and the rock properties surrounding the fault can be dissimilar. This results in a more variable fluid pressure and stress distribution. Fluid pressure can diffuse in the fault along channels separated by rock bridges that can transmit local shear stress which may potentially generate seismic ruptures. For instance, previous studies have shown that changes and spatial variations in fault permeability can influence the timing and location of induced seismicity (Zhang et al., 2013; Chang and Segall, 2016; Norbeck and Horne, 2016; McNamara et al., 2015; Yeck et al., 2016). The evolution and spatial distribution of frictional parameters are also known to affect the slip mode (aseismic versus seismic) of the fault and the earthquake source characteristics. To model friction, here we have used a linear slip-weakening friction law, which is a simplified model for the simulation of fault slip and earthquake rupture. Laboratory experiments (e.g., Marone, 1998) and theoretical studies (e.g. Ampuero and Rubin, 2008) have shown that friction evolution, especially at low slip rates relevant for aseismic deformation, can be described by the rate-and-state friction law, which can reproduce a large spectrum of fault slip behaviors over a range of slip velocity and time not captured with a slip-weakening friction. Further research on the influence of fault frictional and hydromechanical properties and behaviors is necessary to estimate their impact on the rupture modes and the spatiotemporal evolution of sequences of induced earthquakes, especially irregular sequences of events with different magnitudes (Almakari et al., 2019).

Moreover, the migration velocities observed in our simulations are far larger than those observed on the field. Indeed, the velocities we observe for stress-driven seismicity are between 360 m/h and 1.5 km/h, while the migration speed is of 15 m/h at Rittershoffen (Lengliné et al., 2017) and between 3 and 10 m/h in Basel and in the area of Jones, Oklahoma (Goertz-Allmann et al., 2011; Keranen et al., 2014). This scale difference in migration velocity may be due to the difference of a few orders of magnitude in permeability between our simulations and in-situ observations. The high level of pressure may also play a role in such high seismic migration velocities, as well as the simplified geometry considered in our model.

Finally, we have tested only one injection protocol in this study. Nonetheless, previous studies have demonstrated that the rate and magnitude of injection-induced seismicity depends on the chosen injection scenario (Almakari et al., 2019; Aochi et al., 2014; Passelègue et al., 2018). Further understanding of the effect of injection characteristics (rate, magnitude, shape and duration) on the resulting seismicity and aseismic fault slip is crucial.

3.5. Conclusion

The main objective of this study is to examine the effects of a fluid injection in a permeable fault, located at the typical depth of subsurface reservoirs, on the spatiotemporal evolution of induced seismicity and aseismic slip, and their mutual interactions. We address this question numerically with three-dimensional two-way coupled hydromechanical simulations of an inherently discrete earthquake fault model governed by a slip-weakening friction law. Simulations spanning a range of prestress conditions produce synthetic seismicity catalogs. The simulations of a generic case show how the combined effect of fluid pressure and shear stress change can generate and propagate aseismic slip and seismic events across a fault, consistently with observations of induced seismicity sequences in field experiments and in natural systems.

Through our investigations, we show that the location of seismic events is not limited to the pressurized region, and that the earthquakes are triggered beyond the pressure front by the shear stress increase at the edge of the propagating aseismic slip zone. This behavior is consistent with previous field observations (De Barros et al., 2018; Eyre et al., 2019; Guglielmi et al., 2015; Wei et al., 2015) and theoretical studies (Bhattacharya and Viesca, 2019; Cappa et al., 2019). Moreover, our results indicate that the seismicity migration follows the evolution of the shear stress front rather than the fluid pressure diffusion front, whatever the initial closeness to failure of the fault. In faults initially far from failure, the seismicity and the shear stress front develop behind the pressure front, and the migration of seismicity has a mean velocity that increases with increasing prestress. In faults close to failure, once the shear stress front outpaces the fluid pressure front, the seismicity migration accelerates. This acceleration is associated with the acceleration of the aseismic rupture front. Thus, the initial closeness to failure, fault frictional properties and the shear stress increase accompanying the expansion of the aseismic slip area are more significant than the direct effects of the fluid pressure diffusion in controlling the triggering and growth of seismicity during fluid injection.

Given its practical implications, the spatiotemporal evolution of the seismicity front is a good probe for the shear stress perturbation accompanying the expansion of aseismic slip, behind and beyond the pressurized zone. Therefore, the monitoring of aseismic slip during fluid injection, using techniques based on geodesy or seismic velocity changes (Rivet et al., 2016; Shirzaei et al., 2016; Wei et al., 2015), could be useful to anticipate the evolution of potentially seismic areas in and outside the stimulation zone.

3.6. Supplementary Material

3.6.1. Introduction

Figures 3.10 and 3.11 show the effects of shear-induced dilation on the spatiotemporal evolution of seismicity and aseismic slip across the fault for different levels of initial fault criticality to failure.

Figures 3.12 and 3.13 show the spatiotemporal evolution of seismicity and aseismic slip across the fault for different levels of initial fault criticality to failure when no coupling between permeability variations and fluid pressure is considered.

Figure 3.14 shows the shear stress contribution (SSC) for the 2 simulations with the highest initial proximity to failure.

Figure 3.15 shows the aseismic slip repartition across the fault after 190 s of simulation for simulations with the initial proximity to rupture defined by SCU equals to 53% and 68%.

A small movie is also given as supplementary material in the online version of the article. This movie shows snapshots of the spatial distribution of aseismic slip, seismic slip, seismic slip associated to events with moment magnitude (M_w) greater than -1.6 and shear stress changes across the fault at 10 s interval during the simulation.

3.6.2. Figures

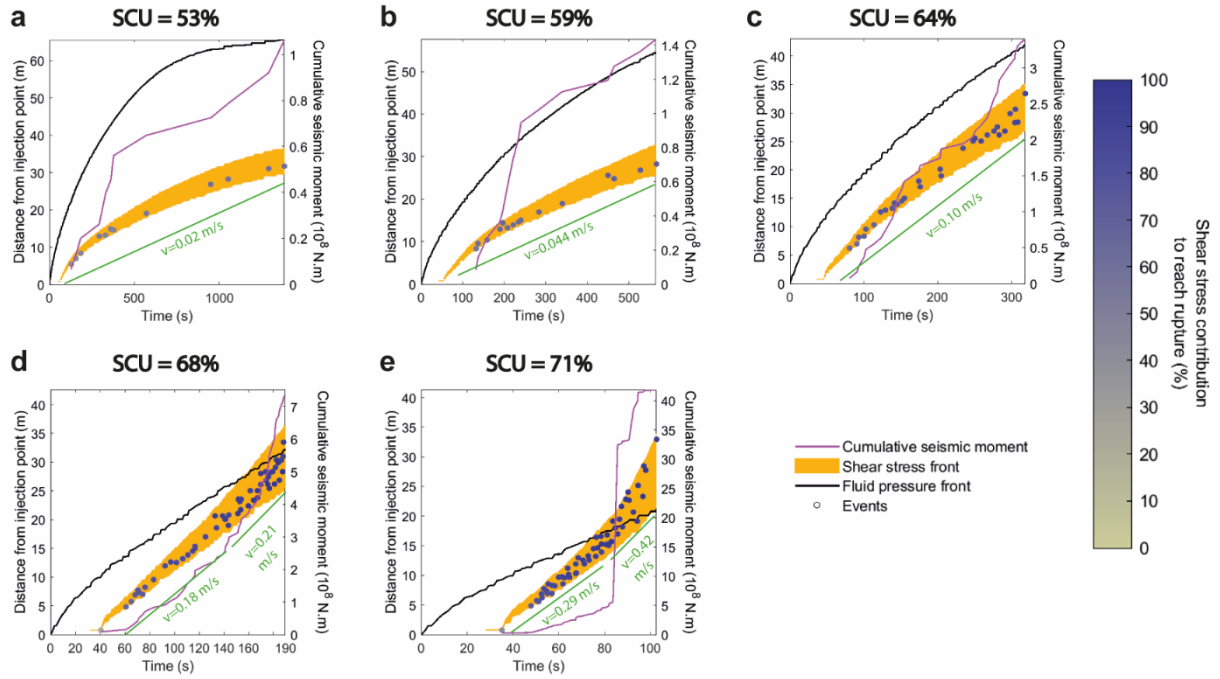


Figure 3.10. Effect of shear-induced dilation (dilation angle of 1°) for different levels of initial fault criticality defined with SCU equals to (a) 53%, (b) 59%, (c) 64%, (d) 68%, and (e) 71%, respectively. Time evolution of the distance of the seismicity (colored dots), the pressure front (black), and the shear stress front (orange zone) relative to the injection point. The cumulative seismic moment (purple) is also plotted as a function of time. The colorbar represents the shear stress contribution (defined in the section 2.5.2) to reach rupture for each seismic event. The green straight line below seismicity indicates the mean migration velocity of events. Scales are different between panels.

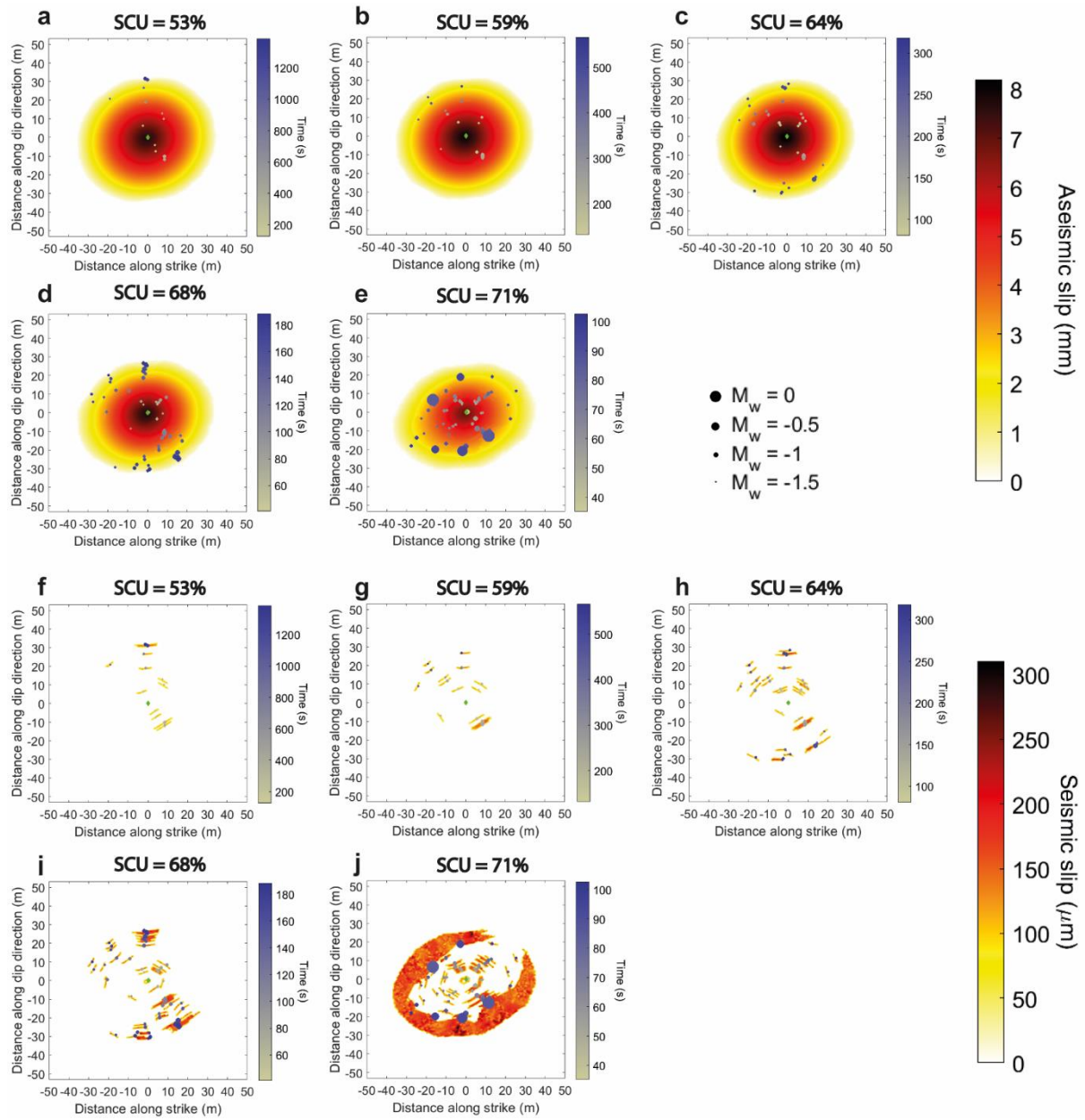


Figure 3.11. Effect of shear-induced dilation (dilation angle of 1°) on the repartition of (a-e) aseismic and (f-j) seismic slip across the fault for different initial fault criticality defined with SCU equals to 53%, 59%, 64%, 68%, and 71%, respectively. The location and moment magnitude of each event are represented with a colored circle. The size of circles represents the event magnitude.

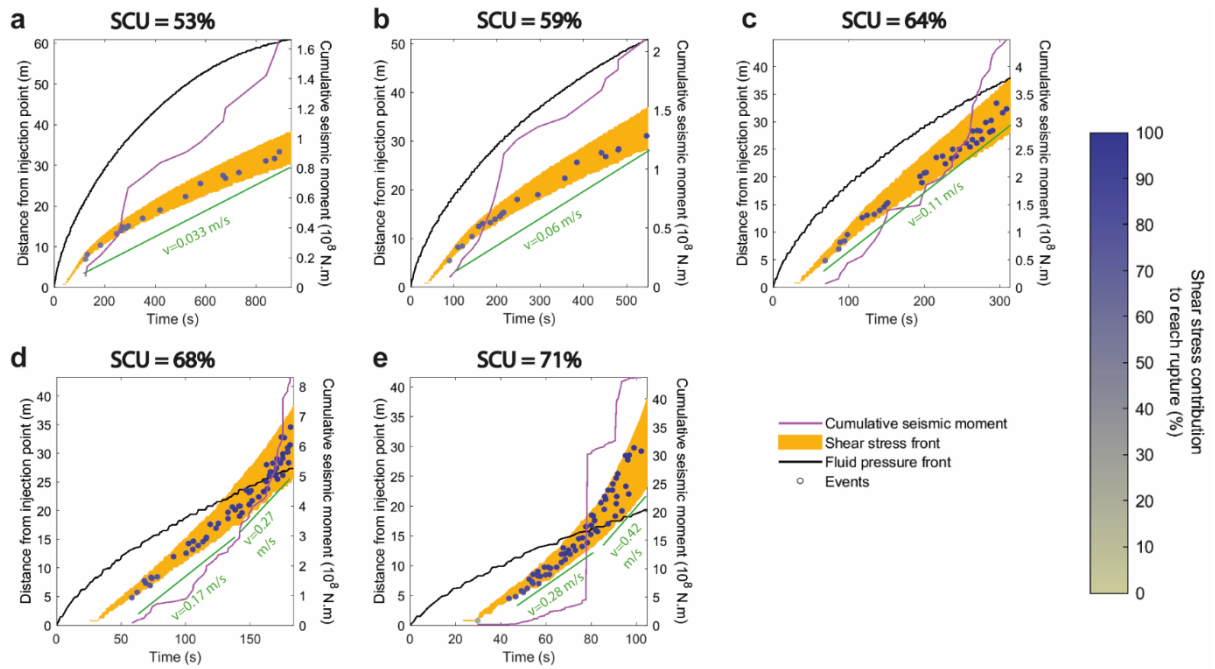


Figure 3.12. Time evolution of the distance of the seismicity (colored dots), the pressure front (black), and the shear stress front (orange zone) relative to the injection point when no coupling between permeability variations and fluid pressure is considered. Different levels of initial fault criticality, defined with SCU equals to (a) 53%, (b) 59%, (c) 64%, (d) 68%, and (e) 71%, respectively, are represented. The cumulative seismic moment (purple) is also plotted as a function of time. The colorbar represents the shear stress contribution (defined in the section 2.5.2) to reach rupture for each seismic event. The green straight line below seismicity indicates the mean migration velocity of events. Scales are different between panels.

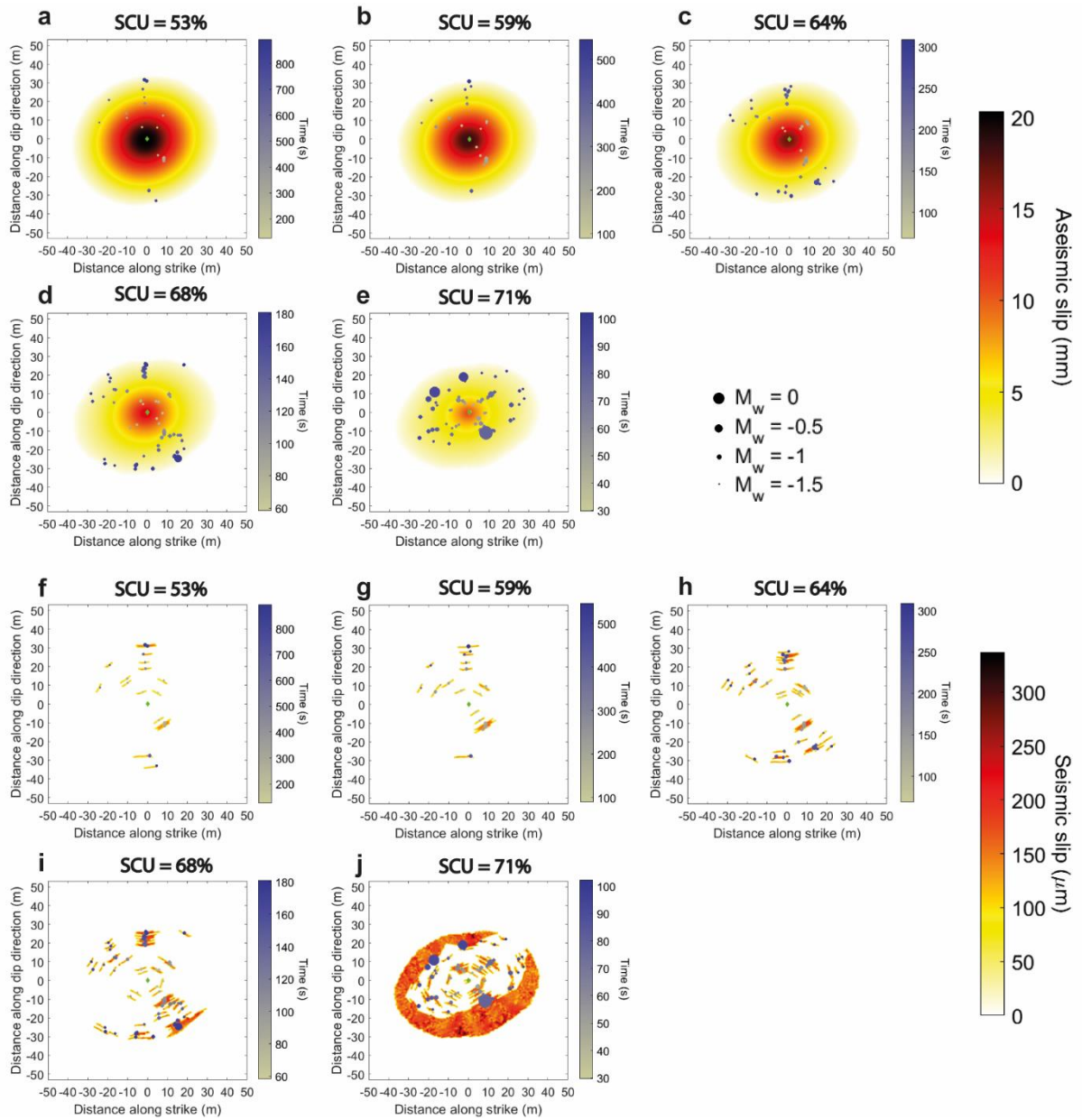


Figure 3.13. Repartition of (a-e) aseismic and (f-j) seismic slip across the fault when no coupling between permeability variations and fluid pressure is considered, for different initial fault criticality defined with SCU equals to 53%, 59%, 64%, 68%, and 71%, respectively. The location and moment magnitude of each event are represented with a colored circle. The size of circles represents the event magnitude.

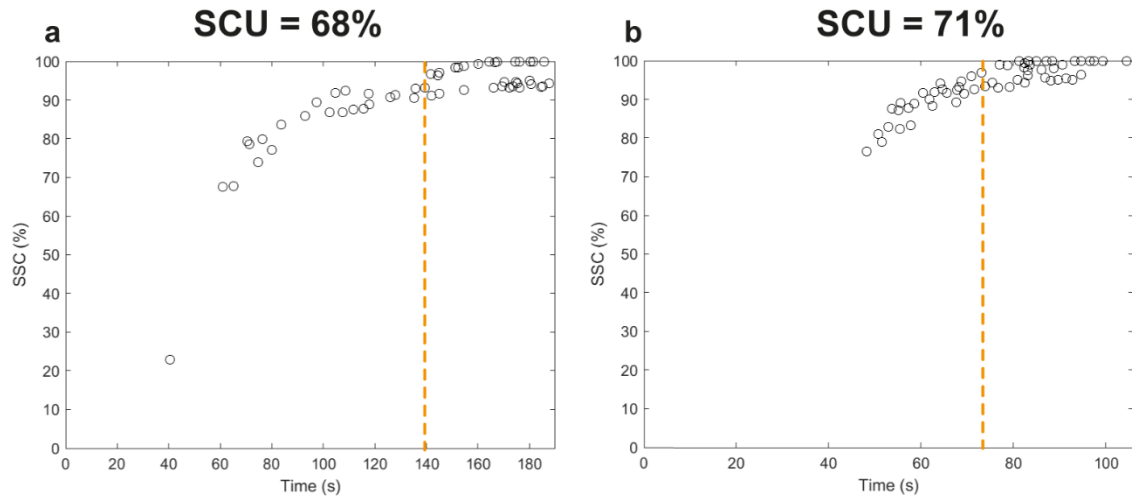


Figure 3.14. Shear stress contribution (SSC) of the seismicity in (a) the SCU = 68% and (b) the SCU = 71% simulation. The horizontal orange dashed line corresponds to the time when the rupture front outpaces the pressure front in each simulation.

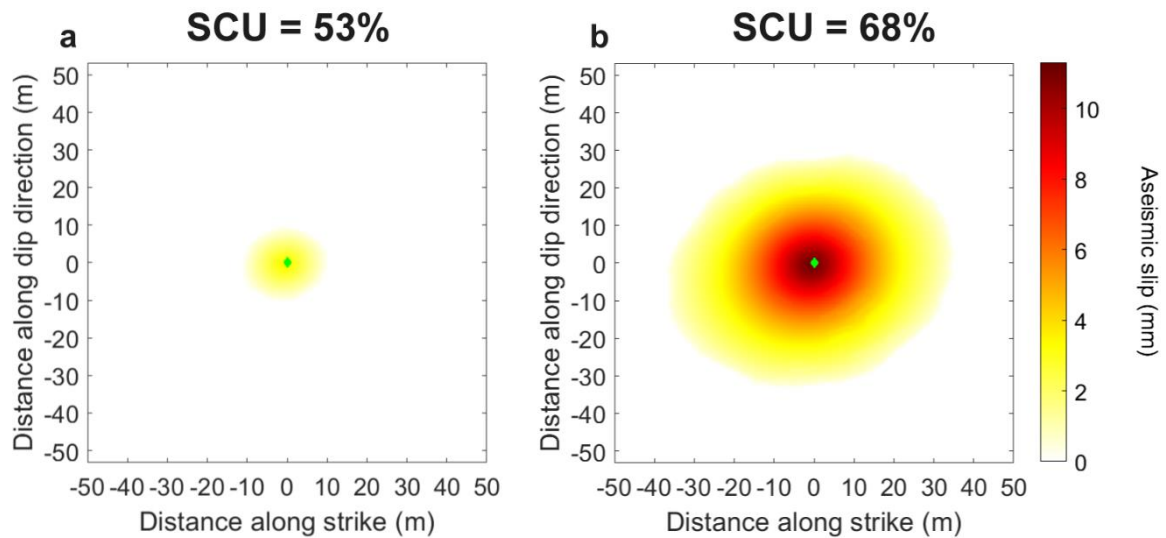


Figure 3.15. Repartition of the aseismic slip across the fault after 190 s of simulation, for initial proximity to rupture defined by SCU equals to (a) 53% and (b) 68%.

Chapitre 4 : Friction Drop And Initial Stress Proximity To Failure Of A Permeable Fault Act On The Seismic Moment Released During Fluid Injection

Résumé en français

Nous avons vu dans le chapitre 1 que la déformation est observée majoritairement asismique lors d'une injection de fluide aussi bien dans des expériences à petite échelle (m) que lors de manipulations industrielles de fluides dans des réservoirs géologiques profonds. Cependant, les paramètres contrôlant le partitionnement entre le moment sismique et asismique restent peu connus. Ainsi, nous nous sommes intéressés à l'influence de 5 paramètres sur la réponse sismique et asismique d'une faille unique, perméable, gouvernée par une loi de friction « slip-weakening », à une injection de fluide ponctuelle. Ces paramètres hydromécaniques, frictionnels et de l'état de contrainte sont la proximité initiale des contraintes à la rupture de la faille, sa perméabilité avant le début de l'injection, son angle de dilatance, sa chute de friction et sa distance caractéristique de glissement. 21 simulations d'injection ont ainsi été réalisées avec le modèle présenté dans le chapitre 3.

Nous avons observé que le comportement mécanique de la faille est sensible aux valeurs de chute de friction, de proximité initiale à la rupture et d'angle de dilatance. La proximité initiale à la rupture, la chute de friction et la distance caractéristique de glissement n'affectent pas le comportement hydraulique de la faille, au contraire de la perméabilité initiale et de l'angle de dilatance. Le comportement sismique de la faille est quant à lui influencé majoritairement par la proximité initiale des contraintes à la rupture et la chute de friction, et dans une moindre mesure, par la distance caractéristique de glissement et la perméabilité initiale. Ainsi, modifier la valeur de ces quatre paramètres ne permet pas de suivre les relations classiques du moment sismique et du volume de fluide injecté, telles que les relations de McGarr & Barbour (2018) et de Galis et al. (2017). De plus, la distance à l'injection du premier événement sismique détecté semble être un paramètre simple et efficace pour estimer le moment sismique relâché au cours d'une injection, comme proposé par De Barros et al. (2019).

Ce chapitre consiste en un article en préparation pour être soumis dans les prochains mois dans *Geophysical Journal International*. Les auteurs de cet article seront N. Wynants-Morel, L. De Barros et F. Cappa.

Abstract

Fluid pressure variations act on the fault stability and can induce seismicity and aseismic slip. Nonetheless, the parameters controlling the partitioning between aseismic and seismic slip during fluid injection stay poorly constrained. Here we examine, through 3D hydromechanical modeling, the influence of fault parameters on the seismic and aseismic response of a

permeable fault governed by a slip-weakening friction law. We perform injection simulations modifying five fault parameters, namely the initial permeability, the dilation angle, the friction drop, the critical slip distance and the initial proximity to failure. These simulations are stopped for a fixed rupture distance, corresponding to 76% of the size of the model. The mechanical behavior of the fault is sensitive to the friction drop, initial proximity to failure and dilation angle levels. Moreover, the friction drop, the initial proximity to failure and the critical slip distance do not affect the hydraulic behavior of the fault. We also observe that the spatiotemporal repartition of seismic events and the partitioning between seismic and aseismic moment are both impacted by the friction drop and the initial proximity to failure of the fault, and to a lesser extent by the initial permeability and the critical slip distance. Modifying these four fault parameters do not lead to usual moment-volume relations. Mechanical and seismic fault behaviors highlighted by this modeling study are consistent with field experiments and reservoir observations. Moreover, they can help better understand seismic risk in fluid injection cases.

Key points

- During fluid injection, the friction drop, dilation angle and initial proximity to failure of a fault influence its mechanical behavior.
- Friction properties, permeability and initial proximity to failure of a fault act on the spatiotemporal repartition of seismic events.
- Relations between seismic moments and injected volumes strongly depend on fault and stress properties.

4.1. Introduction

Fluid injection in the upper crust induces earthquakes. In previous years, the question of injection-induced seismicity became more prominent as the rate of such events strongly increased (Ellsworth, 2013). These earthquakes include large events such as the 2011 M_w 5.7 and 5.0 and 2016 M_w 5.8 wastewater-induced shocks in Oklahoma (Keranen et al., 2013; Yeck et al., 2017), and the 2017 M_w 5.5 earthquake close to a geothermal plant in Pohang, South Korea (Kim et al., 2018; Grigoli et al., 2018; Lee et al., 2019). Even though injected-induced seismicity is frequently associated with wastewater disposal or geothermal activities, hydraulic fracturing also induces seismic events with moment magnitudes between 4.0 and 4.6 in the Western Canada sedimentary basin (Schultz et al., 2015; Atkinson et al., 2016; Bao and Eaton, 2016), as well as gas production with moment magnitudes up to 3.6 (van Thienen-Visser and Breunese, 2015). Thus, understanding how fluid injection influences the triggering of the seismicity is important to reduce human-induced seismic risk and build a safer energy future.

Nonetheless, fluid injections do not always trigger seismic events. They can also induce aseismic slip related to a slow propagation of the rupture. Around fluid injections, an aseismic region has been observed both at meter scale (De Barros et al., 2016; Duboeuf et al., 2017) and at reservoir scale (Cornet et al., 1997; Cornet, 2012, 2016; Hopp et al., 2019; Lengliné et al., 2017; Wei et al., 2015; Zoback et al., 2012; Eyre et al., 2019). Moreover, the deformation induced by the injection is dominantly aseismic. This is confirmed by observations at reservoir scale (Calò et al., 2011; Schmittbuhl et al., 2014; Eyre et al., 2019) and from small-

scale experiments (De Barros et al., 2016; Duboeuf et al., 2017; Goodfellow et al., 2015; Guglielmi et al., 2015). The aseismic deformation estimated in these small-scale experiments represents more than 95% of the total deformation released during injection (De Barros et al., 2016, 2018, 2019; Duboeuf et al., 2017; Goodfellow et al., 2015).

In the conventional model used to explain injection-induced seismicity, there is rupture when the Mohr-Coulomb criterion is reached through an increase of fluid pressure causing the decrease of effective normal stress (Hubbert and Rubey, 1959). Within this framework, the ruptures are only driven by pressure diffusion and conscripted inside the pressurized zone (Shapiro et al., 1997, 2002, 2011; McGarr, 2014). Poroelastic stress changes and earthquake nucleation effects have been added later to this model (Segall, 1989; Segall and Lu, 2015). The triggering of the rupture therefore depends on the distance to injection: at short distances, fluid pressure dominates while stress perturbations dominate at larger distances (Goebel et al., 2017). Models proposed by Guglielmi et al. (2015), De Barros et al. (2016), Cappa et al. (2018, 2019), Bhattacharya and Viesca (2019), and Wynants-Morel et al. (2020), show that elastic stress perturbations from aseismic slip occur outside the pressurized zone. Therefore, rupture and thus seismicity may outpace the pressure front, as observed at different scales (Eyre et al., 2019; De Barros et al., 2018; Cappa et al., 2019).

The estimation of the maximum moment that can be released during a fluid injection is crucial in seismic hazard and risk analysis (McClure & Horne, 2011; Eaton & Igonin, 2018; Norbeck & Horne, 2018). The most common way to evaluate the maximum seismic moment released during fluid injection is using the injected volume (McGarr, 1976, 2014; McGarr and Barbour, 2018; Galis et al., 2017; van der Elst et al., 2016). However, such models do not take into account the aseismic component of the deformation (De Barros et al., 2019a). Moreover, they are sometimes outpaced, as for the Mw 5.5 main shock near Pohang, South Korea (Grigoli et al., 2018; Kim et al., 2018; Lee et al., 2019) or the Mw 3.3 main shock that occurred during the test of the St-Gallen geothermal project (Zbinden et al., 2020). Therefore, seismic moment cannot depend only on injected volume. Moreover, other authors showed that the seismic moment is related to injection parameters (Almakari et al., 2019; Weingarten et al., 2015; De Barros et al., 2019a) and fault properties (De Barros et al., 2018; Weingarten et al., 2015; Schoenball and Ellsworth, 2017; Pei et al., 2018; Hearn et al., 2018).

Several fault parameters are recognized to act on the released seismic moment and on the seismic or aseismic nature of the rupture on the fault. We choose to focus on five parameters independent among them. The permeability is known to influence the spatio-temporal repartition of the induced seismicity (Shapiro et al., 1997; Zhang et al., 2013; Chang and Segall, 2016; Norbeck and Horne, 2016; McNamara et al., 2015; Yeck et al., 2016) and is supposed to influence the rupture mode of the fault (Guglielmi et al., 2015a; Wei et al., 2015; Cappa et al., 2018). The initial proximity to rupture of the fault also acts on the seismic-to-total moment ratio released during fluid injection (Garagash and Germanovich, 2012; Gischig, 2015; Bhattacharya and Viesca, 2019; Wynants-Morel et al., 2020), so is the critical slip distance D_c (Cueto-Felgueroso et al., 2017). The presence of dilation induces a damping of the seismicity (Segall et al., 2010; McClure and Horne, 2011), while the moment magnitude of the induced seismicity gets higher with increasing friction drop (Rutqvist et al., 2015). Therefore, we consider the following key question: how do fault parameters influence on the released seismic moment and on the seismicity repartition in time and space?

In the following, we numerically investigate the influence of these five fault parameters (namely the initial permeability, the dilation angle, the initial state of stress, the friction drop and the critical slip distance) on the spatiotemporal distribution of seismicity and on the seismic and aseismic moment released during a fluid injection. The response of a permeable, slip-weakening fault to a short duration injection is computed using a three-dimensional fully-

coupled hydromechanical model. We then analyze and discuss the seismic, hydrological and mechanical behaviors of the fault with varying properties. We show that shear stress perturbations are impacted by the friction drop, the initial stress state and the dilation angle. We found, as expected, that the initial permeability and the dilation angle affects the hydrological behavior of the fault. Finally, we observe that the seismic moment released during injection is mostly influenced by the friction drop and the SCU, while the permeability and the critical slip distance have less influence. Therefore, such parameters should be considered in order to estimate the maximum seismic moment that can be released during a fluid injection.

4.2. Numerical Method And Model Setup

4.2.1. Numerical Method

We use a 3D Distinct Element Code (3DEC, Itasca Consulting Group, Inc., 2016) to model a fluid injection in a permeable, slip-weakening fault inside a three-dimensional (3D) elastic, impervious block (Fig. 4.1). Details about the functionalities of the code are given in Wynants-Morel et al. (2020). The model is hydromechanically fully-coupled. Hydromechanical and frictional parameters are allowed to vary during injection. This affects the normal and shear displacement on the fault as well as the seismic and aseismic deformation during rupture. Seismicity is generated using an inherently discrete rupture model. We use an adaptative time step to be able to simulate fast slip in decreasing the time step to 10^{-6} to 10^{-3} second during co-seismic ruptures and slower slip in taking into account a relatively large time step (around 1 second) during aseismic periods. We estimate earthquake source properties using seismological assumptions detailed in Wynants-Morel et al. (2020).

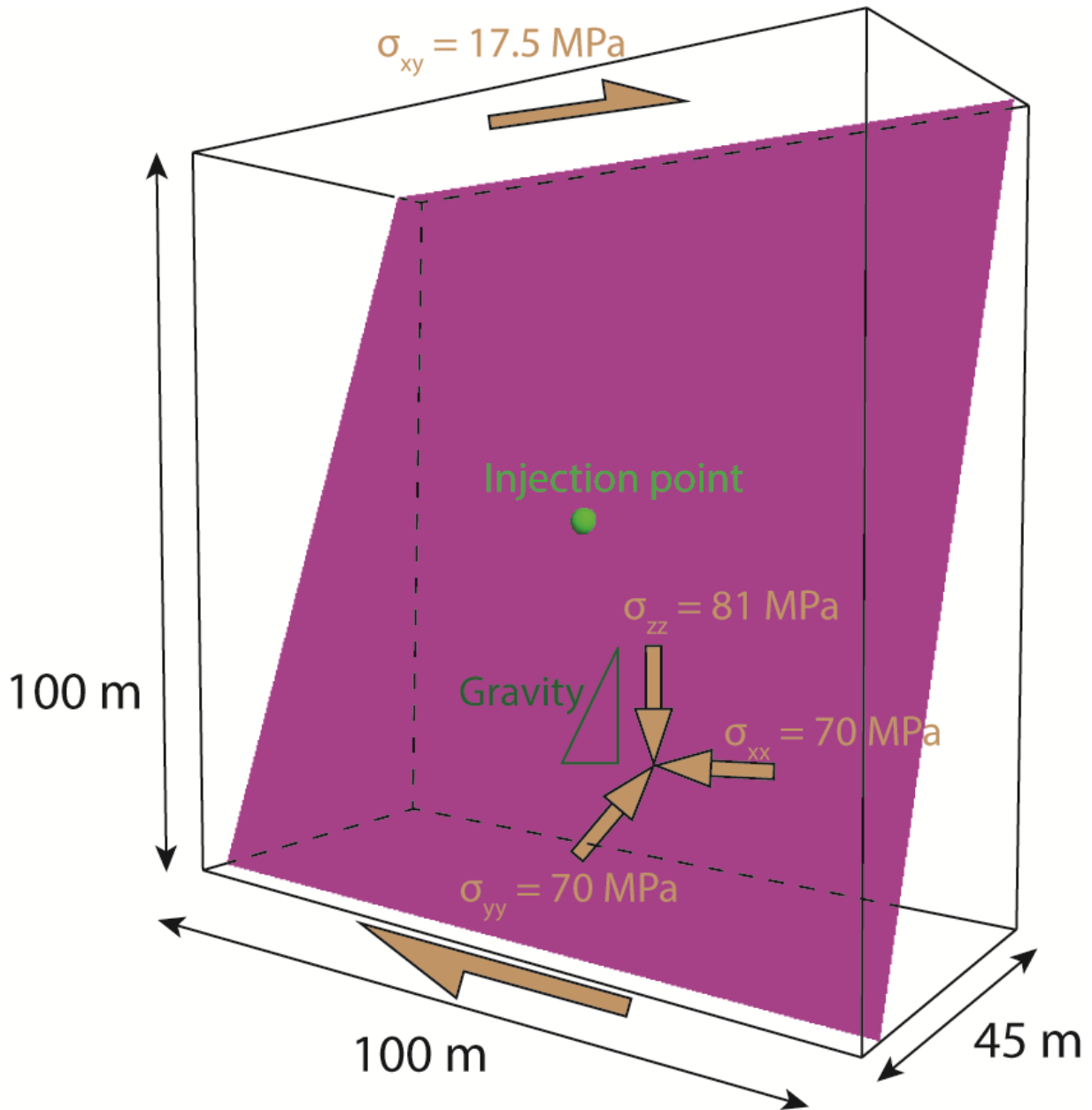


Figure 4.1. 3D model geometry of the 70° dipping fault represented in violet and the injection point in light green at the center of the fault. The initial state of stress has a vertical (σ_{zz}) and horizontal (σ_{xx} and σ_{yy}) stresses, plus a deviatoric component (σ_{xy}) to simulate dominantly strike-slip stress regime. The gradient of stress with depth and gravity is indicated as a dark green triangle that gets larger downwards.

4.2.2. Fluid Flow And Hydromechanical Coupling

During fluid injection in a fault, pressure and fluid flow are related with the cubic law (Witherspoon et al., 1980). As the fault is discretized, the variations of pressure observed in a grid are based on the fluid flow coming from adjacent grids.

The hydraulic aperture of a fracture adopts an initial expression b_{ho} at initial stress and pressure conditions. Variations of hydraulic aperture Δb_h from initial aperture come from two main processes: (1) variations of effective normal stress and (2) dilations while the fracture slips. Thus they can be expressed as:

$$\Delta b_h = \frac{\Delta \sigma'_n}{k_n} + \Delta u_s \cdot \tan \psi \quad (4.1)$$

where $\Delta \sigma'_n$ is the increment in effective normal stress (Pa), k_n is the normal stiffness (Pa/m), Δu_s (m) is the shear slip increment, and ψ is the dilation angle (°).

The permeability k is related to the square of the hydraulic aperture (Jaeger and Cook, 1984). Modeling studies show that the permeability on a fault affects the fault slip (Cappa & Rutqvist, 2011; Yeo et al., 2020) but also the spatio-temporal distribution of seismic events (Shapiro et al., 1997). The evolution of permeability affects aseismic deformation (Cappa et al., 2018) as well as induced seismicity (Rinaldi and Nespoli, 2017). Moreover, the permeability increases with increasing injected pressure as fractures open. Thus, study the permeability and its variations is fundamental to understand the relation between injection parameters and the seismic and aseismic slip released during fluid injection.

The existence of a strong coupling between permeability and shear failure is frequently observed in natural reservoirs and in-situ experiments (e.g. Guglielmi et al., 2015a, b; Zhang and Li, 2016). Previous studies showed that the dilation angle is adequate to model this coupling, that occurs during deep underground CO₂ injection (Cappa & Rutqvist, 2011), the stimulation of a geothermal reservoir (Fomin et al., 2004) or in-situ injections (Guglielmi et al., 2015b; Tsopela et al., 2019). This parameter is commonly used to model the simulation of the geomechanical and hydraulic response of a natural fracture system (Latham et al., 2013; Lei et al., 2014, 2016). It is thus a capital parameter to understand hydromechanical coupling during fault deformation.

4.2.3. Slip-Weakening Friction

Mohr-Coulomb failure criterion (Jaeger and Cook, 1984) is given by:

$$\tau_f = c + \mu(\sigma_n - p) = c + \mu\sigma'_n \quad (4.2)$$

where τ_f is the shear strength of the fault (Pa), σ_n is the normal stress (Pa) and p is the fluid pressure (Pa) acting on the fault. The effective normal stress $\sigma'_n = \sigma_n - p$ decreases with increasing fluid pressure. We consider a null cohesive strength in this study. The fault is reactivated when the Mohr-Coulomb criterion is reached, i.e. when the shear stress and the shear strength of the faults are equal. Thus slip begins and the slip velocity may increase.

The Shear Capacity Utilization (SCU), proposed in Buijze et al. (2019), is a parameter that allows us to quantify the initial closeness to failure of the fault. It is defined as the ratio between initial shear stress τ_0 and initial strength on the fault τ_{f0} , before the injection starts:

$$SCU = \frac{\tau_0}{\tau_{f0}} = \frac{\tau_0}{\mu_s(\sigma_{n0} - P_0)} \quad (4.3)$$

A maximal SCU (100%) corresponds to a fault at failure that can slip without any perturbation.

The Mohr- Coulomb criterion can be reached by increasing either the fluid pressure (and thus decreasing the effective stress and the shear strength) or increasing the shear stress. We use the Shear Stress Contribution (SSC) to quantify the respective role of the fluid pressure and the shear stress in the rupture:

$$SSC = \frac{\Delta\tau(\bar{x})}{\mu(\sigma_n(\bar{x}, 0) - P(\bar{x}, 0)) - \tau(\bar{x}, 0)} \quad (4.4)$$

where $\Delta\tau(\bar{x})$ is the shear stress variation from the initial state, when the Mohr-Coulomb criterion (Eq. 4.2) is reached at the location $\bar{x}$. $\tau(\bar{x})$, $\sigma_n(\bar{x})$ and $P(\bar{x})$ are respectively the shear stress, the normal stress and the pressure measured at $\bar{x}$. The SSC varies between 0% and 100%, respectively between a failure only triggered by fluid pressure changes and a failure only induced by shear stress perturbations.

During the slip period, we consider that the friction coefficient only evolves with the shear slip, assuming a linear slip-weakening friction law (Ida, 1972). In this law, a friction drop occurs while the friction coefficient decreases linearly over a critical slip distance (D_c) from a peak static value (μ_s) to a residual dynamic value (μ_d) (Fig. 4.2a and Table 4.1). Both the friction drop ($\mu_s - \mu_d$) and D_c control the slip behavior (e.g. Segall & Rice, 1995; Perfettini et al., 2001; Scholz, 2019; Hillers et al., 2009), and thus the seismic or aseismic nature of the fault response. Therefore, these fault parameters should be considered to understand the seismic response of an activated fault.

Furthermore, a healing of the fault with time, that is a recovering of the friction coefficient and thus of the strength of the fault after rupture, is frequently considered in literature (e.g. Marone, 1998). Nonetheless, healing is not well known during fluid injection. As the test durations are short in this study, no fault healing is assumed.

Rock mechanical properties	Shear modulus (G)	15 GPa
	Bulk modulus (K)	25 GPa
	Density (ρ)	2750 kg/m ³
Elastic stiffness of the fault	Normal stiffness (k_n)	300 GPa/m
	Shear stiffness (k_s)	300 GPa/m
Slip-weakening frictional properties of the fault	Static friction (μ_s)	0.6
	Dynamic friction (μ_d)	0.4
	Critical slip distance (D_c)	10 μ m
Hydraulic properties of the fault	Initial aperture (b_{h0})	200 μ m
	Initial fluid pressure (P_0)	30 MPa
	Dilation angle (ψ)	0°
Fluid properties	Fluid bulk modulus (K_w)	2 GPa
	Fluid density (ρ_w)	1000 kg/m ³
	Fluid viscosity (μ_f)	10 ⁻³ Pa.s
Stress state	Initial effective normal stress (σ_{N0})	41.3 MPa
	Initial shear stress (τ_0)	16.8 MPa
	SCU = $\tau_0/\mu_s(\sigma_{N0}-P_0)$	68 %

Table 4.1. Model parameters for the reference case. Yellow-highlighted cases correspond to fault parameters that are allowed to change during the parametric study.

4.2.4. Model Set-Up: Geometry, Physical Properties And Boundary Conditions

Our objective is to study the effect of fault properties on the seismic events distribution and the seismic-to-aseismic partitioning during fluid injection in a single fault, at a depth usually observed for reservoirs (3 km). This 70° dipping fault is 106 m long and 100 m large, along dip and strike, respectively. It is included inside an elastic and impervious medium (Fig. 4.1). We consider a reference case from which the other simulations differ by varying one parameter (Table 4.2).

We apply constant principal stresses to the model ($\sigma_{zz} = 81$ MPa, $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = 70$ MPa), which vary with depth through a lithostatic gradient due to gravity ($g = 9.81$ m/s²). We test different initial stress state, varying the SCU of the fault between 53 and 71%. In order to do so, we add a deviatoric component σ_{xy} between 13.5 and 18.5 MPa. It allows us to keep the normal

stress constant among the tests and change the shear stress only. Before injection, we apply an initial pressure (P_0) of 30 MPa, which varies with depth with a hydrostatic gradient.

We consider fluid injection at the center of the fault (Fig. 4.1). The applied flowrate linearly increases during the first hundred seconds of injection and then is kept constant at a value of $0.09 \text{ m}^3/\text{s}$ (Fig. 4.2b). This short-duration, high-rate injection leads to a fast pressurization of the fault at injection point. The injection simulations are stopped when the rupture reached a fixed distance from injection point (corresponding to 76% of the length of the fault). The simulation duration differs from one test to another; it is 190 s in our reference case (Fig. 4.2b).

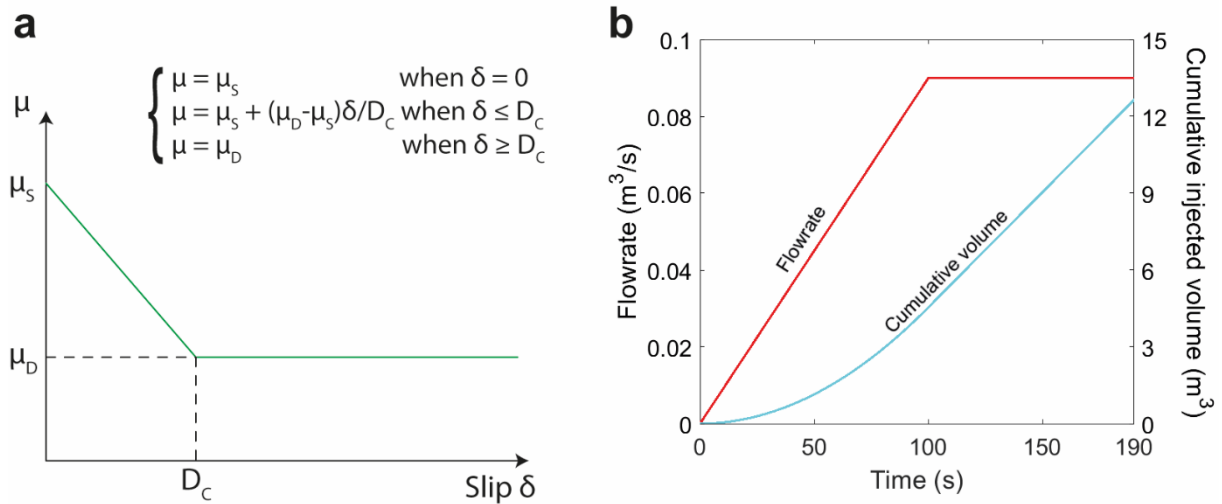


Figure 4.2. (a) Linear slip-weakening friction with slip (δ), static friction coefficient (μ_s), dynamic friction coefficient (μ_d) and critical slip distance (D_c). (b) Cumulative injected fluid volume and flowrate versus time.

We set elastic properties for rocks to typical constant values for sedimentary material (Table 4.1). These values are standard in crustal reservoirs, as for instance in Oklahoma, a region of pronounced injection-induced seismicity (Barbour et al., 2017). We test different values of dilation angle (Table 4.2), which are consistent with previous simulations (Segall et al., 2010; McClure and Horne, 2011; Guglielmi et al., 2015b). Several values of fault permeability are also tested. Nonetheless, the considered values are very high, to explore the behavior of highly conductive channels that can be observed in subsurface reservoirs (Jeanne et al., 2012).

We consider a classical static friction coefficient for faults at crustal conditions ($\mu_s=0.6$; Byerlee, 1978). We then test different values of the dynamic friction coefficient μ_d in the range 0.125 to 0.225. The critical slip distance D_c also varies between 5 and 80 μm . Such values are consistent with laboratory observations (Marone, 1998; Rubino et al., 2017). No fault healing is considered as test durations are small in this study.

An initialization of a static pressure and stress state is applied before start of injection. In a simulation, the evolution of fluid pressure, fault opening, fault slip, stress, friction, and hydraulic aperture are monitored. At the end of a simulation, the location, timing and moment magnitude of seismic events are estimated using the criteria described in Wynants-Morel et al. (2020).

CHAPITRE 4 : FRICTION DROP AND INITIAL STRESS PROXIMITY TO FAILURE OF A PERMEABLE
FAULT ACT ON THE SEISMIC MOMENT RELEASED DURING FLUID INJECTION

	Initial permeability (m ²)
Test 1	5.62e-9
Test 2	1.78e-9
Test 3	1e-9
Test 4	5.62e-10
	Dilation angle (°)
Test 5	1
Test 6	2
Test 7	4
Test 8	8
	Friction drop
Test 9	0.125
Test 10	0.15
Test 11	0.175
Test 12	0.225
	Critical slip distance (m)
Test 13	5e-6
Test 14	2e-5
Test 15	4e-5
Test 16	8e-5
	$SCU = \tau_0 / (\mu(\sigma_{N0} - P_0))$
Test 17	0.53
Test 18	0.59
Test 19	0.64
Test 20	0.71

Table 4.2. (previous page) *Varying fault parameters (initial permeability, dilation angle, friction drop, critical slip distance, SCU) for the reference case and the other 20 simulations considered in this study. 5 values of each of these parameters have been considered.*

4.3. Results Of The Parametric Study

This section presents the modeling results of the spatiotemporal evolution of injection-induced seismicity for different levels of five fault parameters, namely the initial closeness to failure (estimated with the SCU, Eq. 4.3), the initial permeability, the dilation angle, the friction drop and the critical slip distance D_c .

4.3.1. Generalities In The Spatiotemporal Repartition Of Seismic Events

First, we examine the common set of hydromechanical and seismological features between the 21 injection tests considered in our study. The first rupture occurred at injection, then the rupture starts expanding radially on the fault (Wynants-Morel et al., 2020). The resulting fault slip patch is elliptic (Fig. 4.7), with an oblique orientation related to the applied stress state, while the fluid diffuses with a circular shape in all cases (Wynants-Morel et al., 2020). The induced deformation is a combination of aseismic slip and seismic events. The maximum aseismic slip is found at injection point (4.1 to 18.0 mm, depending on the simulation), and decreases progressively when getting closer to the rupture edge.

Induced by the fluid injections, some seismic events occurred. A minimum threshold for the moment magnitude of seismic events has been fixed to -1.6, accordingly to observations of induced earthquakes in reservoir-scale experiments (e.g. Kwiitek et al., 2019). Thus the repartition of seismic slip on the fault is sparse (Fig. 4.8). We observe 7 to 73 events, depending on the test, with magnitude ranging from -1.6 to 0.3. Cumulated seismic slip is smaller than a few tens of microns (0.114 to 0.383 mm, depending on the simulation). It is 20 to 128 times smaller than the maximum aseismic slip. Therefore, the observed deformation is mostly aseismic, with at most 4% of the total moment that is seismic. As the rupture is stopped at a fixed distance from injection, the final aseismic moment can be considered constant between all simulations.

To better understand the relationship between seismicity, pressure and shear stress, we represent the seismicity in a distance-time diagram (or r - t plot). The pressure front, defined by an overpressure of 5% compared to the hydrostatic level, follows a diffusion curve of the form $r = \sqrt{4\pi Dt}$ with D is a diffusivity coefficient (m^2/s). D can be related to the hydraulic diffusivity of the fault. When the rupture occurs, the remaining shear stress is lower than the initial one, and is surrounded by an area with increased stress. We therefore define the shear stress front as the peak of stress at the edge of the slipping area, as it is defined by a shear stress larger than 95% of its maximal value. Since the rupture zone has an elliptical shape, the distance from the shear stress front to the injection varies with the angles on the fault. Therefore, in a r - t plot, the shear stress front varies within a band that gets wider as the rupture grows with time (Fig. 4.3). The rupture front is defined as the largest distance of the shear stress front. We observe that the seismicity always occurs on the shear stress front and does not follow the pressure front (Fig. 4.3). The shear stress front may or may not outpace the pressure front. When it does, the migration velocities of the rupture and of the seismicity

fronts increase. An acceleration of the seismic moment rate is observed at the same time. This feature is observed for large SCU and friction drop tests (Figs. 4.3i and 4.3l).

Moreover, injection is flowrate-controlled in this study. Thus, time and injected volume are interdependent (Fig. 4.2b). Since the test duration evolves with the initial permeability, the friction drop and the SCU (Fig. 4.3), the injected volume needed to reach a same rupture size depends on these three fault properties. Moreover, since the rupture front at the end of the simulation is fixed, an increase in the test duration implies a decrease in the migration velocity of the shear stress and seismicity fronts.

The shear stress contribution required to induce failure (SSC, Eq. 4.4) is calculated to quantify the contribution of shear stress variations in the triggering of seismic events. It increases with time and distance to injection (Fig. 4.3). The first 0-to-3 seismic events have a SSC under 50% during each test, which means they are mostly triggered by fluid overpressure. For all other events, the SSC is between 50% and 99%, which corresponds to shear stress variations-triggered seismic events.

During a fluid injection, the released seismic moment is usually estimated with the injected volume, using a linear (McGarr, 2014; McGarr & Barbour, 2018) or a power law (Galis et al., 2017). Nonetheless, the seismic moment and volume data do not fit these common laws for different levels of four fault parameters (i.e. the SCU, the friction drop, the initial permeability and the critical slip distance) (Fig. 4.5): the seismic moment decreases with the injected volume when three parameters (the initial permeability, the SCU and the friction drop) are modified. Moreover, the critical slip distance affects the released seismic moment but not the injected volume (Fig. 4.5). Therefore, the effect of the considered parameters on the fault hydraulic, mechanic and seismic responses have to be studied.

4.3.2. Influence Of Fault Properties On The Fault Responses

Variations in the SCU and the friction drop lead to very similar behaviors (Fig. 4.3). First, increasing SCU or friction drops, leads to smaller injected volume, and smaller test durations, without any changes in the pressure front shape.

For small SCU or friction drop, the shear stress front and thus the seismicity stay behind the pressure front. The seismicity migrates with small velocities (less than 0.1 m/s) which slow down with time (Fig. 4.4f). For larger values, the shear stress front is first behind the pressure front, before accelerating and outpacing it. Therefore, the seismic migration velocity increases with increasing SCU or friction drop if either the rupture front is behind or ahead of the pressure front. The shear stress contribution (SSC, Eq. 4.4), the number of events and the cumulative seismic moment at the end of injection also increases with increasing SCU and friction drop. Therefore, the seismic-to-total moment ratio also increases with increasing SCU (from 4.0×10^{-4} to 3.2×10^{-2}) and friction drop (from 3.4×10^{-4} to 4.2×10^{-2}).

CHAPITRE 4 : FRICTION DROP AND INITIAL STRESS PROXIMITY TO FAILURE OF A PERMEABLE FAULT ACT ON THE SEISMIC MOMENT RELEASED DURING FLUID INJECTION

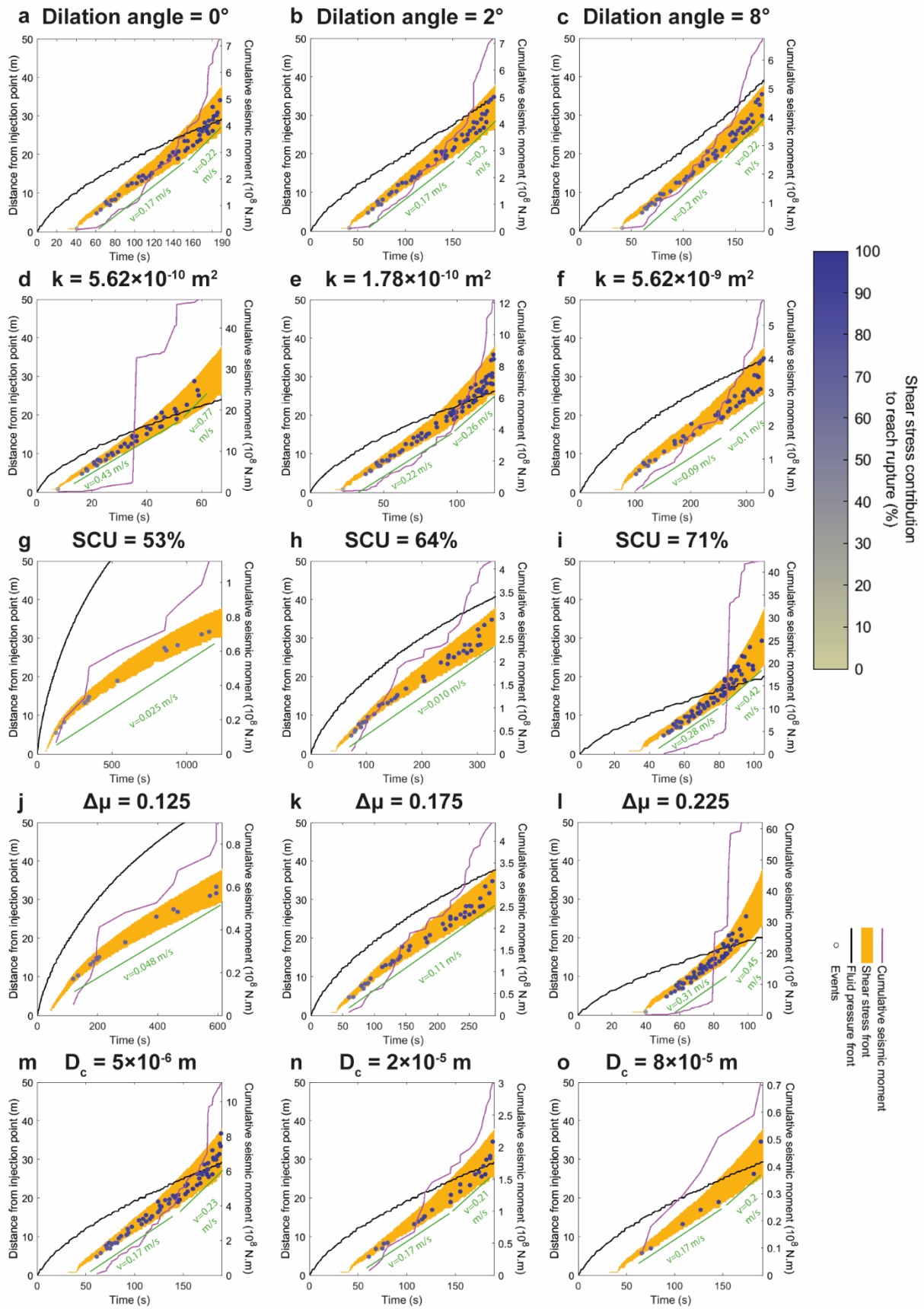


Figure 4.3. (previous page) Distance between seismic events and injection point in function of their time of occurrence for various dilation angles (a: 0°; b: 2°; c: 8°), permeabilities (d: $5.6 \times 10^{-10} \text{ m}^2$; e: $1.8 \times 10^{-9} \text{ m}^2$; f: $5.6 \times 10^{-9} \text{ m}^2$), criticalities (g: 53%; h: 64%; i: 71%), friction drops (j: 0.125; k: 0.175; l: 0.225) and critical slip distances (m: $5 \times 10^{-6} \text{ m}$; n: $2 \times 10^{-5} \text{ m}$; o: $8 \times 10^{-5} \text{ m}$). The events are represented by disks whose color is function of the shear stress transfer contribution to reach rupture for each event. The cumulative number of events during the simulation is shown in magenta. The pressure front is defined as a black line, the shear stress front in orange. The green straight line below seismicity indicates the mean migration velocity of events. Time and moment scales are different between panels.

No variations in neither the spatiotemporal distribution of the seismicity, the shear stress front, seismic-to-total moment ratio nor in the number of events are observed between tests with a various dilation angle (Fig. 4.3, and Figs 4.4c and 4.4e). The main differences when varying the dilation angles concern the amplitude of the pressure at the injection, and the shape of the pressure front. With a 0° dilation angle the diffusive-like pressure front reaches 29 m at the end of injection, while with a 8° dilation angle, it stops following a diffusion curve near 100s and accelerates to reach 39 m. Therefore, while the stress front outpaces the pressure front for low dilation angles, it stays behind for high dilation angles.

While an increase of permeability allows a faster diffusion of the fluid, it also reduces the migration velocity of the rupture (Fig. 4.4f) and the seismicity. Therefore, an increase of the permeability leads to an increase of the test duration to reach the same rupture length and of the injected volume. Nonetheless, the seismicity and shear stress fronts still accelerate and outpace the pressure front during the injection simulation. Increasing initial permeability also induces a decrease in the final cumulative seismic moment released during the simulation (from $5.8 \times 10^8 \text{ N.m}$ to $47.0 \times 10^8 \text{ N.m}$), as well as in the seismic-to-total moment ratio (from 1.8×10^{-2} to 3.8×10^{-3}). The permeability mainly acts on the pressure at the injection, with a change of behavior that can be observed for $k=5.62 \times 10^{-9} \text{ m}^2$. For smaller values, the increase of pressure at the injection leads to a null effective normal stress before the end of the simulation (Fig. 4.4b). Therefore, a maximum number of events is reached for this value (Fig. 4.4e).

A factor of 10 increase in the critical slip distance D_c only affects the number of events and the cumulative seismic moment which are respectively divided by 10 and 16. Therefore, the seismic-to-total moment ratio is also strongly reduced when increasing critical slip distance. Neither the spatiotemporal repartition of the seismicity, the shear stress front nor the fluid pressure front are influenced by this parameter.

4.3.3. Monitoring Parameters And Fault Properties

Here we examine how the parameters that can be monitored during reservoir stimulations depend on the fault properties.

First, for a same rupture size, the injected volume is strongly modified by the friction drop, the SCU and the permeability (Figs. 4.3 and 4.4). It is divided by 21.4 and 10.2 for a SCU and friction drop respectively multiplied by 1.3 and 1.8. It is also multiplied by 12.75 for a 10-fold increase of the permeability. No significant volume variations are observed with dilation angle and critical slip distance simulations.

CHAPITRE 4 : FRICTION DROP AND INITIAL STRESS PROXIMITY TO FAILURE OF A PERMEABLE FAULT ACT ON THE SEISMIC MOMENT RELEASED DURING FLUID INJECTION

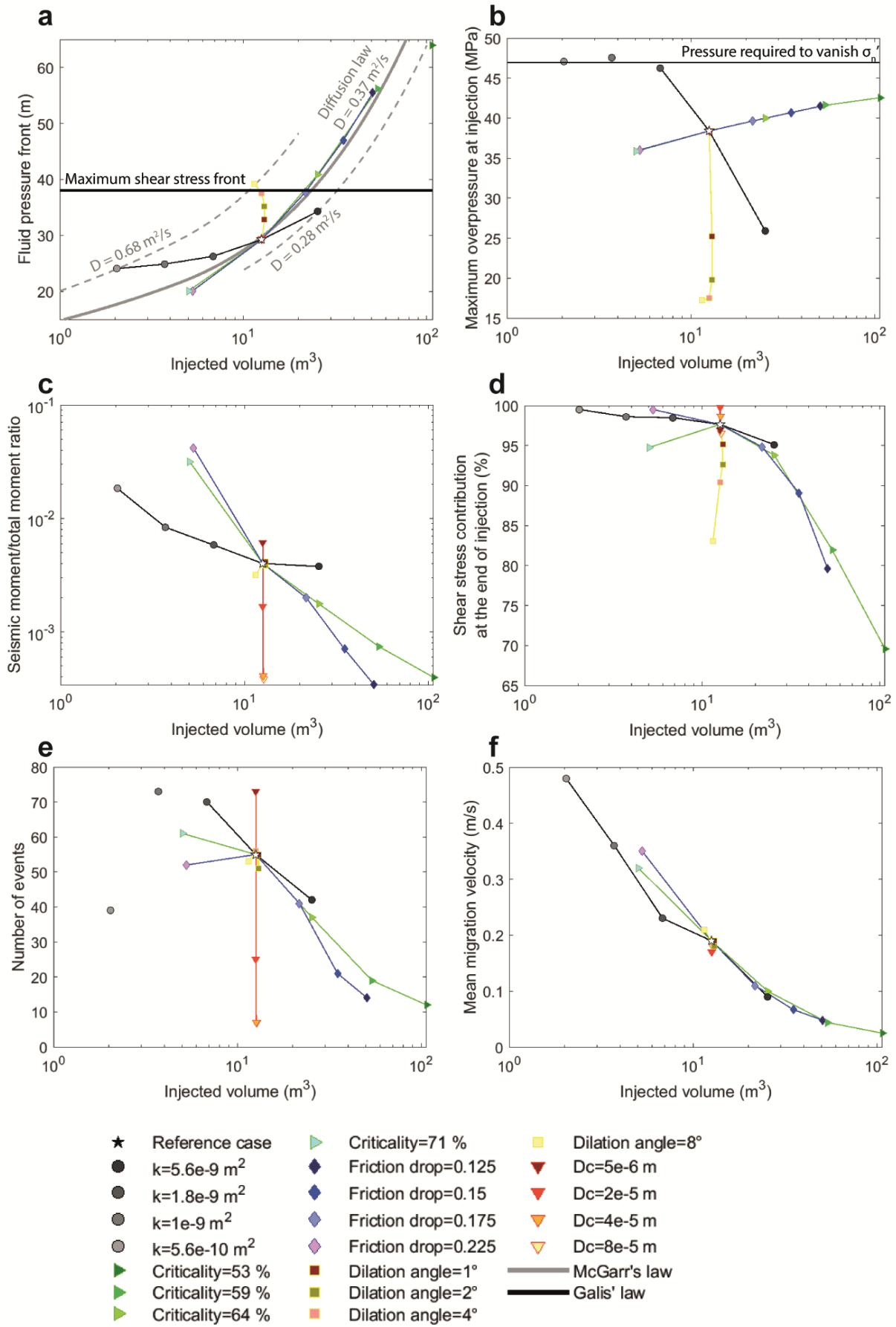


Figure 4.4. (previous page) (a) Fluid pressure front, (b) maximum overpressure at injection, (c) seismic-to-total moment ratio, (d) shear stress contribution, (e) number of seismic events and (f) mean migration velocity as a function of total injected volume for 21 injection simulations. Each simulation is defined by a color and a symbol. The reference case is represented by a white star. Injection tests with a same varying parameter are linked by a single-colored line. The black horizontal line shows the maximum shear stress front (fixed for all tests at 38 m from injection point), the grey curves show theoretical diffusion profiles where D is the hydraulic diffusivity.

The pressure front at the end of the injections can be modelled using a single diffusivity D equals to $0.37 \text{ m}^2/\text{s}$ for the friction drop, the SCU and the critical slip distance (Fig. 4.4a). Therefore, these three fault properties do not influence the hydrological behavior of the fault. A saturation of the pressure front is nonetheless observed for the smallest SCU test (SCU = 53%), as the pressure front reaches the edges of the model. On the contrary, the diffusivity of the pressure front varies with the permeability, from 0.28 to $0.68 \text{ m}^2/\text{s}$. The dilation angle changes the shape of the pressure front and prevents it to be fitted by a diffusion law (see section 4.3.2). The pressure at the injection is also strongly modified by changes in both properties (Fig. 4.4b). Indeed, the maximum overpressure decreases sharply with an increasing dilation angle (38.4 to 17.2 MPa for a dilation angle rising from 0° to 8°) and with an increasing permeability (46.3 to 25.9 MPa from $k=5.62 \times 10^{-10} \text{ m}^2$ to $k=5.62 \times 10^{-9} \text{ m}^2$). The fluid pressure for the two smallest initial permeability tests leads to an effective normal stress vanishing before the end of the simulation (Fig. 4.4b). The SCU and critical slip distance also influence the pressure at the injection, but to a lesser extent.

A population of seismic events is induced during each simulation. The number of events is mostly impacted by the critical slip distance, the SCU and the friction drop (Fig. 4.4e). It is divided by 10.4 for an 8-fold increase of the critical slip distance. This number is also multiplied by 5 and 3.7 for a SCU and friction drop respectively multiplied by 1.3 and 1.8. The permeability also acts on the number of events, but due to the pressure threshold reached in high permeability tests, no particular evolution can be shown regarding this fault property (see section 4.3.2). No noticeable variations of the number of events are observed with dilation angle simulations.

The cumulative seismic moment is mostly influenced by the friction drop and the SCU, and, to a lesser extent, by the permeability and the critical slip distance (Fig. 4.5). It is multiplied by 41.6 and 76.2 for a SCU and friction drop multiplied respectively by 1.3 and 1.8. It is also divided by 8.3 and 15.6 for an 8-fold increase of the critical slip distance and a 10-fold increase of the permeability, respectively. No significant seismic moment variations are observed with dilatation angle simulations. The maximal magnitude observed during the simulations has a similar evolution towards the five fault properties than the cumulative moment (Fig. 4.9).

The seismic energy partitioning is mainly modified by the friction drop and the SCU. The seismic-to-total moment ratio is indeed divided by 80 and 120 within the explored range of this two parameters. The critical slip distance and the permeability have a smaller influence (factor 16 and factor 5, respectively).

The shear stress contribution (SSC, Eq. 4.4) quantifies how much the shear stress (and conversely, the pressure) contributes to the seismic rupture. Friction drop and SCU strongly influence the SSC, as SSC decreases quickly for most events when friction drop and SCU decreases (Fig. 4.4d). Nonetheless, we also note an influence of the dilation angle on the SSC, which varies from 98 to 83% for dilation angles between 0° and 8° .

Therefore, the spatiotemporal distribution of induced seismicity as well as the partitioning between seismic and aseismic moment released during injection are deeply influenced by the initial proximity to failure of the fault and by its friction drop, and, to a lesser extent, by the initial permeability of the fault and the critical slip distance D_c . These behaviors are consistent with field observations (Lund Snee & Zoback, 2016; De Barros et al., 2016, 2018; Hearn et al., 2018).

4.4. Discussion

This study presents numerical simulations of the coupled seismo-hydro-mechanical response of a permeable, slip-weakening fault in which fluid is injected in a local point source. We aim to investigate the influence of fault parameters on the induced seismicity sequences during a fluid injection. Based on ranges of five considered fault parameters, which are the permeability of the fault, its dilation angle, its SCU, its friction drop and its critical slip distance D_c , we identified that:

- (1) the seismic, mechanical and hydrological responses of the fault are deeply influenced by these fault parameters;
- (2) the observed relationship between the injected volume and the cumulative seismic moment appear much more complex than the classical predictive equations (McGarr & Barbour, 2018; Galis et al., 2017).

4.4.1. Processes For Different Fault Parameters

We show in our models that an increase in the friction drop or the SCU leads to a faster migration of the rupture and of the seismicity (Figs 4.3j-l) and to an increase of both the magnitude and the number of seismic events (Fig. 4.5). These fault properties act on the background stress drop, defined as the difference between the initial stress state and the residual shear stress $\mu_d \sigma_n$ (e.g. Galis et al., 2017). The background stress drop represents the shear stress exceeding the dynamic strength of the fault before injection. It corresponds to an excess or a lack of stress, which can either lead or slow down the rupture, depending of the sign of the background stress drop. If the friction drop or the SCU is small, the background stress drop is negative. Therefore, the rupture will be slowed down and the shear stress front will not accelerate. The increase of the seismicity migration velocity with the SCU is observed in previous modeling studies considering a pressurized fault driven by a slip-weakening (Bhattacharya & Viesca, 2019; Wynants-Morel et al., 2020) or a rate-and-state friction (Gischig, 2015; Dublanche, 2019b). Moreover, the acceleration of the seismicity migration in high SCU cases is also mentioned in previous studies (Dublanche, 2019b; Wynants-Morel et al., 2020). No such induced seismicity evolution with the friction drop has been documented yet.

Both number and magnitudes of induced earthquakes are larger with higher SCU and friction drop. This increase of the seismic moment with SCU and friction drop is observed in previous works (Rutqvist et al., 2015; Gischig, 2015; Dublanche, 2019b; Wynants-Morel et al., 2020). Moreover, the SCU acts on the triggering of seismic events and on their spatial repartition (Buijze et al., 2019b; Lund Snee & Zoback, 2016; Keranen et al., 2014; Jin & Zoback, 2018a,

b). Indeed, in Oklahoma earthquakes are triggered even for stress and fluid pressure perturbations less than 3 MPa (Lund Snee & Zoback, 2016; Schoenball & Ellsworth, 2017).

The initial permeability and the dilation angle both modify on the hydraulic response of the fault. While the permeability is related to the initial opening of the fault, the dilation angle rather acts on the opening of the fault during the slip episodes.

Permeability mainly acts on the migration velocity of seismic events. It can be explained by the decrease of the pressure reached on the fault at a given time with increasing initial permeability, as the injection is flowrate-controlled in this study (Fig. 4.2b): the pressure increases more slowly in a higher permeability simulation. Moreover, the shear stress contribution, and thus the pressure contribution, is not impacted by the permeability (Fig. 4d). Consequently, the duration needed to reach a fixed level of pressure at the maximum rupture distance increases with the permeability, which means a slower rupture migration velocity. This is in contradiction with Chang and Segall (2016) and Norbeck and Horne (2016), who showed that the rupture is faster with a higher permeability. Nonetheless, shear stress variations from aseismic slip is not considered in their models, while it contributes to the majority of the rupture propagation in our model (Fig. 4.4d; Wynants-Morel et al., 2020). Our study also shows that the cumulative seismic moment increases with decreasing fault permeability (Fig. 4.5). Such behavior has been observed in reservoir injection sites, for instance in Oklahoma (Hearn et al., 2018; Shah & Keller, 2017).

We observe that the Shear Stress Contribution to reach rupture (SSC) decreases with an increase of the dilation angle. This behavior can be explained by the action of dilation itself, during which a less pressurized zone is formed close to the rupture front and is surrounded by more pressurized patches. Therefore, the region in front of the rupture front is more pressurized in a high dilation angle than in a low dilation angle fault. This implies that the event which will occur on the region in front will show a larger pressure contribution to rupture and thus a smaller SSC with increasing dilation angle.

Moreover, as the dilation angle does not influence the rupture itself, dilation angles have no effect on the seismic moment and the spatio-temporal evolution of the seismic front (Fig. 4.5). This is opposed to what has been found in previous models (Segall et al., 2010; McClure and Horne, 2011; Ciardo & Lecampion, 2019), in which a damping of the seismicity is observed. However, these models do not consider shear stress transfer from previous rupture as a mechanism to reach rupture. This highlights the importance of shear stress transfer in the seismic triggering mechanism seismic events.

The seismic moment decreases with increasing critical slip distance D_c (Fig. 4.5). Moreover, a high value of this frictional parameter means that the friction drops on a large slip distance (Fig. 4.2). Therefore, the friction weakening rate (i.e. the ratio between the friction drop and the critical slip distance) is small, which impeaches slip acceleration and reduces the possibilities of unstable, seismic slip (Hillers et al., 2009). Thus a sparse seismicity is observed, leading to a small released seismic moment. A similar result is shown in Cueto-Felgueroso et al. (2017). Rutqvist et al. (2015) observed a decrease of the maximal seismic moment for an increasing D_c , but also an increase of the number of events. Nonetheless, they do not take into account aseismic rupture: most of the events observed by Rutqvist et al. (2015) for high critical slip distance may be considered aseismic in our model.

We will now compare our results with moment-volume relations (Galis et al., 2017; McGarr & Barbour, 2018).

4.4.2. Seismic Moment And Volume Relations

McGarr (1976) first considered the seismic moment M_0^{sis} released during a fluid injection to be related at first order to the injected volume V through the shear modulus G of the surrounding rock. This relation has been updated in McGarr & Barbour (2018) to incorporate the aseismic moment M_0^{asis} occurring during the injection:

$$M_0^{tot} = M_0^{sis} + M_0^{asis} = 2GV \quad (4.5)$$

This relation stands for an upper bound that cannot be exceeded during a fluid injection.

A similar relation between the maximal seismic moment and the injected volume has been proposed by McGarr (2014):

$$M_0^{max} = GV \quad (4.6)$$

Galis et al. (2017) related the maximum seismic moment of an induced arrested rupture $M_0^{max-arr}$ and the injected volume as:

$$M_0^{max-arr} = \gamma V^{3/2} \quad (4.7)$$

where $\gamma = \frac{0.4255}{\sqrt{\Delta\tau_0}} \left(\frac{K\mu_d}{h} \right)^{\frac{3}{2}}$. K is the bulk modulus of the surrounding rock, h is the size of the reservoir (estimated in this study as the size of the model), μ_d is the dynamic friction coefficient, and $\Delta\tau_0$ is the background stress drop ($\Delta\tau_0 = \tau_0 - \mu_d \sigma'_{n0}$, where τ_0 and σ'_{n0} are the shear stress and the normal effective normal stress before the injection, respectively). Ruptures limited only by the size of the fault during fluid injection (i.e. runaway ruptures) do not follow this relation. Therefore, this law may not be applicable to ruptures whose migration velocity increases with time, outpacing the pressurized area, for instance in simulations considering a high initial permeability of the fault. It also cannot be applied to the simulations with small friction drop or small SCU, as they show a negative background stress drop. The γ values presented on figure 4.9 represent the smallest and largest values adopted by the simulations with a positive $\Delta\tau_0$.

Our results show that four fault parameters (i.e. the initial permeability, the SCU, the friction drop and the critical slip distance) modify the moment-volume relations: the seismic moment decreases with the injected volume when three parameters (the initial permeability, the SCU and the friction drop) are modified. The critical slip distance tests lead to similar injected volume but different seismic moment (Fig. 4.5). The maximal seismic moment shows the same behavior (Fig. 4.9). Assuming that these 21 tests are responses from different and independent reservoirs, the mean trend that shows up from this test is that the released moment decreases with injected volume. This is in total disagreement with the McGarr and the Galis prediction. It means that the fault properties, which are not taken into account in the McGarr law, play a significant role on the moment-volume relationships, and should be better considered. This unexpected trend is related to the aseismic component. We here observed that the seismic-to-aseismic ratio globally decreases here with increasing injected volume. To better anticipate the released seismicity, the aseismic component of the deformation should be considered (De Barros et al., 2019).

In absolute values, the Galis law (Eq. 4.7) (Galis et al., 2017) gives an estimation of the maximum seismic moment that can be released during injection. It is an upper-bound of the

seismic moment in the 21 considered simulations, even if it may be outpaced for larger permeability simulations. The McGarr law for maximal seismic moment (Eq. 4.6) (McGarr, 2014) is meant as upper bound for maximum seismic moment released during injection. This relation is followed in all our simulations (Fig. 4.9).

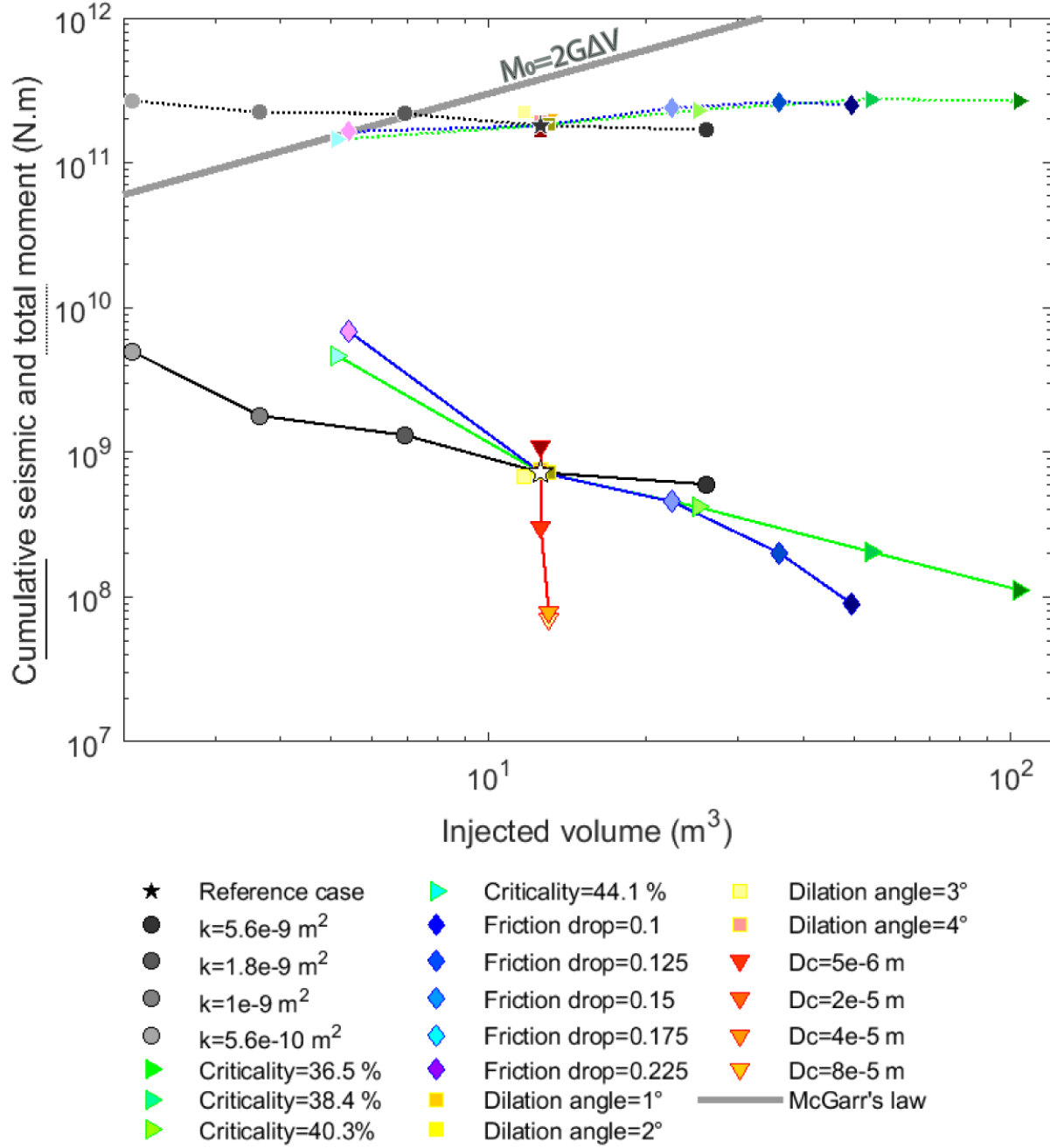


Figure 4.5. Cumulative seismic (solid line) and total moment (dashed line) as a function of total injected volume for 21 injection simulations (Table 4.2). Injection tests with a same varying parameter are linked by a single-colored line. Each test is defined by a color and a symbol. The reference case is represented by a white (for the seismic moment) or black (for the total moment) star. The grey diagonal line shows upper bounds given by equation 4.5.

Nonetheless, it does not account for aseismic moment. The relation given by McGarr and Barbour (2018) (Eq. 4.5) mitigates this issue in considering the total moment. However, it is exceeded for small values of permeability and will probably be exceeded for values of SCU and friction drop larger than those adopted in this study (Fig. 4.5). This is in agreement with reservoir stimulation cases in which the observed moment is far above the expected value obtained from equation 4.5 (Ellsworth et al., 2019; Atkinson et al., 2016). For instance, Chang et al. (2020) consider that the low permeability of the basement near the geothermal field of Pohang, South Korea, favored the triggering of the 2017 post-injection Mw 5.4 event. According to Atkinson et al. (2016), the diffusion of fluids from previous near injections brought a large zone in a critical state of stress close to the location of hydraulic fracturing exploitations in the Western Canada Sedimentary Basin (WCSB). This may explain that 6 $M_w > 3.5$ events induced by these exploitations do not follow the prevision of the McGarr law (Atkinson et al., 2016). Moreover, the approach of McGarr & Barbour (2018) does not consider hydromechanical coupling or shear stress transfer in their model. Therefore, the outpacing of McGarr law by large permeability and potentially by large friction drop and SCU simulations emphasizes the role of shear stress transfer and hydromechanical coupling in the rupture triggering.

As neither the seismic nor the total moment released during injection are related to the injected volume, we look for another measurable parameter that can be considered as a proxy of the released seismic moment. We observe that no detectable event is observed close to injection point (Fig. 4.3), which is consistent with De Barros et al. (2016) and Duboeuf et al. (2017). We approximate the size of the aseismic slip patch around injection point as the distance between the injection and the first seismic event with a magnitude above a magnitude threshold $M_t = -1.15$. Following De Barros et al. (2019), we observe that the induced moment of events with magnitude $M_w \geq M_t$ decreases with the distance to first seismic event for the 16 simulations (Fig. 4.6) with seismic events above -1.15. A scaling relating the seismic moment to the power -3 of the size of the aseismic patch around injection seems to fit the data at first order. Therefore, this parameter seems to be an adequate probe to estimate the released seismic moment considering that part of the deformation is aseismic. Nonetheless, the power coefficient is lower to the coefficient proposed by De Barros et al. (2019), equal to -1.5. This difference can be explained by pressure or stress effects, as De Barros et al. (2019) find a different coefficient (equal to -1) by including the critical pressure into the moment/distance relation.

4.5. Conclusion

This study focuses on the influence of fault properties during a fluid injection on the spatiotemporal repartition of the induced seismicity and on the energy partitioning between seismic and aseismic slip. Using numerical simulation with a three-dimensional hydromechanical code, we considered an inherently discrete rupture model with a slip-weakening friction law. We carried out simulations testing a range of values for different fault properties. We obtained synthetic seismicity catalogs for each of these simulations.

Our observations showed that the mechanical behavior of the fault is impacted by the friction drop, initial proximity to failure and dilation angle levels. These parameters influence the shear stress and pressure perturbations that contribute to rupture. We found as expected that the hydrological behavior of the fault depends on the permeability and the dilation angle. Moreover, the spatiotemporal distribution of induced seismicity as well as the partitioning

between seismic and aseismic moment released during injection are deeply influenced by the initial proximity to failure of the fault and by its friction drop, and, to a lesser extent, by the initial permeability of the fault and the critical slip distance D_c . Moreover, the moment-volumes relations inferred from the fault responses when modifying these four parameters do not follow the classical relations defined in Galis et al. (2017) and in McGarr & Barbour (2018). It means that the fault properties are important parameters to consider in order to anticipate the released seismic moment. In particular, they are strongly modifying the seismic-to-aseismic ratio. Therefore, we have to consider other parameters than the injected volume to estimate the maximum moment released during injection. We found that the distance to the first detectable event is a simple yet effective parameter to estimate the released seismic moment, as proposed by De Barros et al (2019). Nonetheless, relations between the seismic moment and other measurable parameters, such as the mineralogy of the surrounding rock (De Barros et al., 2016), the proximity to the crystalline basement (Hincks et al., 2018), or injection parameters (Almakari et al., 2019; De Barros et al., 2019; Kim, 2013; Weingarten et al., 2015), can be explored in a future study.

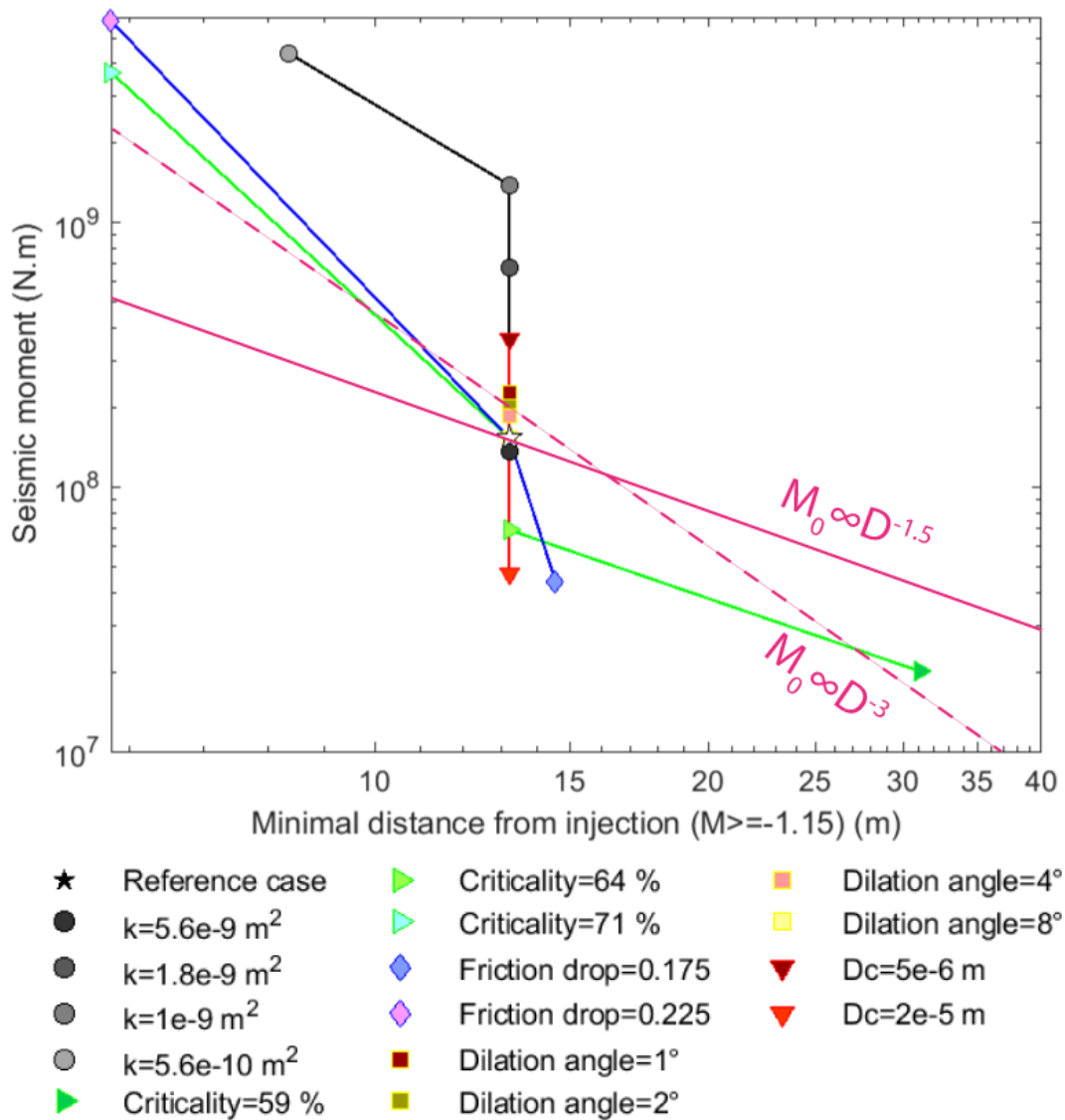


Figure 4.6. (previous page) *Seismic moment in function of the minimal distance from injection of events whose magnitude exceeds -1.15 for the 16 injection simulations having at least an event with a moment magnitude above this threshold. Injection tests with a same varying parameter are linked by a single-colored line. Each test is defined by a color and a symbol. The reference case is represented by a white star. The pink diagonal line represents the relation between seismic moment and distance from injection of the first detectable seismic event found by De Barros et al., 2019.*

4.6. Supplementary Material

4.6.1. Introduction

Figures 4.7 and 4.8 show the aseismic and seismic slip repartition across the fault at the end of simulation for simulations with various SCUs, dilation angles, initial permeabilities, friction drops and critical slip distances.

Figure 4.9 shows the maximal seismic and total moments in function of injected volume for the 21 simulations presented in table 4.2.

4.6.2. Figures

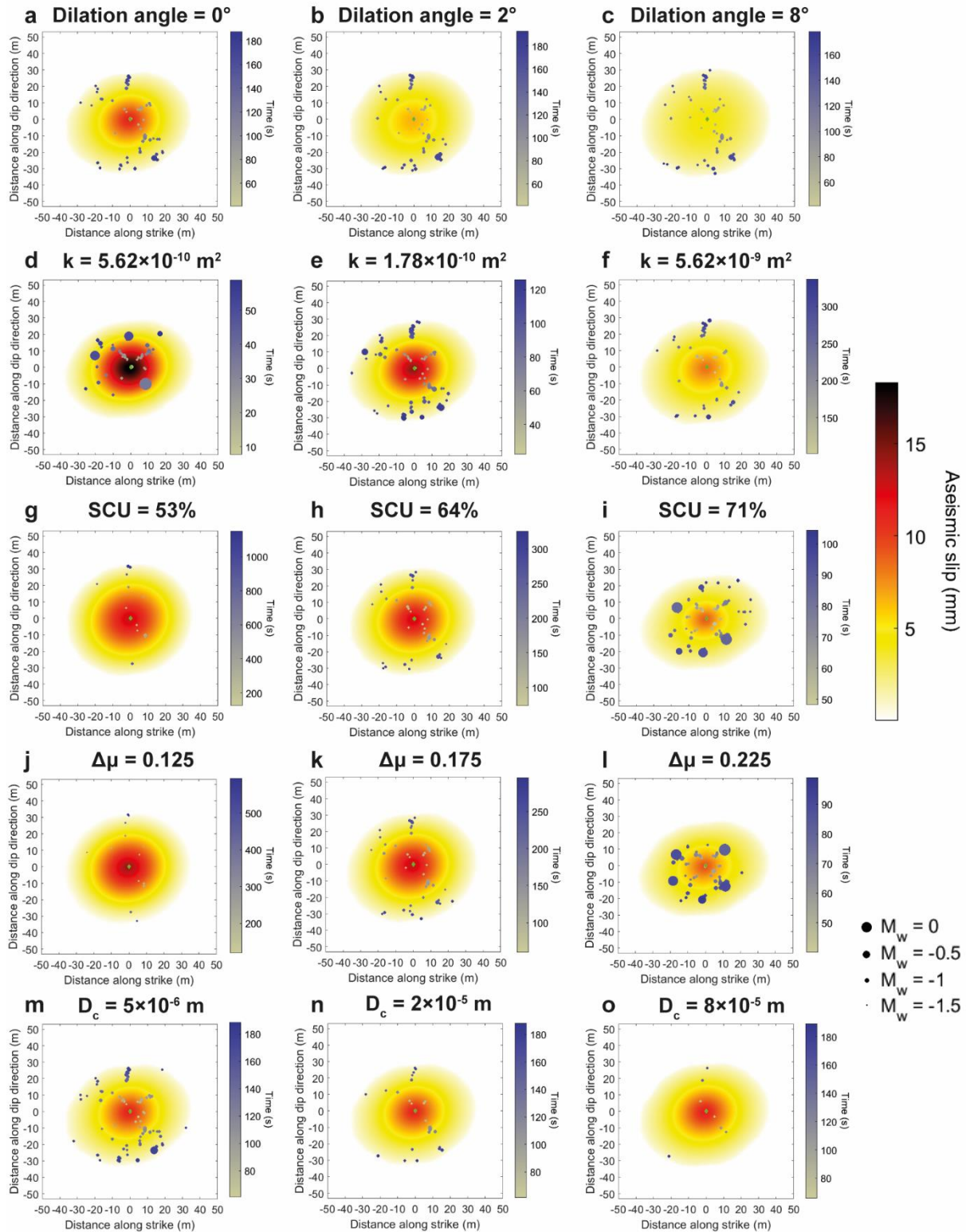


Figure 4.7. Aseismic slip on the fault for various dilation angles (a: 0°; b: 2°; c: 8°), permeabilities (d: $5.6 \times 10^{-10} \text{ m}^2$; e: $1.8 \times 10^{-9} \text{ m}^2$; f: $5.6 \times 10^{-9} \text{ m}^2$), criticalities (g: 53%; h: 64%; i: 71%), friction drops (j: 0.125; k: 0.175; l: 0.225) and critical slip distances (m: $5 \times 10^{-6} \text{ m}$; n: $2 \times 10^{-5} \text{ m}$; o: $8 \times 10^{-5} \text{ m}$). The seismic events registered during the considered test are represented by black disks whose size is function of their magnitude.

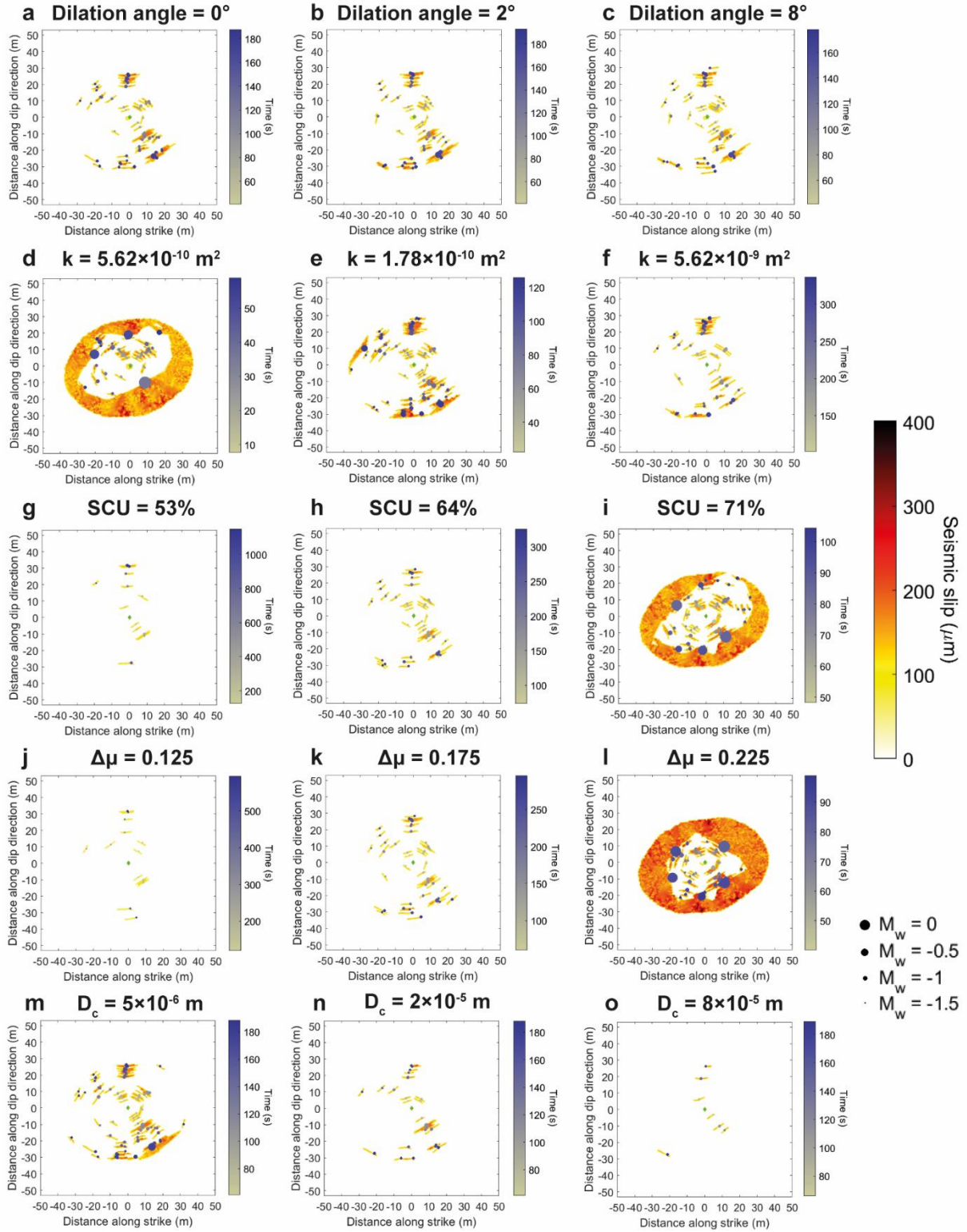


Figure 4.8. Seismic slip on the fault for various dilation angles (a: 0° ; b: 2° ; c: 8°), permeabilities (d: $5.6 \times 10^{-10} \text{ m}^2$; e: $1.8 \times 10^{-9} \text{ m}^2$; f: $5.6 \times 10^{-9} \text{ m}^2$), criticalities (g: 53%; h: 64%; i: 71%), friction drops (j: 0.125; k: 0.175; l: 0.225) and critical slip distances (m: $5 \times 10^{-6} \text{ m}$; n: $2 \times 10^{-5} \text{ m}$; o: $8 \times 10^{-5} \text{ m}$). The seismic events registered during the considered test are represented by black disks whose size is function of their magnitude.

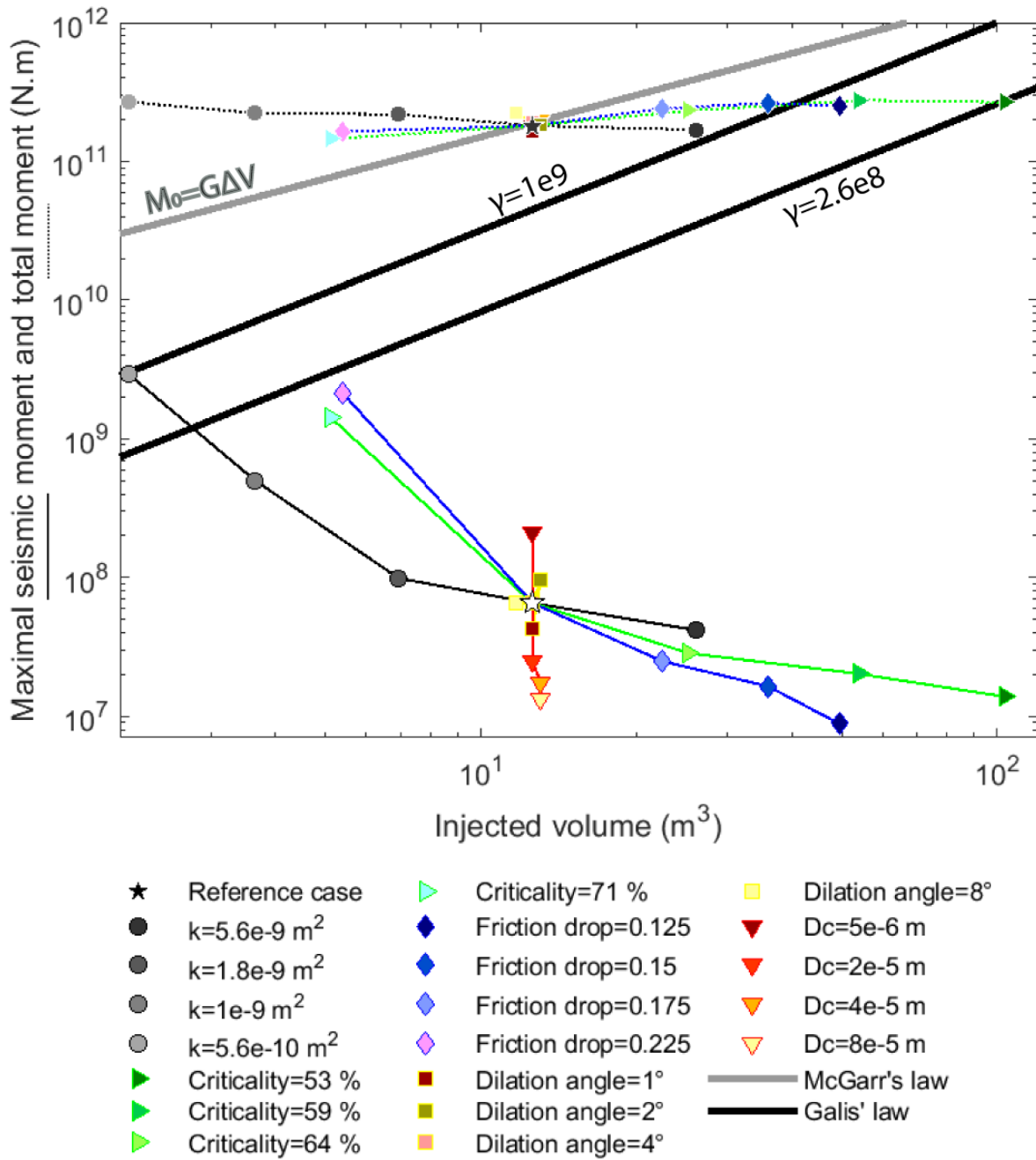


Figure 4.9. Maximal seismic (solid line) and total moment (dashed line) as a function of total injected volume for 21 injection simulations (Table 4.2). Injection tests with a same varying parameter are linked by a single-colored line. Each test is defined by a color and a symbol. The reference case is represented by a white (for the seismic moment) or black (for the total moment) star. The grey diagonal line shows upper bounds given by equation 4.6, the black diagonal lines show equation 4.7 for the maximum and minimum values of γ adopted in our simulations.

Chapitre 5 : Extension des résultats de simulation numérique obtenus sur une faille à l'échelle hectométrique aux observations in-situ de sismicité induite à petite (m) et grande (km) échelles.

Les simulations présentées dans les chapitres 3 et 4 ont été réalisées avec un modèle hectométrique, comportant une faille unique. Les valeurs considérées des propriétés hydromécaniques et frictionnelles de la faille couvrent un large spectre, mais toutes les combinaisons de valeurs n'ont pas été testées. Ces simulations ne représentant pas un panel exhaustif de situations, il semble intéressant de comparer les résultats obtenus à travers ces modélisations numériques 3D avec des données réelles d'expériences d'injection de fluides à différentes échelles, décimétrique à kilométrique. L'étude des ressemblances et des différences de comportement de la sismicité au cours de l'injection permettra ainsi de mieux estimer le comportement hydromécanique et frictionnel des réservoirs considérés. Cette analyse permettra également de déterminer quels comportements sismiques semblent indépendants de l'échelle considérée. Je m'intéresserai en premier lieu à la migration des événements sismiques, puis à leur distribution en fréquence-magnitude. J'étudierai ensuite différentes méthodes d'estimation du partitionnement du moment et l'influence de cinq paramètres hydromécaniques et frictionnels de faille (perméabilité, angle de dilatance, distance caractéristique de glissement, chute de friction, proximité à la rupture de l'état de contrainte initial) sur ce partitionnement. Je regarderai l'influence de ces cinq paramètres sur l'indice sismogène de la sismicité observée. Finalement, j'observerai l'influence de l'état de contrainte sur la sismicité post-injection et donnerai des pistes pour éviter des événements sismiques de forte magnitude après la fin de l'injection.

5.1. Migration des événements sismiques

5.1.1. Différentes formes de migration de la sismicité

J'ai montré dans les chapitres 3 et 4 que le front sismique ne suit pas le front de diffusion fluide, mais la déformation asismique et la perturbation de contrainte associée, quels que soient l'état de contrainte initial et les propriétés hydromécaniques et frictionnelles de la faille. Différentes formes ont pu être observées (Fig. 5.1) :

- Lors des simulations réalisées avec un état de contrainte initial éloigné de la rupture, traduit par une faible valeur de SCU (Eq. 3.15), la forme de la répartition spatio-temporelle de la sismicité se rapproche d'une loi de diffusion, c'est-à-dire un ralentissement de la migration sismique avec la distance à l'injection et l'évolution du temps depuis le début de l'injection. Ce cas est observé par exemple pour les injections à Soultz-sous-Forêts en France (Shapiro et al., 1997) ou encore à St Gallen en Suisse (Diehl et al., 2017).

- Lorsque le SCU augmente, la migration du front devient linéaire en première approximation. C'est le cas pour les réservoirs de Rittershoffen en France (Lengliné et al., 2017) et Paralana en Australie (Albaric et al., 2014), par exemple.

- Enfin, pour de fortes valeurs de SCU (supérieures à 64% pour les simulations réalisées dans le chapitre 3), la migration de la sismicité accélère avec le temps. Cette forme de migration a été observée à Bâle en Suisse (Goertz-Allmann et al., 2011) et en Oklahoma aux USA (Keranen et al., 2014).

En plus de la proximité initiale de l'état de contrainte à la rupture, d'autres paramètres (par exemple, la chute de friction, la perméabilité) jouent également un rôle sur la migration spatio-temporelle de la sismicité ; cependant, la perméabilité n'influence peu ou pas la forme de la migration et ne fait varier que la vitesse de migration sismique observée (Fig. 4.4).

Les vitesses de migration observées pour 9 réservoirs sont toutes situées dans la même gamme de valeurs, que la migration de la sismicité accélère ou décélère avec le temps (Figure 5.2). Il a été observé dans les chapitres 3 et 4 qu'une migration sismique décélérant avec le temps montre une vitesse moyenne bien plus faible que pour une migration sismique accélérant avec le temps. Or la perméabilité initiale des failles considérées affecte la vitesse de migration de la sismicité mais ne change pas la forme de la sismicité, contrairement à la chute de friction et à la criticalité de la faille (voir chapitre 4). Ainsi, il semble probable que la perméabilité au sein de Barnett Shale et de Cotton Valley soit plus faible que la perméabilité dans le réservoir géothermique de Bâle ou en Oklahoma. Les mesures de perméabilité d'échantillons provenant des réservoirs de Barnett Shale, de Cotton Valley et d'Oklahoma confirment cette supposition. En effet, la perméabilité à Barnett Shale est estimée à $10^{-21} - 10^{-19} \text{ m}^2$ (Bhandari et al., 2015), à Cotton Valley elle est proche de $10^{-17} - 10^{-15} \text{ m}^2$ (Jennings & Sprawls, 1977) et dans la formation Arbuckle, en Oklahoma, elle est estimée à $10^{-16} - 10^{-13} \text{ m}^2$ (Bidgoli et al., 2015 ; Morgan & Murray, 2015). De plus, la présence de failles très conductrices dans le socle en Oklahoma (Hearn et al., 2018) augmente la perméabilité du milieu.

Le régime tectonique local ne semble pas affecter la vitesse ni le type de migration de la sismicité. En effet, la majorité des sites étudiés sont dans un régime de contraintes en strike-slip (Bâle : Kraft & Deichmann, 2014 ; Oklahoma : Alt & Zoback, 2017 ; Paralana : Albaric et al., 2014 ; Cotton Valley : Rutledge et al., 2004 ; Barnett Shale : Montgomery et al., 2005). Ces sites présentent des vitesses de migration et des comportements spatio-temporels sismiques variés (Fig. 5.2). Une composante en chevauchement est observée pour les sites de Barnett Shale et de Paralana (Montgomery et al., 2005 ; Albaric et al., 2014). Le site de Cooper Basin montre quant à lui un régime majoritairement en chevauchement (Baisch et al., 2006). Un régime de contraintes normal est observé dans les autres sites (Vidal et al., 2016 ; Diehl et al., 2017 ; Bentz et al., 2020).

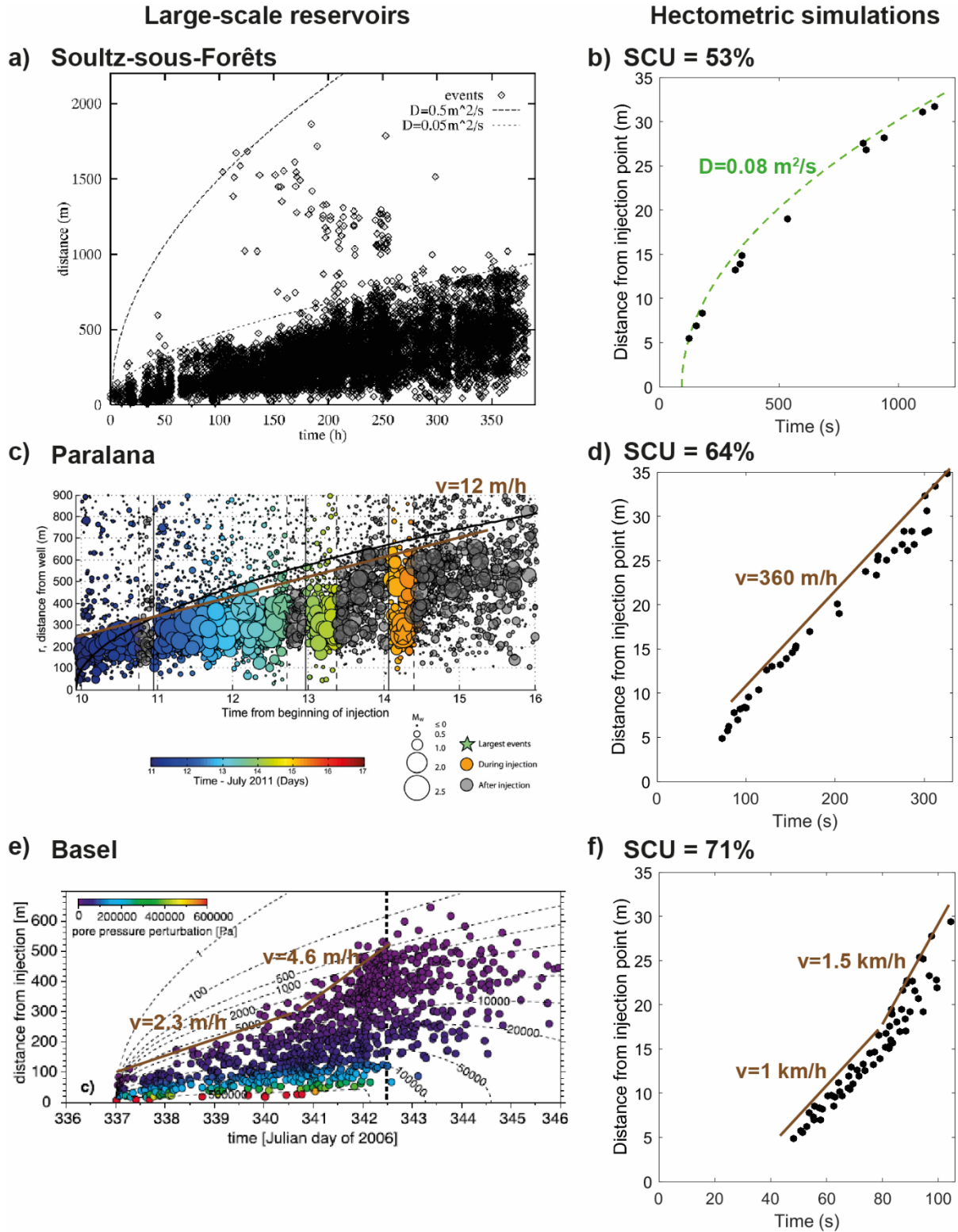


Figure 5.1. Différentes formes de migration d'événements sismiques lors d'injections de fluides (a, c, e) dans des réservoirs (figures modifiées d'après Shapiro et al., 1999 ; Albaric et al., 2014 ; Goertz-Allmann et al., 2011) et (b, d, f) simulées numériquement sur une faille seule. La migration sismique peut (a, b) décélérer avec le temps, (c, d) évoluer à vitesse constante ou encore (e, f) accélérer avec le temps. (a, b) Les lignes en pointillés correspondent à un profil de diffusion temps (t)-distance (r) de la forme $r=\sqrt{4\pi Dt}$ où D est la diffusivité hydraulique de la faille (par exemple Shapiro et al., 1997). (c-f) Les lignes marrons indiquent la vitesse de migration de la sismicité.

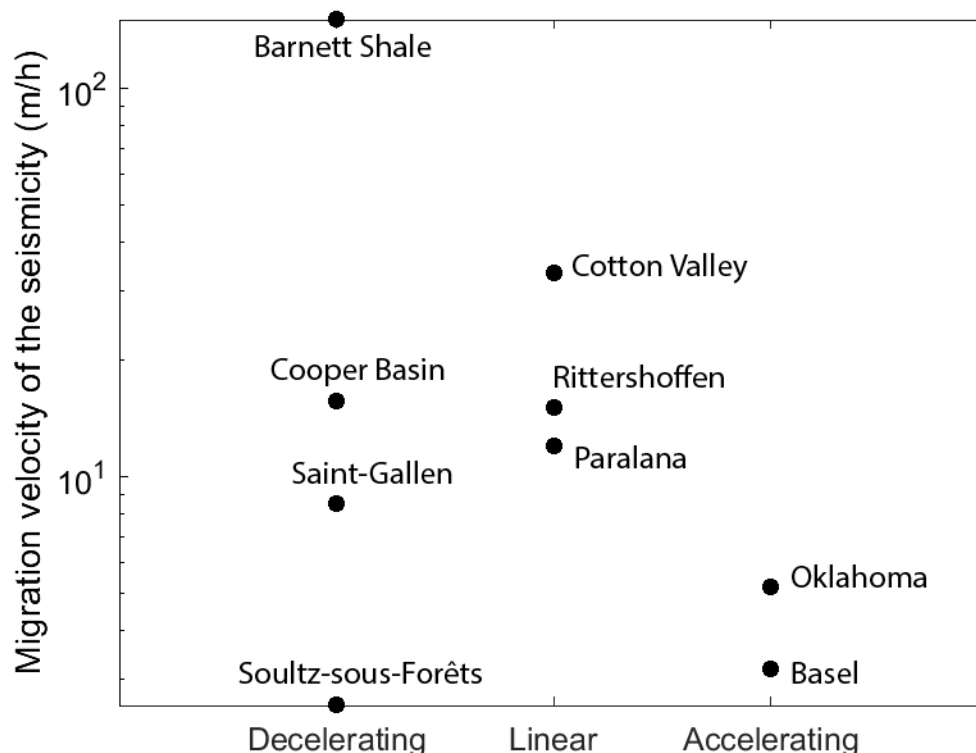


Figure 5.2. Vitesse de migration moyenne de la sismicité au cours de l'injection en fonction du type de migration de la sismicité observée pour 9 réservoirs (Soultz-sous-Forêts : Shapiro et al., 1997 ; Barnett Shale : Shapiro & Dinske, 2009 ; Cooper Basin : Shapiro & Dinske, 2009 ; St Gallen : Diehl et al., 2017 ; Rittershoffen : Lengliné et al., 2017 ; Cotton Valley : Shapiro et al., 2006, Shapiro & Dinske, 2009 ; Paralana : Albaric et al., 2014 ; Bâle : Goertz-Allmann et al., 2011 ; Oklahoma : Keranen et al., 2014).

5.1.2. Influence de la forme du débit d'injection sur le délai temporel entre le début de l'injection et le début de la sismicité

Lors de la stimulation du champ géothermique de Rittershoffen en France (Lengliné et al., 2017), un délai temporel de 6 heures entre le début de l'injection et le premier événement sismique est observé (Fig. 5.3-a). Lors de l'apparition de la sismicité, la vitesse de migration sismique est très rapide (0.35 m/s) durant une faible période temporelle (environ 15 minutes), avant de passer à une vitesse de migration plus lente (4.2×10^{-3} m/s) durant le reste de l'injection. Cette caractéristique de la distribution spatio-temporelle de la sismicité est aussi observée lors de l'exploitation du champ géothermique de Cotton Valley (Shapiro & Dinske, 2009 ; Shapiro, 2015), où la sismicité montre initialement une vitesse de migration de 0.17 m/s avant de ralentir à une vitesse de 9.3×10^{-3} m/s.

J'ai observé cette évolution spatio-temporelle de la sismicité lors de simulations au cours desquelles le débit d'injection est augmenté lentement. Les différents protocoles d'injection des simulations considérées sont indiqués dans la figure 5.4-a. Le test Q0 consiste en un débit constant à la valeur maximale. Lors du cas de référence et des tests Q1 à Q4, le débit

augmente rapidement jusqu'à atteindre la valeur maximale. La pente du débit est de $9 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}^2$ pour le cas de référence et de 1.8×10^{-3} , 9×10^{-5} , 4.5×10^{-5} et $1.8 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s}^2$ pour les tests Q1 à Q4, respectivement. Le cas représenté dans la figure 5.3-b correspond au test Q2. Les paramètres hydromécaniques et frictionnels étudiés lors du chapitre 4 n'ont aucune influence sur cette distribution de la sismicité (Fig. 4.4). La zone de forte vitesse de migration est localisée à proximité de l'injection. Une diminution de la vitesse de migration de la sismicité forme la limite supérieure de cette zone. Ainsi, cette zone de forte vitesse est observable pour les événements sismiques situés de 0 à 10 m du point d'injection sur la figure 5.3-b. De plus, la taille de cette zone de forte vitesse de migration augmente avec la diminution de la pente du débit imposé (Fig. 5.4-b). En effet, une augmentation plus lente du débit entraîne une augmentation de la pression moins intense au niveau de l'injection, ce qui laisse le temps à la pression de diffuser sur une plus grande surface de la faille avant le début de la rupture sismique. Ainsi, l'état de contrainte et de pression sur cette zone est proche du critère de rupture de Mohr-Coulomb. Lorsque le critère est atteint à l'injection, il y a rupture asismique. Les variations de contrainte sur les subcontacts proches entraînent en chaîne une rupture asismique rapide sur cette surface ainsi que des patchs sismiques. Lorsque la somme des variations de contrainte cisailante et de pression n'est plus assez élevée pour permettre la poursuite rapide de la rupture, la vitesse de la rupture diminue.

Ainsi, la présence de cette période de forte vitesse de migration sismique renseigne sur la taille de la zone pressurisée au moment du début de la rupture sismique : plus la distance au point d'injection atteinte à la fin de la période de forte vitesse de migration sismique est élevée, plus la taille de cette zone pressurisée est importante, tout comme la taille de la zone de rupture rapide asismique.

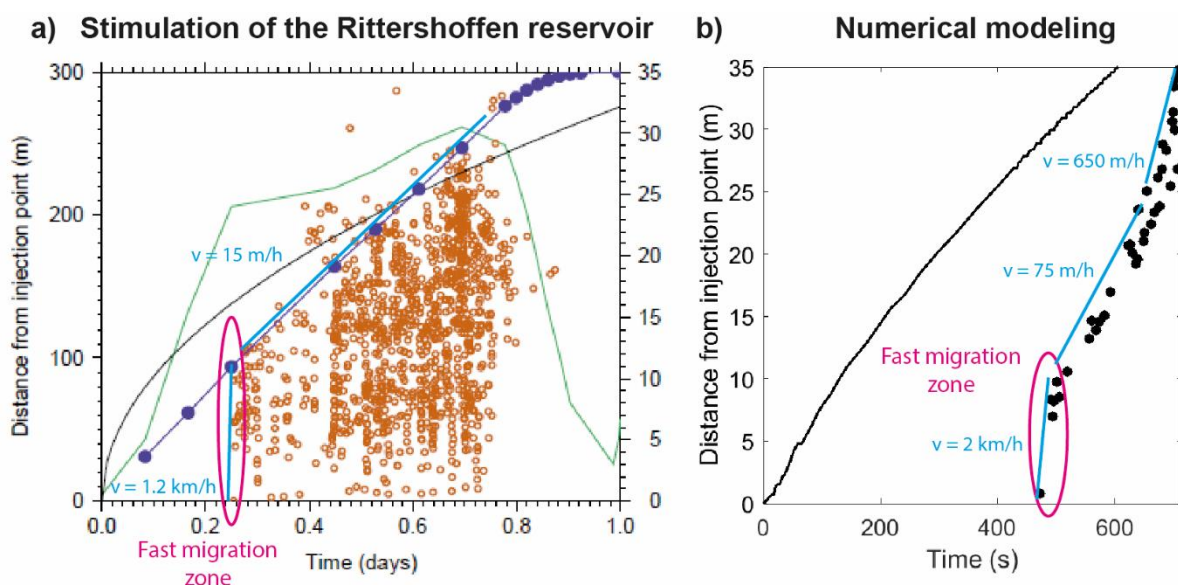


Figure 5.3. Distance au point d'injection des événements sismiques détectés en fonction de leur temps d'apparition, (a) lors d'un test d'injection dans l'exploitation géothermique de Rittershoffen en France (d'après Lengliné et al., 2017) et (b) lors d'une simulation numérique à pente de débit constante et égale à $9 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s}^2$. Les lignes bleues représentent la vitesse de migration de la sismicité. Une zone de forte vitesse de migration sismique est mise en avant à travers une ellipse rose. La sismicité est représentée par des cercles (a) oranges et (b) noirs.

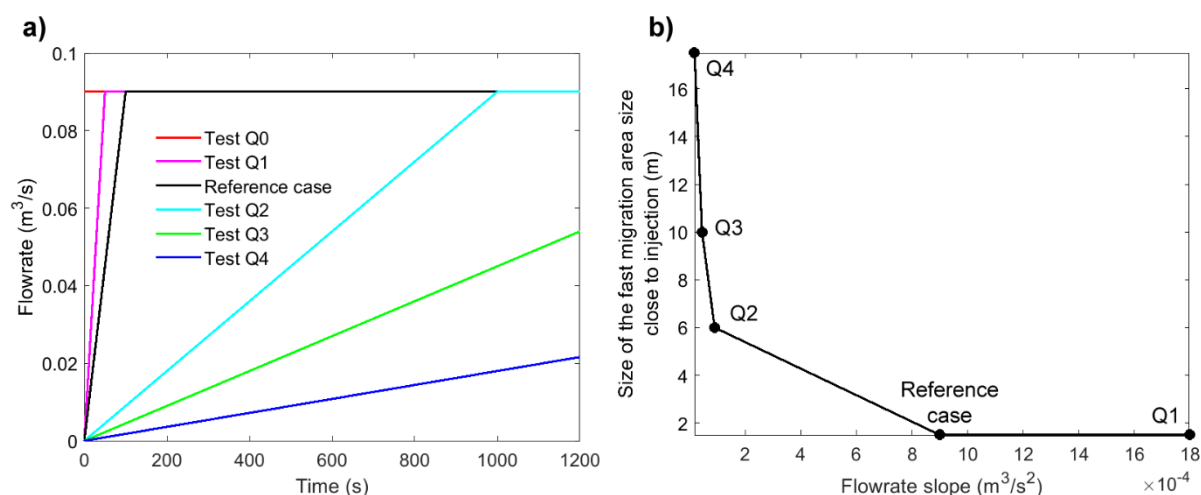


Figure 5.4. (a) Six scénarios différents de débit d'injection testés. La durée de ces simulations est inférieure à 1200 s. (b) Taille de la zone de forte vitesse de migration sismique en fonction de la pente du débit injecté.

Le protocole d'injection à Rittershoffen consiste en des paliers de débit croissant, ce qui peut se rapprocher d'une augmentation lente. Ce n'est pas le cas à Cotton Valley, où il y a eu alternance de périodes d'injection à même débit et de périodes sans injection.

Cette distribution spatio-temporelle de la sismicité pourrait également être expliquée par l'ouverture de fractures hydrauliques, comme le mentionne Shapiro (2015).

5.2. Relation entre le nombre d'événements sismiques et leur magnitude : « b-value »

5.2.1. Loi de Gutenberg-Richter obtenue pour le cas de référence modélisé dans l'article de Wynants-Morel et al. (2020).

A partir des événements sismiques calculés dans le modèle hydromécanique que j'ai développé, une représentation des données sismiques dans un diagramme « fréquence-magnitude des événements » détectés dans le cas de référence présenté dans l'article de Wynants-Morel et al. (2020) permet d'estimer une b-value pour des magnitudes comprises entre -1.9 et -1.5 (Fig. 5.5). Le résultat montre une courbe non-linéaire qui est probablement due à la taille finie du modèle qui empêche d'obtenir un plus grand nombre d'événements de magnitude supérieure à -1.5. Shapiro et al. (2013) expliquent également la non-linéarité d'une courbe fréquence-magnitude par la localisation et la forme des fractures dans lesquelles ont lieu les événements ainsi que par la forme et l'orientation du volume fracturé stimulé. Ce type de courbe pourrait être ajustée par une loi de Gutenberg-Richter tronquée (par exemple Kozłowska et al., 2018 ; Shapiro et al., 2013 ; Caputo, 1976).

De plus, plusieurs ruptures de pente (donnant l'apparence de marches d'escaliers) sont observées entre les magnitudes -2.1 et -1.6. Ces ruptures de pente sont liées à la taille des mailles. En effet, la première marche de magnitude la plus basse correspond à la séparation entre événements ayant lieu sur une maille unique, et ceux ayant lieu sur 2 mailles ou plus.

Afin d'estimer la sensibilité de l'estimation de la b-value sur ce jeu de données, plusieurs tailles de regroupement de zones rompues sismiquement ont été testées, impliquant des événements sismiques se produisant sur 1, 3, 5 et 7 subcontacts de la faille (Fig. 5.5). Une taille de regroupement minimale d'un seul subcontact correspond à la courbe violette dans la figure 5.5. La b-value augmente avec la taille de regroupement choisie : ceci peut s'expliquer par le fait que seule la partie arrondie de la courbe reste lors d'une taille de regroupement d'au moins 3 subcontacts, rendant la valeur de b-value non-pertinente. Ainsi, la b-value utilisée par la suite de l'analyse prend en compte tous les événements sismiques, et non uniquement ceux au-dessus d'un nombre de subcontacts fixé.

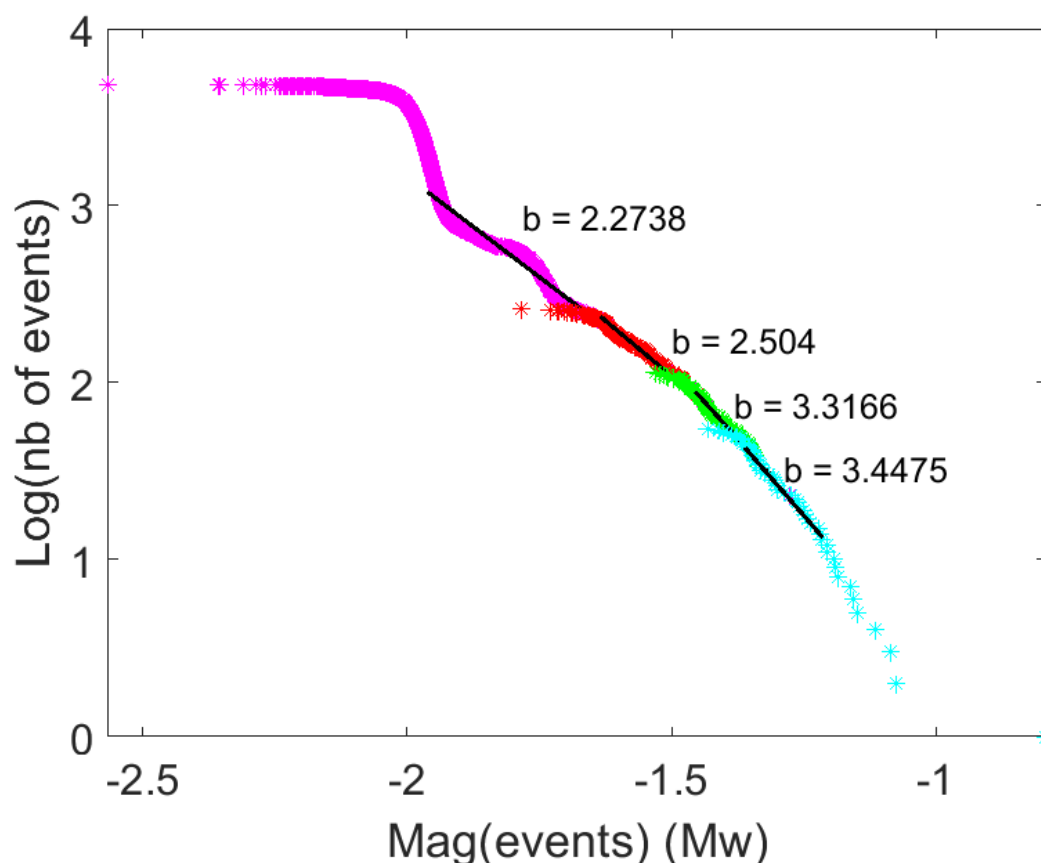


Figure 5.5. Distribution « fréquence-magnitude » des événements sismiques détectés au cours du cas de référence de l'article Wynants-Morel et al. (2020) pour différentes tailles minimales en terme de nombre de zones de regroupement : 1 (en violet), 3 (en rouge), 5 (en vert) et 7 subcontacts (en cyan). La loi de Gutenberg-Richter est représentée par une droite noire de pente $-b$ pour chaque taille de regroupement considérée.

5.2.2. Evolution de la b-value avec la « Shear Stress Contribution to reach rupture » (ou SSC)

La b-value est connue pour être très sensible à la pression de fluide à travers les variations de contrainte effective du milieu (El-Isa and Eaton, 2014 ; Schorlemmer et al., 2004 ; Schorlemmer and Wiemer, 2005). Bachmann et al. (2012) ont observé lors de l'exploitation du réservoir géothermique de Bâle en Suisse que la b-value augmente avec l'augmentation de la perturbation de pression de fluide nécessaire pour déclencher la rupture. Je considère que la somme des variations de contrainte cisailante et de pression nécessaire pour atteindre la rupture au cours de l'exploitation est constante. De plus, je définis la SSC comme le rapport entre les variations de contrainte cisailante nécessaires pour atteindre la rupture et la somme des variations de contrainte cisailante et de pression (Eq. 3.14). La SSC évolue inversement à la perturbation de pression de fluide. La b-value augmente ainsi avec la SSC. Ces observations sont retrouvées lors des simulations réalisées avec différentes valeurs de perméabilité, d'angle de dilatance, de proximité initiale à la rupture de l'état de contrainte (ou SCU) et de chute de friction (Fig. 5.6 ; voir chapitre 4 pour plus de détails sur les paramètres de ces simulations).

La b-value évolue fortement avec le SCU et la chute de friction : elle est multipliée par 1.7 pour une variation du SCU de 53% à 71% et par 1.75 pour une variation de la chute de friction de 0.125 à 0.225 ; l'impact de la perméabilité et de l'angle de dilatance sur la b-value est bien plus faible.

5.2.3. Evolution de la b-value avec l'état de contrainte

Spada et al. (2013) et Scholz (2015) ont montré que la b-value diminue avec l'augmentation de la différence de contrainte $\sigma_1 - \sigma_3$ dans divers cas de sismicité naturelle, notamment en Californie, en Turquie, en Italie et en Grèce. La sismicité observée dans le golfe de Corinthe est connue pour être déclenchée par des fluides (Duverger et al., 2015, par exemple) ; les valeurs de b-value estimées sont plus élevées que dans les autres sites (Fig. 5.7-a). Une tendance décroissante de la b-value avec $\sigma_1 - \sigma_3$ est aussi observée lors de mes simulations (Fig. 5.7-b). Cependant, la pente de cette droite de tendance est beaucoup plus forte dans les simulations que pour les observations de sismicité dans le golfe de Corinthe (0.09 versus 0.0025). Ceci pourrait s'expliquer par la différence d'échelle entre mes simulations et les réservoirs naturels considérés (échelle hectométrique versus plurikilométrique). D'autres tests numériques seront nécessaires pour confirmer ou infirmer cette hypothèse.

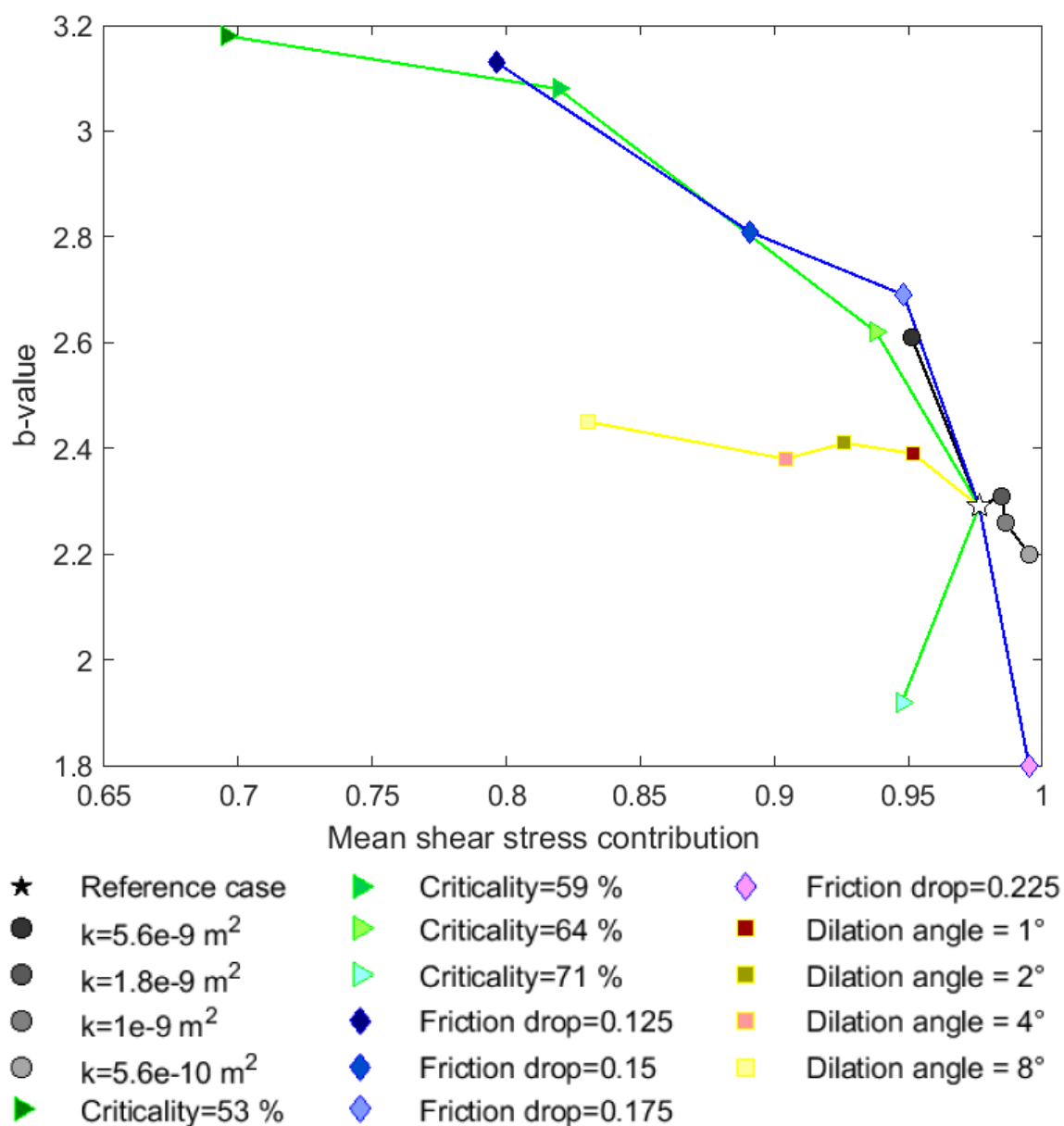


Figure 5.6. *b-value en fonction de la contribution moyenne des variations de contrainte cisailante dans l'atteinte de la rupture. Chaque test est défini par une couleur et un symbole. Le cas de référence est représenté par une étoile blanche. Les tests avec un même paramètre variable sont reliés par une ligne de couleur dépendant du paramètre de faille.*

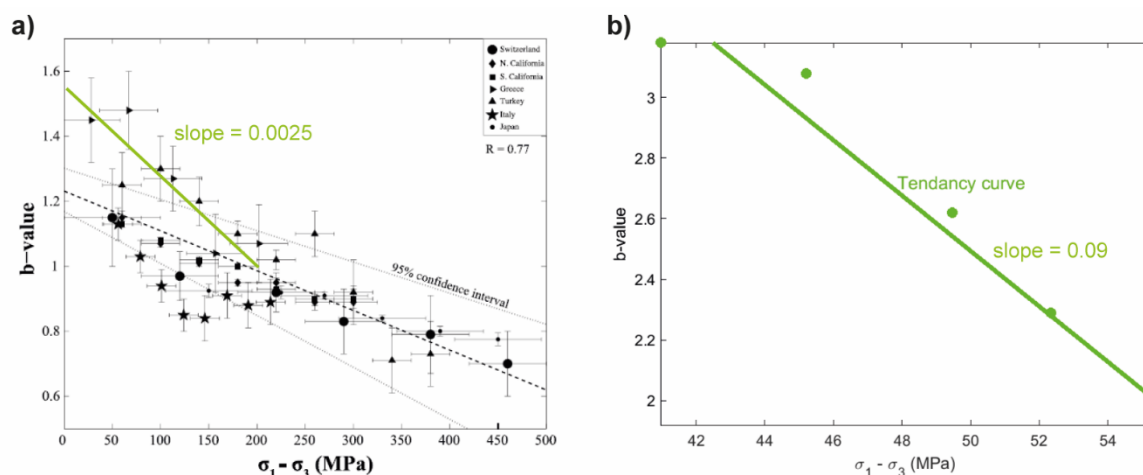


Figure 5.7. *b*-value en fonction de la contrainte différentielle $\sigma_1 - \sigma_3$ (a) dans différents cas de sismicité naturelle (d'après Scholz, 2015) et (b) lors de simulations numériques. La droite verte représente la valeur de la pente de la droite de tendance associée aux *b*-values (a) estimées dans le golfe de Corinthe et (b) simulées numériquement.

5.2.4. *b*-value et partitionnement du moment

Les *b*-values observées dans des régions riches en aspérités, c'est-à-dire des régions susceptibles de montrer un fort rapport moment sismique/moment total, sont fréquemment faibles (par exemple Schorlemmer & Wiemer, 2005 ; Ghosh et al., 2008 ; Enescu et al., 2011). De plus, Wyss et al. (2004) ont mis en évidence des *b*-values plus faibles pour les patchs sismiques que pour les patchs glissant majoritairement asismiquement à proximité de Parkfield, Californie. Ainsi, il semble exister un lien entre *b*-value et partitionnement sismique/asismique.

En accord avec ces observations, une augmentation de la *b*-value avec la diminution du rapport moment sismique/moment total est observée pour des variations des 4 paramètres hydromécaniques et frictionnels considérés dans la section 5.2.3 auquel s'ajoute la distance caractéristique de glissement (Fig. 5.8). Cette augmentation s'explique par la prise en compte des événements de moins de 7 subcontacts, contribuant au moment asismique, pour le calcul de la *b*-value. En effet, plus une injection a une grande proportion d'événements de moins de 7 subcontacts (ce qui revient à écrire plus son partitionnement sismique/asismique est faible), plus sa *b*-value sera élevée. De plus, la relation linéaire observée entre *b*-value et partitionnement du moment souligne la possibilité d'estimer la valeur du ratio moment sismique/moment total grâce à la *b*-value : le logarithme décimal du ratio évoluerait comme 0.8 fois la *b*-value (Fig. 5.8).

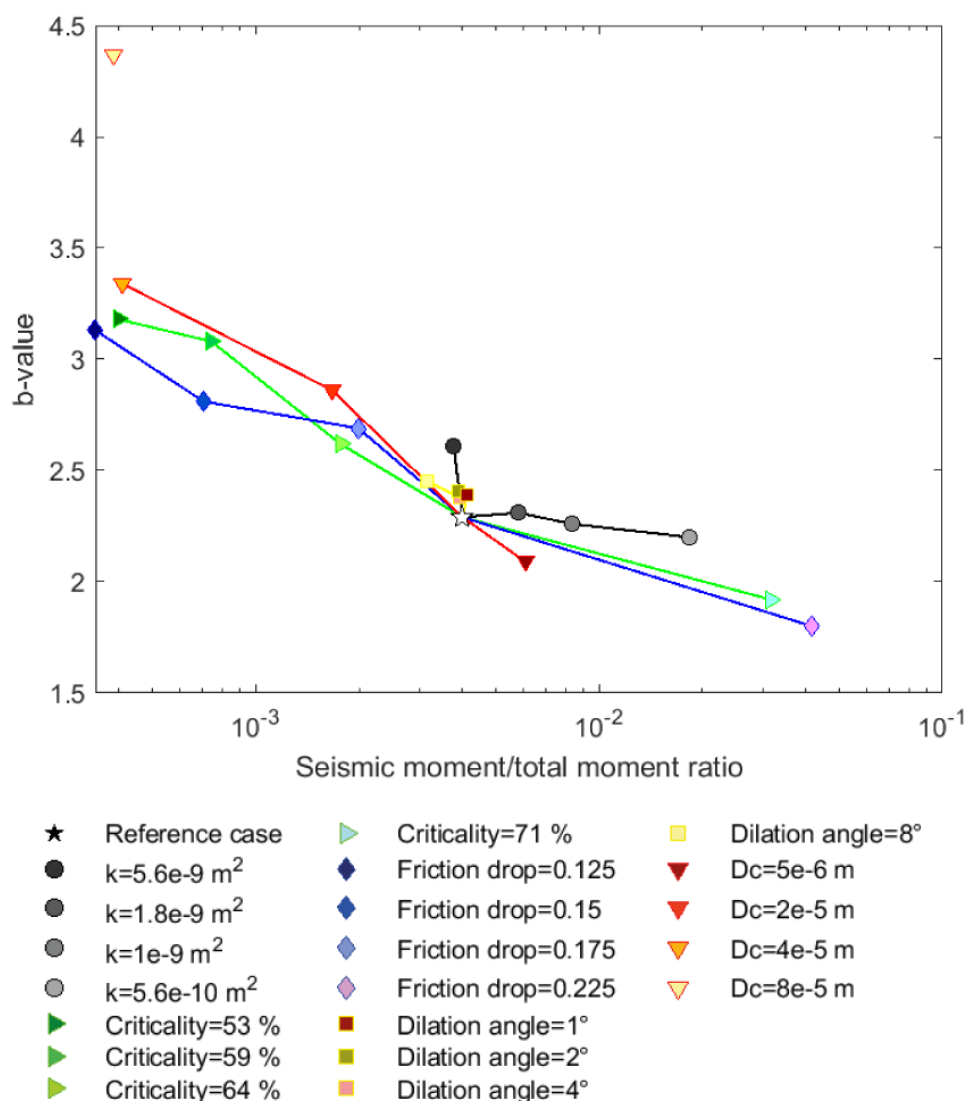


Figure 5.8. *b-value en fonction du rapport moment sismique/moment total. Chaque test est défini par une couleur et un symbole. Le cas de référence est représenté par une étoile blanche. Les tests avec un même paramètre variable sont reliés par une ligne de couleur dépendant du paramètre de faille.*

5.3. Partitionnement sismique/asismique

Depuis le début des années 2010, des expériences in-situ de stimulation hydraulique de faille naturelle à l'échelle décimétrique ont été réalisées dans des laboratoires souterrains situés entre 300 et 500 m de profondeur. En France, des expériences d'injection ont été menées sur des failles dans des roches carbonatées au Laboratoire Souterrain à Bas Bruit de Rustrel (Guglielmi et al., 2015a ; Derode et al., 2015 ; Duboeuf et al., 2017) et dans des roches argileuses dans le tunnel de Tournemire (De Barros et al., 2016, 2018 ; Rivet et al., 2016). Ces deux expériences montrent que la majorité de la déformation est asismique et que la sismicité représente entre 1 et 5% du bilan des moments. De plus, de nombreuses observations de réservoirs à l'échelle kilométrique (notamment Soultz : Cornet et al., 1999 ; Rittershoffen : Lengliné et al., 2017 ; Brawley : Wei et al., 2015 ; Ngatamariki : Hopp et al., 2019) montrent

également une déformation asismique importante liée à l'injection. Ainsi, il est important de déterminer quelle proportion de la déformation est sismique afin d'estimer au mieux le moment sismique relâché durant une injection et de comprendre les mécanismes (diffusion de pression, variations de contraintes poroélastiques, perturbations de contrainte associées à du glissement asismique et/ou à des interactions entre séismes) à l'origine de la sismicité.

5.3.1. Relations moment/volume au cours de l'injection

5.3.1.1 Relation entre le volume de fluide injecté et le moment sismique

Bentz et al. (2020) ont étudié 10 réservoirs et expériences in-situ afin de mettre en évidence une relation entre le moment sismique et le volume de fluide injecté. Cette relation est de la forme $M_0 \propto V^\alpha$. La majorité des sites étudiés ont un coefficient α proche de 1 (Fig. 5.9), et ils suivent donc la loi de McGarr (2014) : $M_0 = GV$, où G le module de cisaillement élastique du milieu. Seuls 2 sites (Pohang en Corée du Sud et Cooper Basin aux USA) ont un coefficient α supérieur à 1.5. Pour ces deux cas, il est de plus observée que l'estimation donnée par la loi de McGarr (2014) est dépassée en fin de l'injection, ce qui indique que les fluides seuls ne peuvent pas expliquer l'ensemble des ruptures sismiques observées, et que d'autres mécanismes sont en jeu.

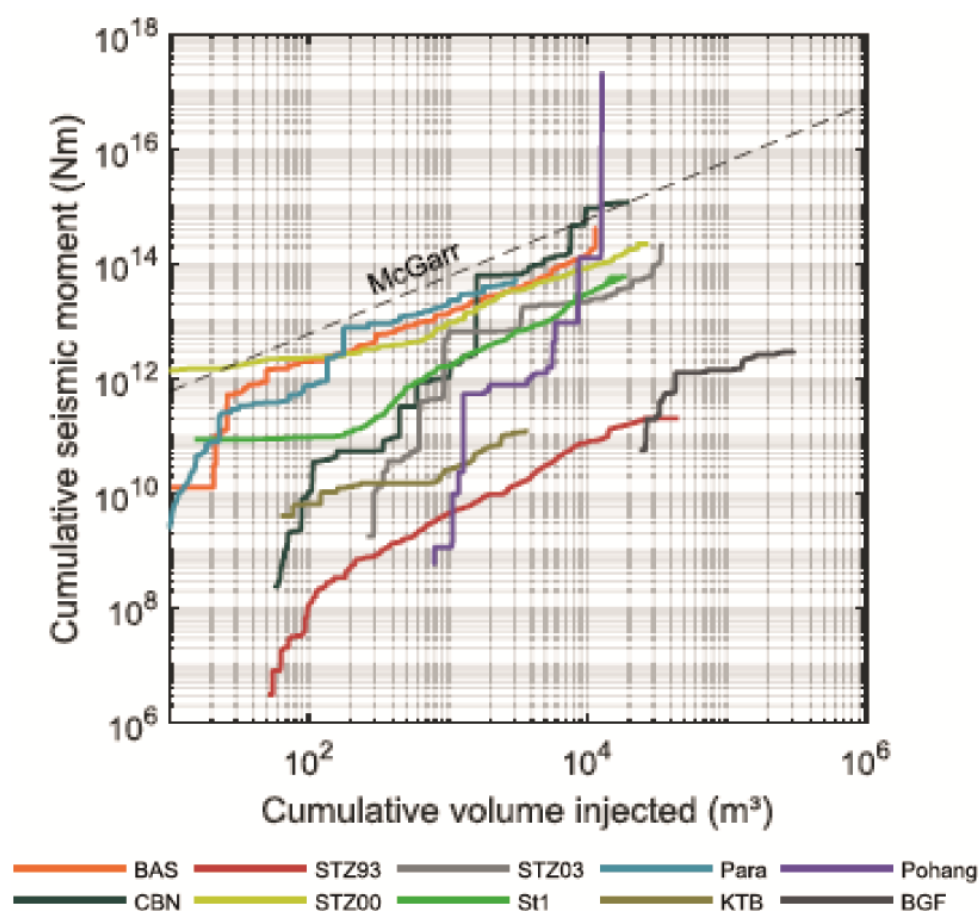


Figure 5.9. Moment sismique cumulé en fonction du volume injecté pour 10 réservoirs et expériences in-situ (d'après Bentz et al., 2020). La ligne noire en pointillés correspond à la relation de McGarr (2014).

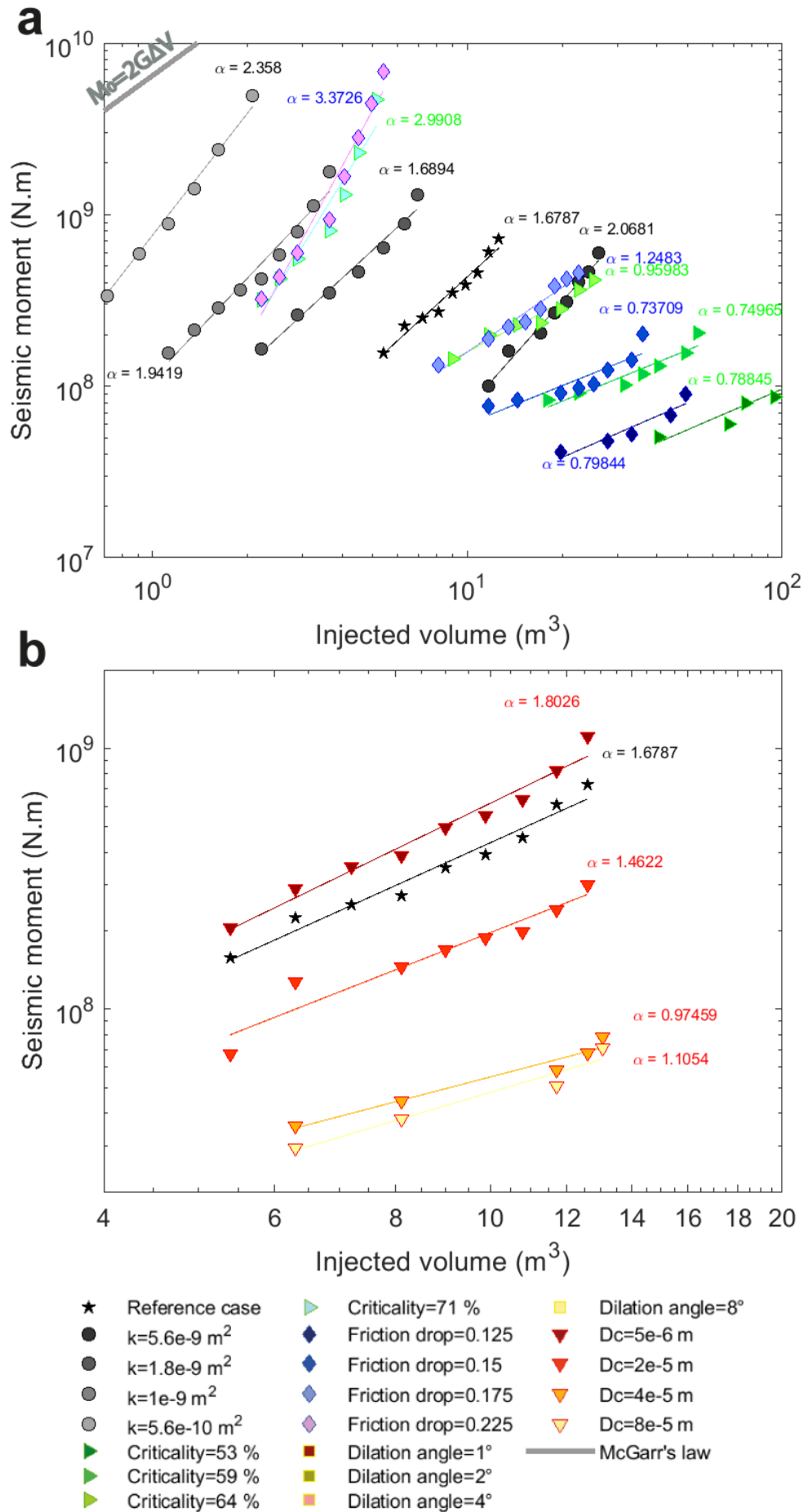


Figure 5.10. (page précédente) *Evolution au cours de l'injection du moment sismique en fonction du volume de fluide injecté. Chaque test est défini par une couleur et un symbole. Le cas de référence est représenté par une étoile noire. La ligne diagonale grise montre la limite supérieure de la relation de McGarr & Barbour (2018). Une droite de tendance de pente α est définie pour chaque simulation d'injection. Cette droite est colorisée en fonction du test considéré.*

J'ai réalisé diverses simulations en faisant varier 3 propriétés mécaniques et frictionnelles de la faille (i.e. la proximité de la contrainte initiale à la rupture, la chute de friction et la distance caractéristique de glissement) à partir d'un cas de référence, décrit dans la section 3.2.1 et le tableau 3.1. Le coefficient α varie entre 0.74 et 3.37 dans les simulations réalisées (Fig. 5.10). Ce coefficient augmente avec une augmentation de la proximité de la contrainte initiale de la faille à la rupture et de la chute de friction, et une diminution de la distance caractéristique de glissement D_c .

Cependant, les différentes simulations avec un coefficient α inférieur ou proche de 1 ne montrent pas la même évolution spatio-temporelle de la sismicité : les simulations de faible SCU (c'est-à-dire dont l'état de contrainte avant injection est éloigné de la rupture) et de faible chute de friction observent une migration diffusive de la sismicité, alors que les simulations de fort D_c observent une migration de la sismicité accélérant au cours du temps. Ainsi, la valeur de α ne peut pas servir de manière sûre de distinction entre différentes évolutions de la sismicité.

Le coefficient α est observé plus élevé pour des simulations de fort moment sismique final (Fig. 5.10). Le moment total à la fin des simulations étudiées étant constant à un facteur 2 près, α peut être relié au partitionnement sismique/asismique du moment : plus α est élevé, plus la déformation sera sismique.

5.3.1.2 Relation entre le volume de fluide injecté et le moment asismique

De la même manière, je considère que le moment total (sismique + asismique) suit une relation de type $M_{TOT} \propto V^\beta$ au cours de l'injection lors des simulations réalisées.

Le coefficient β augmente avec une augmentation du SCU, de la chute de friction et de la perméabilité (Fig. 5.11). Toutes les valeurs de β observées sont comprises entre 1.78 et 2.86, soit une gamme bien plus étroite que celle d' α .

Toutes les valeurs de β observées sont supérieures à 1.5, même dans le cas où la rupture asismique a une forme diffusive. Ainsi, le moment libéré lors d'une rupture asismique semble ne pas respecter les lois de McGarr et de Galis, même à faible SCU et chute de friction. Cela peut être lié au rôle prépondérant des variations de contrainte cisailante induite par le glissement asismique ou les variations de propriétés hydromécaniques de la faille associée au glissement asismique, qui ne sont pas prises en compte dans les modèles de McGarr et de Galis.

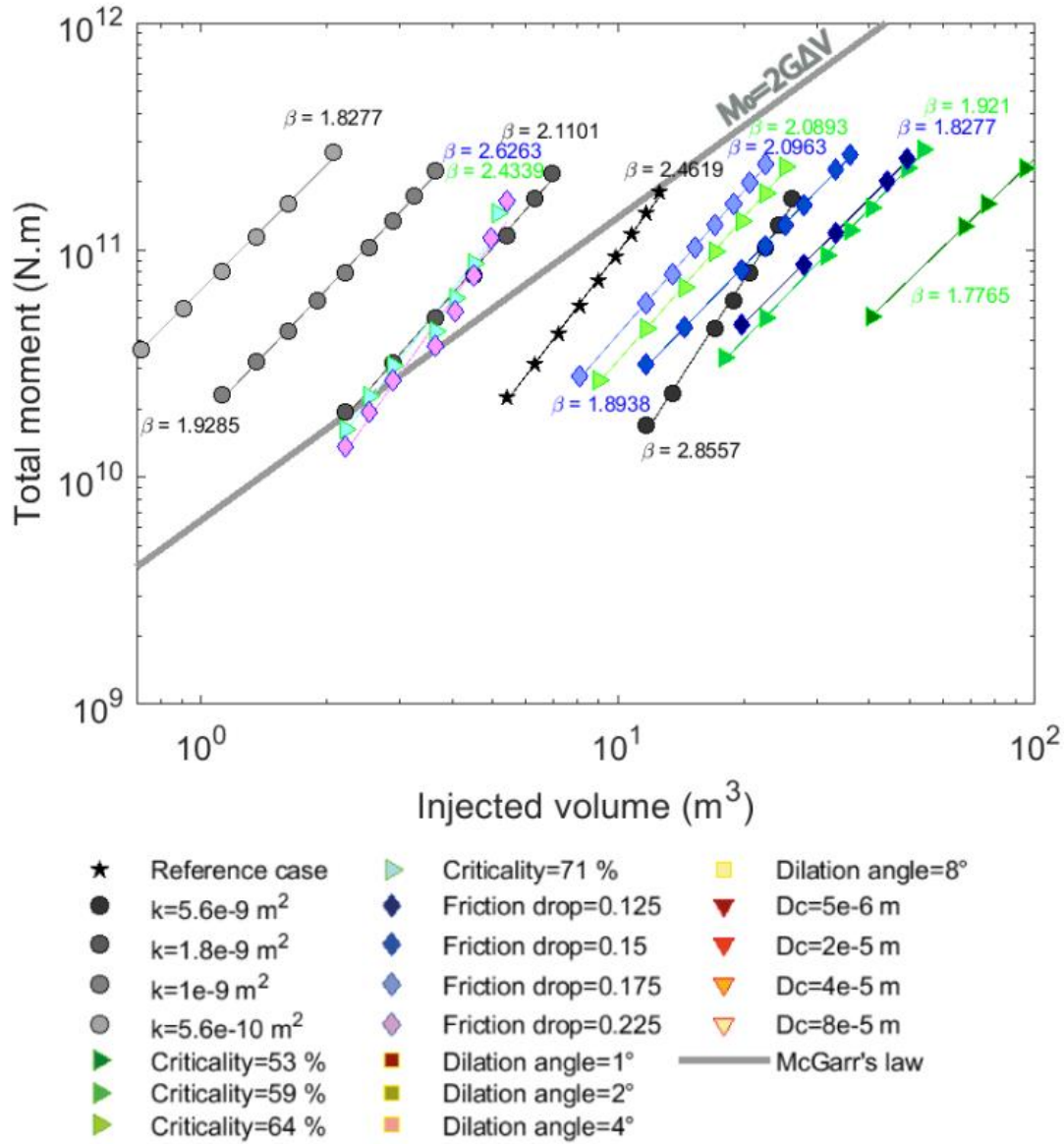


Figure 5.11. Evolution du moment total au cours de l'injection en fonction du volume de fluide injecté. Chaque test est défini par une couleur et un symbole. Le cas de référence est représenté par une étoile noire. La ligne diagonale grise montre la limite supérieure de la relation de McGarr & Barbour (2018). Une droite de tendance de pente β est définie pour chaque simulation d'injection. Cette droite est colorisée en fonction du test considéré.

5.3.1.3 Relation entre le volume de fluide injecté et le partitionnement sismique/asismique

Le moment total et le moment sismique suivent une loi de puissance en fonction du volume injecté. Le rapport moment sismique/moment total suit alors aussi une relation de type $\frac{M_0}{M_{TOT}} \propto V^\gamma$ avec $\gamma = \alpha - \beta$.

Le coefficient γ varie entre -1.58 et 0.75 au cours des simulations considérées (Fig. 5.13). Pour une valeur négative de γ , c'est-à-dire pour des failles de forte perméabilité, de faible chute de friction, de faible SCU et de fort D_c , la part sismique du moment va diminuer avec le

volume injecté. L'injection sera majoritairement asismique dans ce cas. Ce sera l'inverse pour des failles de faible perméabilité, de forte chute de friction, de fort SCU et de faible D_c . Cependant, la migration de la rupture accélère avec le temps dans les cas de failles de forte perméabilité et de fort D_c (Fig. 4.3) : une forte asismicité de la déformation, asismicité croissant avec le volume injecté, ne signifie pas que la migration de la rupture va ralentir avec le temps.

Buijze et al. (2015) ont étudié le partitionnement du moment au cours de l'injection dans différents réservoirs en se basant sur la relation de McGarr (2014) (Fig. 5.12). La proportion de moment sismique par rapport au moment total varie entre 10^{-7} et 10^{-1} . Ce partitionnement évolue faiblement à Cotton Valley, Paralana et Barnett Shale, et plus intensément au KTB et au Rocky Mountain Arsenal (Fig. 5.12). Lors des stimulations des réservoirs géothermiques de Soultz-sous-Forêts et de Bâle, le partitionnement diminue en début de simulation puis augmente par la suite. Pour ces deux réservoirs, la migration de la sismicité suit la même évolution au cours de l'injection : une décélération avec le temps à Soultz (Shapiro et al., 1997) et une accélération à Bâle (Goertz-Allmann et al., 2011). Ainsi, la proximité à la rupture des failles concernées et la chute de friction de ces failles ne semblent pas en cause dans le changement d'évolution du partitionnement au cours de la stimulation : ces variations pourraient être reliées à des variations de distance caractéristique de glissement et de perméabilité entre les failles à proximité de l'injection.

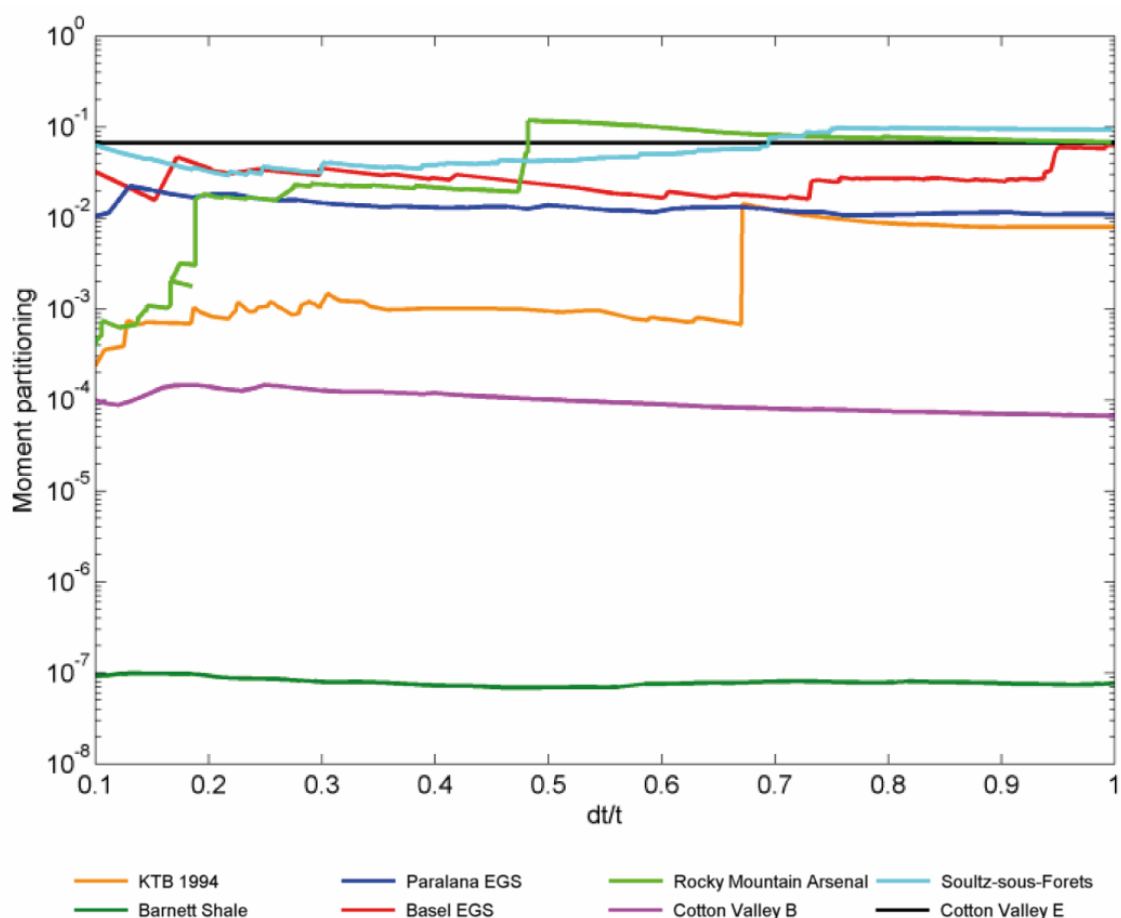


Figure 5.12. Ratio moment sismique/moment total en fonction du rapport entre le temps écoulé depuis le début de l'injection et le temps total de l'injection lors de 10 injections dans des réservoirs ou expériences in-situ (d'après Buijze et al., 2015). Le moment total a été estimé à partir du volume injecté à partir de la relation de McGarr (2014).

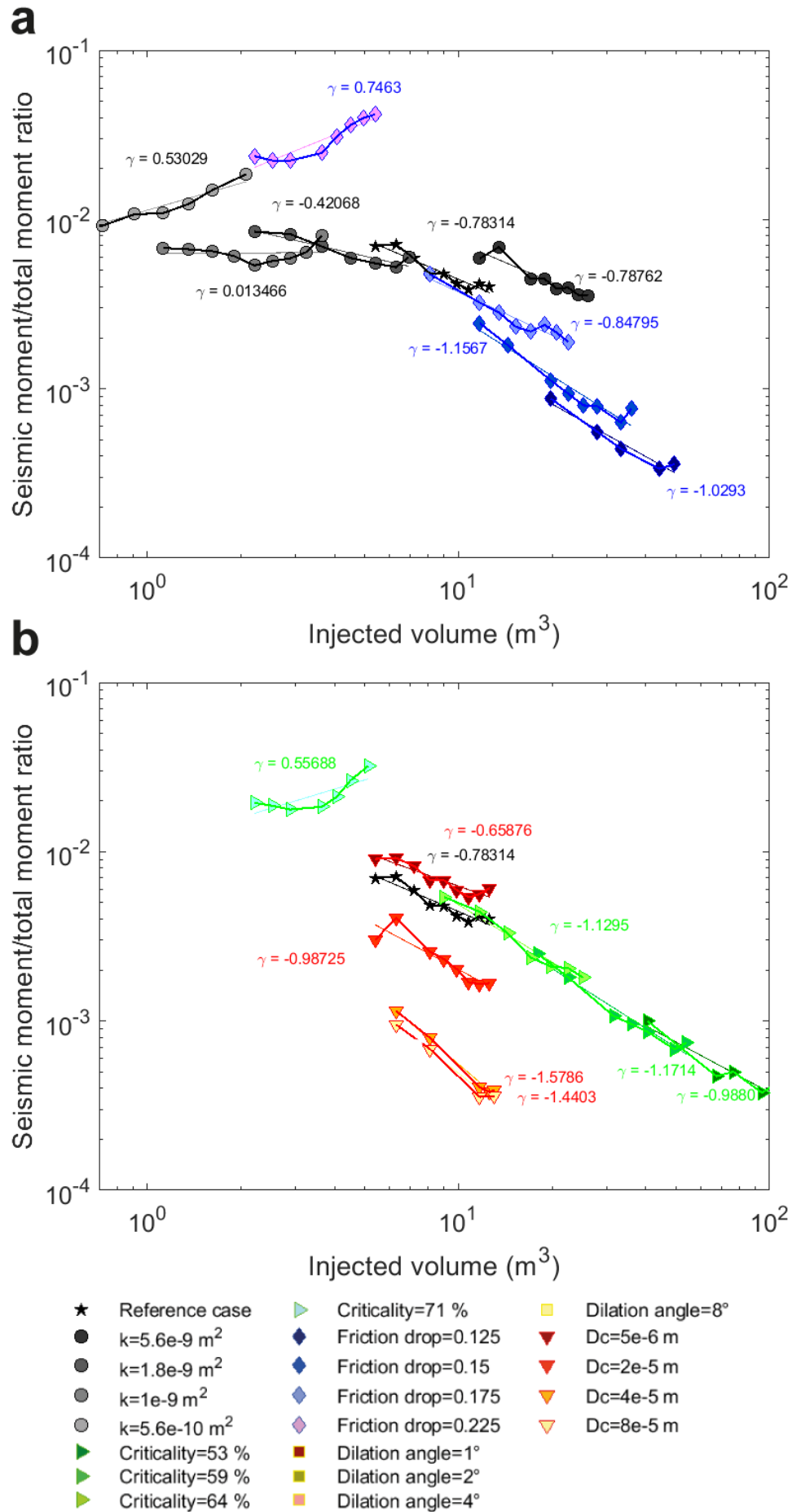


Figure 5.13. (page précédente) *Evolution du rapport moment sismique/moment total au cours de l'injection en fonction du volume injecté. Chaque test est défini par une couleur et un symbole. Le cas de référence est représenté par une étoile noire. Une droite de tendance de pente γ est définie pour chaque simulation d'injection. Cette droite est colorisée en fonction du test considéré.*

5.3.1.4 Estimation du partitionnement sismique/asismique avec le volume injecté et la relation de McGarr & Barbour (2018)

J'ai comparé le ratio moment sismique/moment total estimé par Buijze et al. (2015) avec le ratio calculé pour les 21 simulations détaillées dans le chapitre 4. Le ratio estimé est observé en général trois fois plus faible que le ratio calculé. L'estimation semble valide, s'écartant de moins d'1 ordre de grandeur de la valeur réelle pour les simulations de faible proximité initiale à la rupture (Fig. 5.14). Cependant, le moment total dépasse la prévision de McGarr & Barbour (2018) pour les cas de faible perméabilité, de fort SCU et de forte chute de friction, aboutissant dans le cas des simulations de faible perméabilité à des estimations anormalement élevées du ratio moment sismique/total. Ainsi, l'estimation est à prendre avec précaution lors de ruptures observant un fort rapport moment sismique/moment total (5×10^{-3} d'après la figure 5.14), pour lesquelles la loi de McGarr & Barbour (2018) n'est pas adaptée.

5.3.2. Influence du protocole d'injection sur le partitionnement sismique/asismique

Lors d'expériences in-situ d'injection à petite échelle à Tournemire et à Rustrel, une zone asismique autour du point d'injection a été observée (De Barros et al., 2016, 2018 ; Duboeuf et al., 2017 ; Guglielmi et al., 2015). De plus, De Barros et al. (2019) ont observé une relation entre la distance à l'injection du premier événement détecté à la puissance -1.5 et le moment sismique relâché, permettant ainsi de considérer cette distance comme un proxy du partitionnement du moment. Une relation similaire considérant un coefficient de puissance égal à -3 a été retrouvée lors de mon étude paramétrique, en considérant les événements sismiques au-dessus d'un seuil de magnitude fixé à -1.15 (Fig. 4.6). Elle n'est donc pas dépendante des valeurs des propriétés de faille hydromécaniques (perméabilité, angle de dilatance) et frictionnelles (chute de friction, distance de glissement caractéristique) considérées. Cependant, en faisant varier le protocole d'injection (voir figure 5.4-a), la relation ne semble plus linéaire (Fig. 5.15). 2 groupes distincts de simulations se distinguent : celles avec un débit constant ou une pente forte avant d'atteindre le seuil de débit, qui ont une zone asismique autour de l'injection de grande taille (13.2 m) ; celles avec une pente de débit d'injection bien plus faible, avec un premier événement localisé très proche de l'injection (0.8 m). Cette distinction est due à la taille de la zone de migration rapide observée (voir section 5.1.2), propice au déclenchement d'événements de forte magnitude : ainsi, plus cette zone est de grande taille, plus il est probable que la magnitude du premier événement dépasse le seuil considéré.

Ainsi, la distance minimale à l'injection est modifiée par le protocole d'injection et ne peut donc être considérée comme un bon estimateur du partitionnement sismique/asismique du moment.

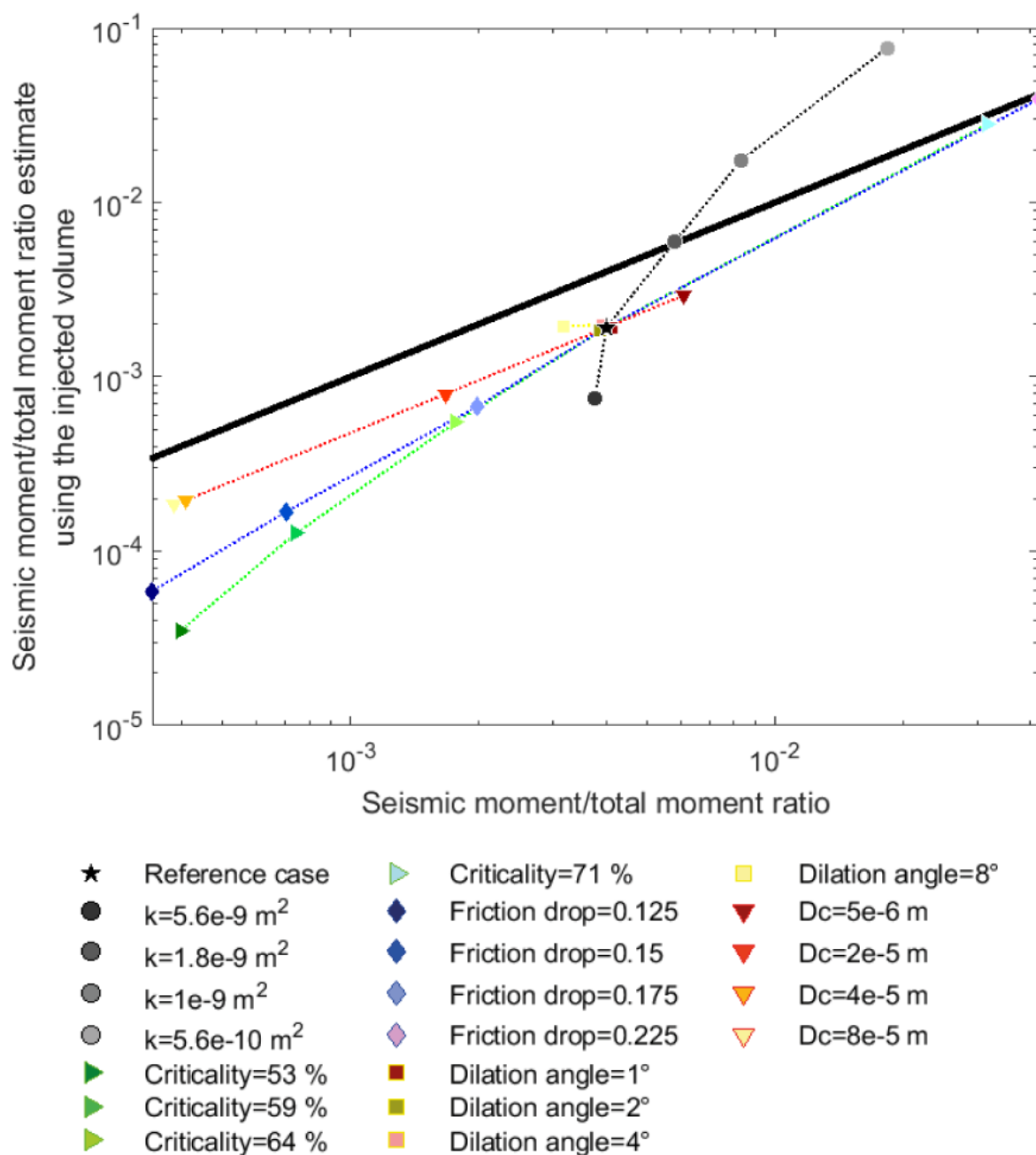


Figure 5.14. Rapport moment sismique/moment total estimé selon la méthode de Buijze et al. (2015) en fonction du rapport moment sismique/moment total calculé. Chaque test est défini par une couleur et un symbole. Le cas de référence est représenté par une étoile noire. Les tests avec un même paramètre variable sont reliés par une ligne de couleur dépendant du paramètre de faille. La ligne noire correspond à un ratio moment sismique/moment total estimé égal au ratio calculé.

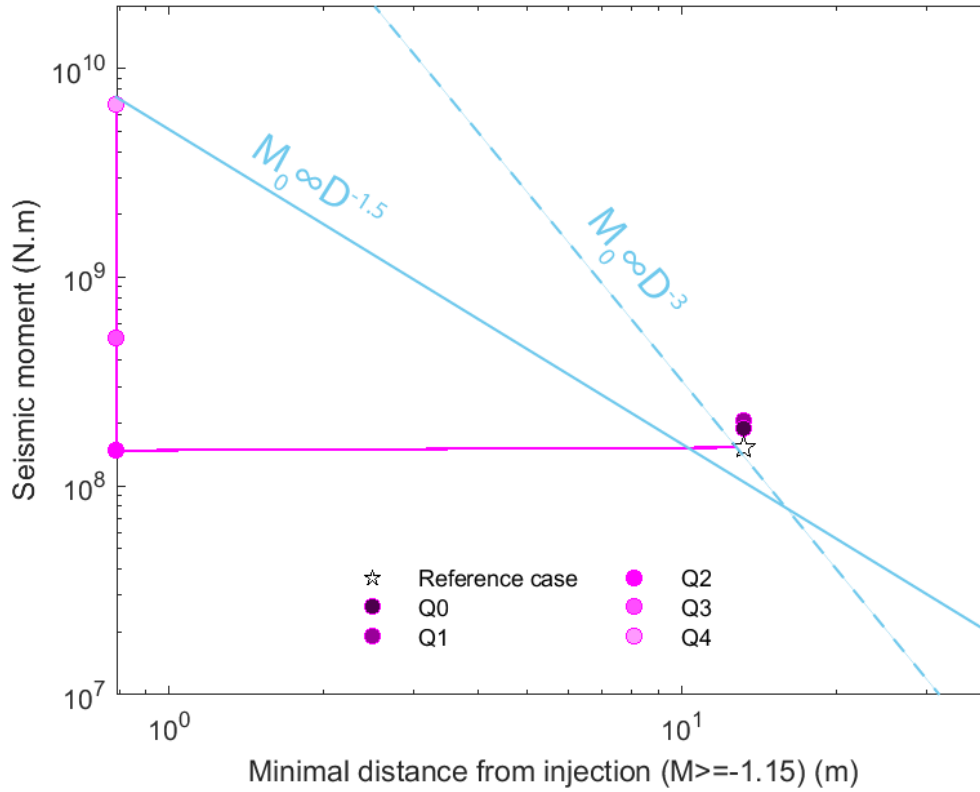


Figure 5.15. Moment sismique en fonction de la distance minimale à l'injection des événements de magnitude supérieure à -1.15 pour 6 protocoles d'injection. Chaque test est défini par une couleur et un symbole. Les tests avec un même paramètre variable sont reliés par une ligne de couleur dépendant du paramètre considéré. La ligne diagonale bleue continue représente la relation entre le moment sismique et la distance à l'injection du premier événement détectable déterminée par De Barros et al. (2019). La ligne diagonale bleue pointillée représente la relation déterminée dans la figure 4.6. Le cas de référence est représenté par une étoile blanche.

5.4. Variations de l'indice sismogène avec les propriétés du milieu

5.4.1. Définition de l'indice sismogène

L'indice sismogène Σ caractérise le niveau d'activité sismique attendu durant l'injection de fluide dans une formation (Shapiro et al., 2010). Il renseigne donc sur la potentialité d'un réservoir à induire de la sismicité pour chaque unité de volume de fluide injecté (Dinske & Shapiro, 2013). Cet indice est indépendant des paramètres d'injection (Shapiro, 2015) mais dépend de la nature du réservoir à travers les caractéristiques tectoniques du milieu (Shapiro, 2012, 2015, 2018). Il est donné par l'équation 5.1 (Shapiro et al., 2010) :

$$\Sigma = \log N_{M_w \geq M} - \log V + b \quad (5.1)$$

où $N_{M_w \geq M}$ est le nombre d'événements de magnitude M_w supérieure à une magnitude M donnée, V est le volume injecté et b est la b-value.

L'indice sismogène varie très peu avec la magnitude des événements, c'est-à-dire de moins d'une unité pour les simulations présentées dans le chapitre 4. Une valeur moyenne de l'indice sismogène sur les magnitudes considérées est utilisée dans les sections 5.4.2 et 5.4.3.

Une formule reliant le moment sismique, le volume injecté et la b-value est donnée par van der Elst et al. (2016) :

$$\log M_0 = \frac{3}{2b} \log V + \left(\frac{3}{2b} \Sigma + 9.2 + \log 2b - \log(3 - 2b) \right) \quad (5.2)$$

Les b mesurés dans les simulations étant supérieurs à 1.5 (ce qui est impossible avec la théorie de Gutenberg-Richter), une telle relation ne peut être appliquée pour mes simulations.

5.4.2. Indice sismogène et partitionnement sismique/asismique

Li et al. (2018) considèrent pour le réservoir de Rosemanowes, Royaume-Uni, que le partitionnement du sismique/total du moment et l'indice sismogène peuvent tous deux être utilisés pour quantifier le degré d'activation sismique du site.

La figure 5.16 présente les valeurs d'indice sismogène en fonction du ratio moment sismique/moment total pour différentes simulations ne variant du cas de référence que par la valeur d'un paramètre de faille (la perméabilité avant injection, l'angle de dilatance, la chute de friction et la distance caractéristique de glissement) ou de l'état de contrainte (la criticalité, c'est-à-dire la proximité des contraintes à la rupture de la faille, définie par le SCU). L'indice sismogène augmente avec une augmentation de la perméabilité initiale de la faille, de son SCU, de sa chute de friction et avec une diminution de sa distance caractéristique de glissement. Ce ratio moment sismique/moment total varie au maximum d'un facteur 2.5 pour un même indice sismogène (Fig. 5.16) : ainsi, il semble possible d'approximer le partitionnement sismique/asismique d'une zone à travers son indice sismogène, et inversement. Ce résultat est en cohérence avec la définition de l'indice sismogène (section 5.4.1).

5.4.3. Suivi de l'indice sismogène en fonction du temps

Lors de l'étude de multiples réservoirs géothermiques et d'hydrocarbures, Dinske & Shapiro (2013) ont observé que l'indice sismogène Σ est généralement constant sur toute la durée de l'injection (Fig. 5.17), mais peut varier au maximum d'une unité, à Ogachi ou au KTB par exemple. Une non-constance de l'indice sismogène au cours du temps est également observée dans d'autres réservoirs, par exemple à Guy-Greenbrier, Oklahoma (Mousavi et al., 2017), où Σ varie au cours de 24 jours d'injection de -2.01 à -0.98.

J'ai calculé l'indice sismogène à différents temps pour les tests correspondant aux valeurs maximale et minimale des cinq paramètres considérés. Le premier temps choisi correspond à 0.4 fois le temps total de la simulation. J'ai étudié ensuite les variations d'indice sismogène dans le temps en fonction des valeurs des paramètres. Les courbes d'évolution temporelle de l'indice sismogène pour les deux valeurs d'angle de dilatance se superposent. Ainsi, l'angle de dilatance n'a pas d'influence sur les variations temporelles de l'indice sismogène. C'est également le cas pour le SCU : en effet, l'amplitude des variations temporelles de l'indice sismogène augmente de 0.42 à 0.55 pour des valeurs de SCU variant de 53% à 71%. De plus, l'indice sismogène varie plus intensément dans le temps avec une faible perméabilité k , une forte chute de friction $\Delta\mu$ et une forte distance caractéristique de glissement D_c : l'amplitude

des variations temporelles d'indice sismogène varie de 1.41 à 0.79 pour k allant de 5.62×10^{-10} à $5.62 \times 10^{-9} \text{ m}^2$, de 0.7 à 1.08 pour $\Delta\mu$ variant de 0.125 à 0.225 et de 1.18 à 1.50 pour D_c évoluant de 5×10^{-6} à $8 \times 10^{-5} \text{ m}$.

Cependant, prendre seulement deux valeurs pour chaque paramètre ne permet de n'exprimer que la tendance générale de l'évolution de l'indice sismogène avec les différents paramètres ; ainsi, une analyse plus approfondie, prenant en compte cinq valeurs ou plus de chaque paramètre, doit être réalisée pour confirmer ou infirmer les résultats mis en évidence dans cette section.

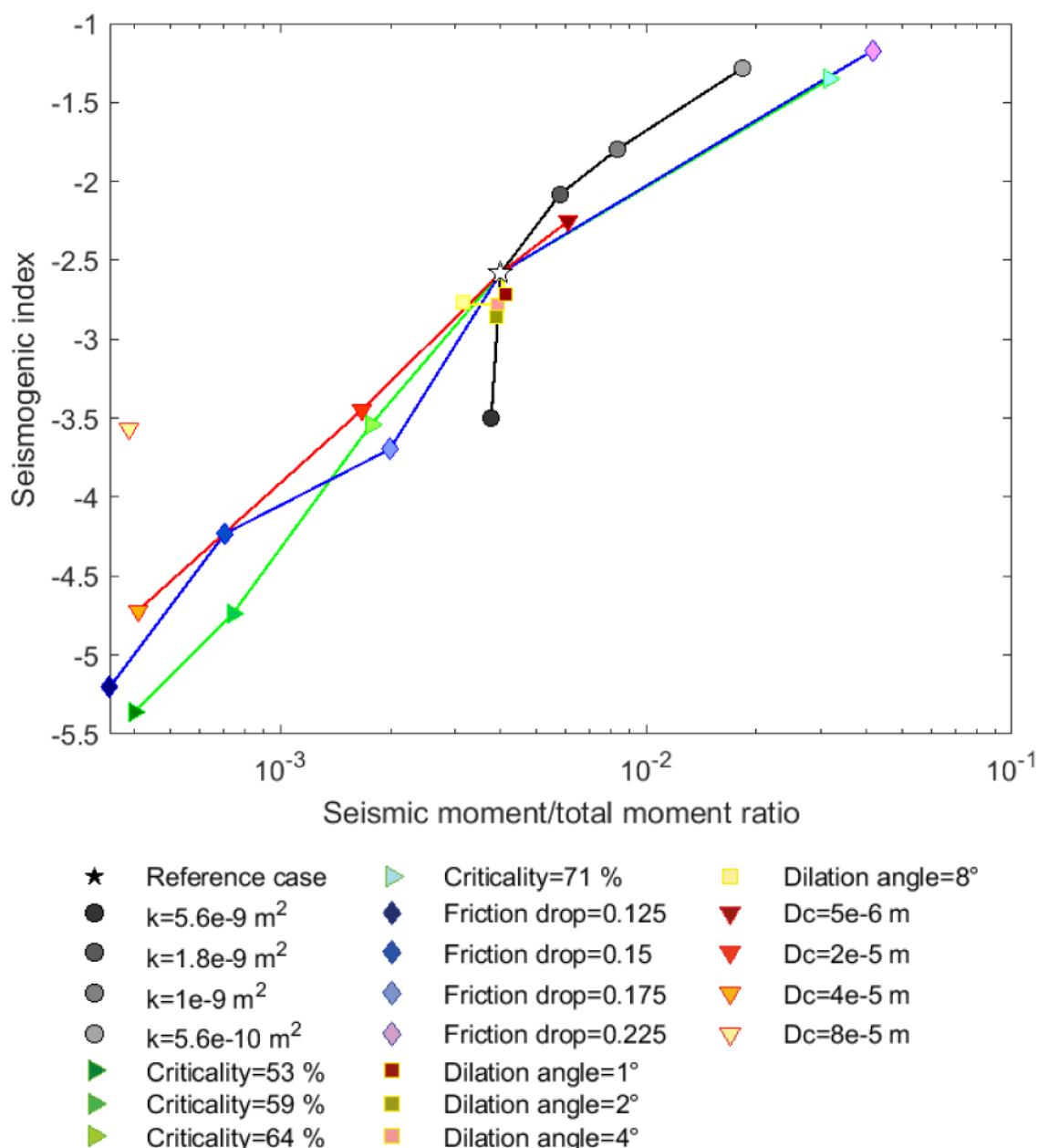


Figure 5.16. Indice sismogène en fonction du ratio moment sismique/moment total. Chaque test est défini par une couleur et un symbole. Le cas de référence est représenté par une étoile blanche. Les tests avec un même paramètre variable sont reliés par une ligne de couleur dépendant du paramètre de faille.

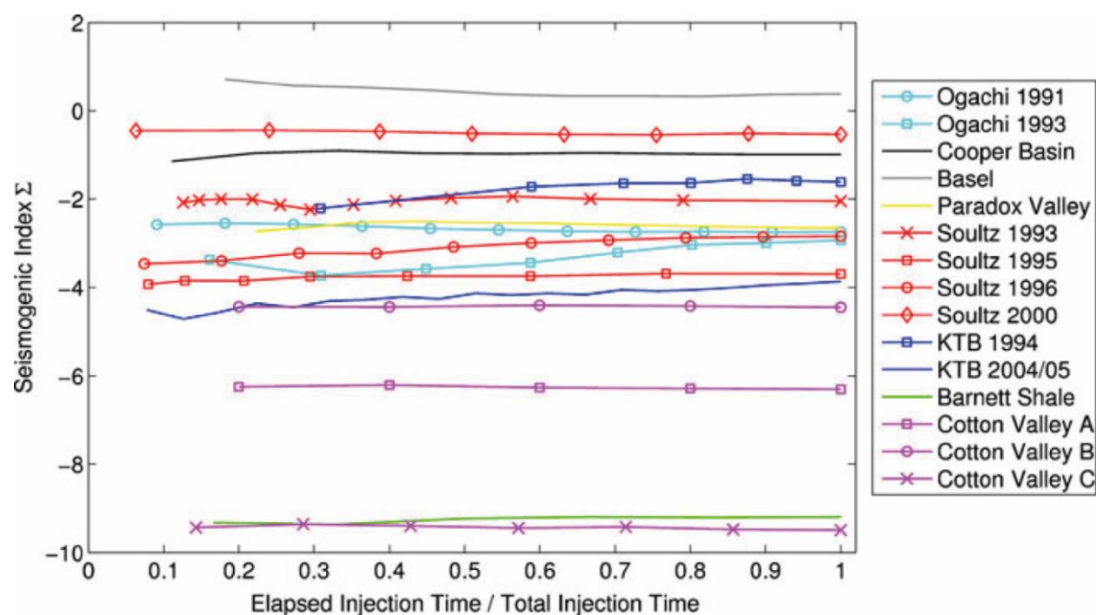


Figure 5.17. Indice sismogène en fonction du ratio temps écoulé/temps d'injection total au cours du cas de référence pour différents réservoirs et expériences in-situ (d'après Dinske & Shapiro, 2013).

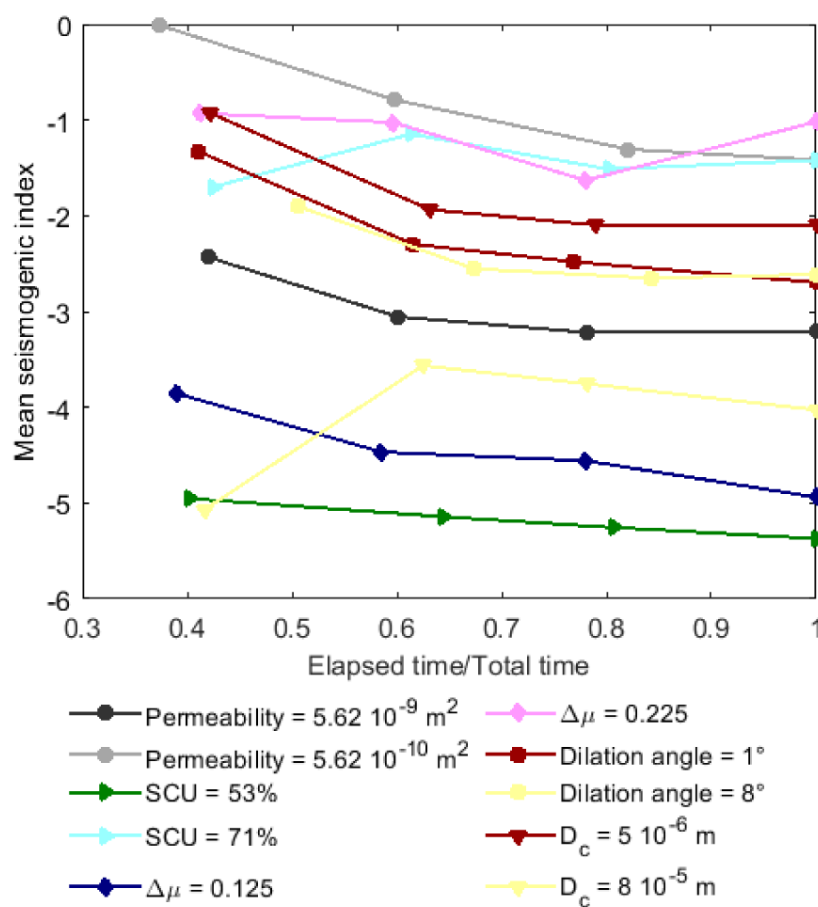


Figure 5.18. Indice sismogène en fonction du ratio temps écoulé/temps total de la simulation. Chaque test est défini par une couleur et un symbole. Les tests avec un même paramètre variable ont le même symbole. J'ai choisi de ne présenter que les tests présentant les valeurs maximale et minimale des cinq paramètres considérés.

5.5. Sismicité produite après l'arrêt de l'injection : évolution de la magnitude maximale avec la proximité des contraintes initiales sur la faille à la rupture

Lors de la majorité des injections de fluides anthropiques, la sismicité ne s'arrête pas avec l'injection mais continue encore durant quelques semaines à plusieurs années (par exemple Cornet et al., 2007 ; Albaric et al., 2014). Dans la majorité des cas, la magnitude des événements post-injection est plus faible que celle des événements au cours de l'injection. Cependant, des séismes de forte magnitude peuvent avoir lieu après la fin de l'injection : cela a récemment été le cas lors de la stimulation de l'EGS de Pohang en Corée du Sud en 2017, où un événement de magnitude M_w 5.4 a eu lieu 21 jours après la fin de l'injection (Kim et al., 2018), ou encore lors de la stimulation de l'EGS de Bâle en 2006, où l'événement de plus forte magnitude a été observé quelques heures après la fin de l'injection (Häring et al., 2008), conduisant à l'arrêt total de ces exploitations géothermiques.

Le champ de gaz naturel Castor est le plus gros réservoir de stockage gazier en Espagne. Il est localisé dans le golfe de Valence, région calme sismiquement : seuls deux événements historiques de magnitude supérieure à 5 ont eu lieu dans cette région, à plus de 50 km du réservoir. La période d'injection a été de 14 jours, du 2 au 16 septembre 2013 (Cesca et al., 2014). L'événement de magnitude maximale (M_w 4.2) a eu lieu 15 jours après la fin de l'injection (Fig. 5.19-a ; Cesca et al., 2014 ; Ruiz-Barajas et al., 2017). La magnitude des événements sismiques au cours de l'injection est inférieure d'une unité à la magnitude maximale post-injection ($M_w = 3.2$).

J'ai simulé deux injections dans une faille unique avec un état de contrainte initiale proche de la rupture ($SCU=71\%$; les autres paramètres hydromécaniques et frictionnels de la faille sont initialement uniformes et détaillés dans le tableau 3.1). L'injection est stoppée au bout de 55 s dans la première simulation, et au bout de 75 s dans l'autre simulation. L'évènement de magnitude maximale a lieu avant la fin de l'injection dans le premier cas ($M_w = -1.03$), et en post-injection dans le deuxième cas ($M_w = 0.05$; Fig. 5.20). Dans ce deuxième cas, la magnitude maximale post-injection est supérieure d'une unité à la magnitude maximale observée au cours de l'injection, comme lors de l'injection dans le champ gazier Castor (Figure 5.19-a). Lors de la simulation dont l'injection est stoppée à 55 s, la magnitude post-injection est plus faible que la magnitude maximale durant l'injection ($M_w = -1.32$).

Lors de l'injection stoppée au bout de 55 s, la migration sismique devient rapidement nulle dans le premier cas tandis qu'elle accélère lorsque l'injection n'est stoppée qu'au bout de 75 s ; l'injection a été stoppée avant que le front de contrainte ait dépassé le front de pression dans le premier cas et après dans le second cas (Fig. 5.21). Ainsi, l'arrêt de l'injection doit être réalisé avant que le front de rupture dépasse le front de pression, voire dès que la migration des événements devient plus rapide que la diffusion de la pression (simulée) dans le milieu.

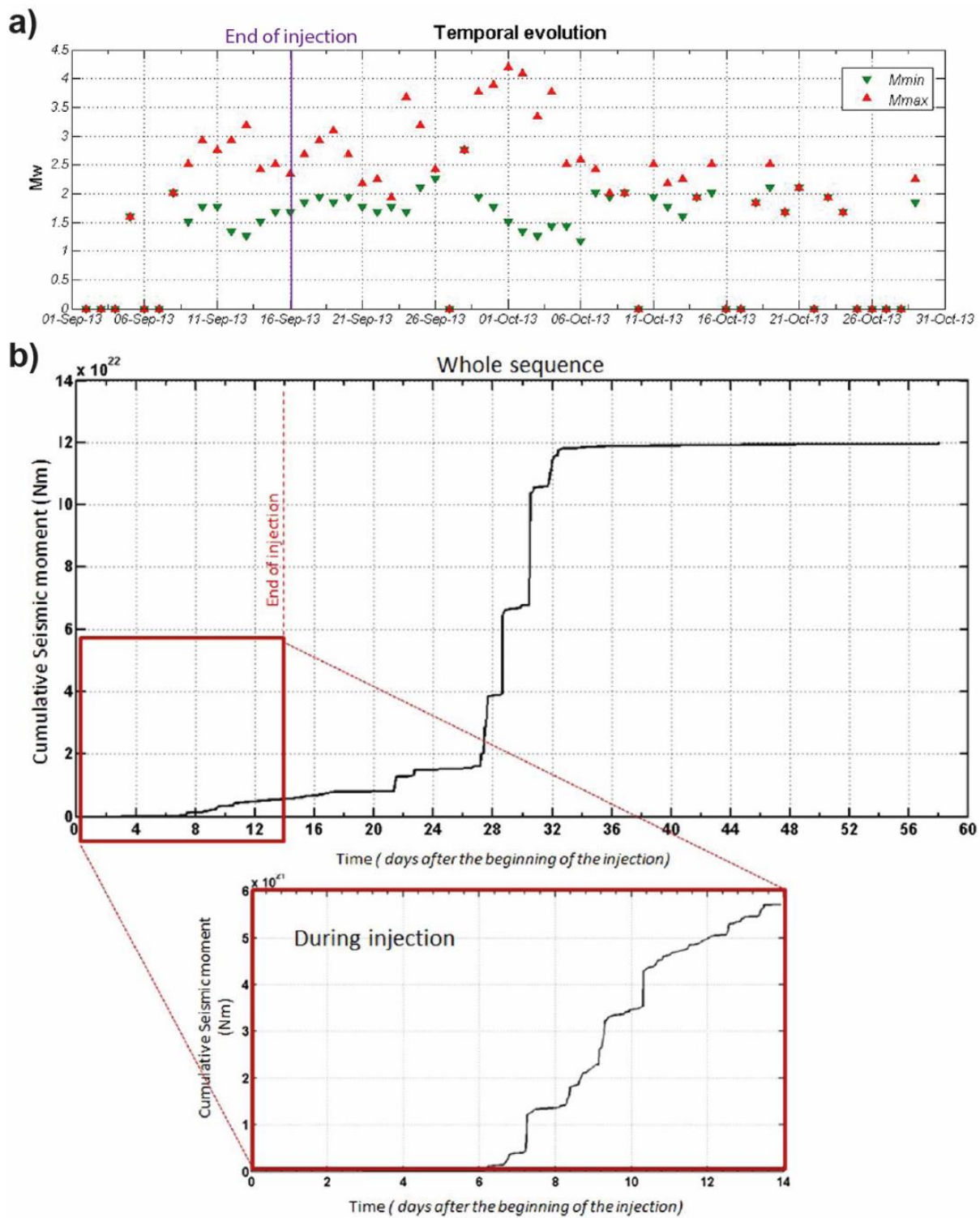


Figure 5.19. (D'après Ruiz-Barajas et al., 2017) (a) Magnitude maximale (en rouge) et minimale (en vert) des événements sismiques détectés lors du projet Castor, Espagne, au cours de l'injection et durant 45 jours après l'arrêt de l'injection. Le temps d'arrêt de l'injection est représenté par une ligne violette. (b) Moment sismique cumulé en fonction du temps au cours de l'injection et durant 46 jours après la fin de l'injection. Le temps d'arrêt de l'injection est représenté par une ligne pointillée rouge.

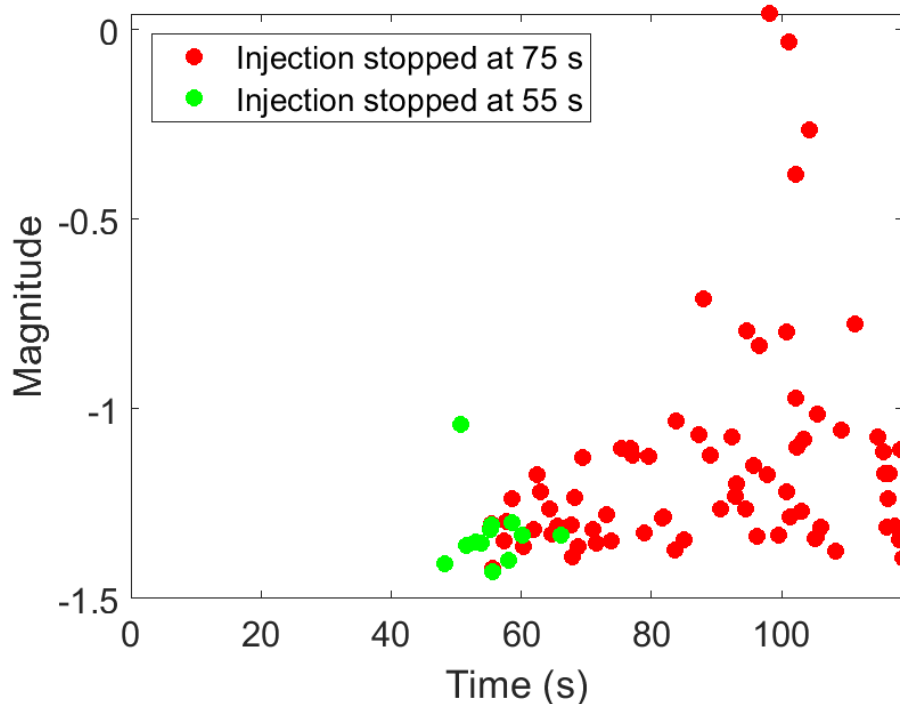


Figure 5.20. *Magnitude des événements sismiques en fonction de leur temps d'apparition. Les événements relatifs à la simulation dont l'injection a été stoppée au bout de 55 s sont représentés par des cercles verts, ceux relatifs à l'injection stoppée au bout de 75 s par des cercles rouges.*

De plus, lors de l'injection stoppée au bout de 75 s, le moment sismique cumulé augmente tout d'abord lentement, puis accélère fortement après l'arrêt de l'injection (Fig. 5.21) ; une évolution similaire est observée au cours du projet Castor (Fig. 5.19-b). Ce moment sismique cumulé est 13 fois supérieur post-injection que syn-injection lors de la simulation numérique et 19 fois supérieur lors de l'injection in-situ dans le champ Castor (Figs. 5.19-b et 5.21). Lors de l'injection stoppée au bout de 55 s, cette évolution du moment sismique cumulé n'est pas retrouvée. Ainsi, afin d'éviter l'accélération de la rupture et des événements de forte magnitude post-injection, il convient de stopper l'injection le plus tôt possible.

L'injection a été arrêtée dans le second cas lorsque la rupture a atteint 33% de la taille de la faille, et la simulation a été prolongée durant une période égale à 60% de la période d'injection. Des simulations respectant ces proportions mais avec différentes valeurs de proximité des contraintes initiales sur la faille à la rupture ont été modélisées, et le moment sismique à l'arrêt de l'injection et à la fin de la simulation a été calculé (Fig. 5.22). Le moment sismique relâché au cours de la phase post-injection augmente avec la proximité de la faille à la rupture, et est même nul pour les failles éloignées de la rupture ($SCU < 59\%$) (Fig. 5.22) : la présence d'événements forts post-injection indique un SCU élevé dans les failles activées par l'injection, caractérisé sismiquement par une migration linéaire voire accélérant avec le temps (voir section 5.1). Ainsi, l'état de contrainte initial sur la faille a un rôle majeur sur la sismicité post-injection. De plus, un contrôle de la position comparée du front de rupture et du front de pression est fortement recommandé lors d'injections in-situ montrant une migration sismique linéaire ou accélérant avec le temps.

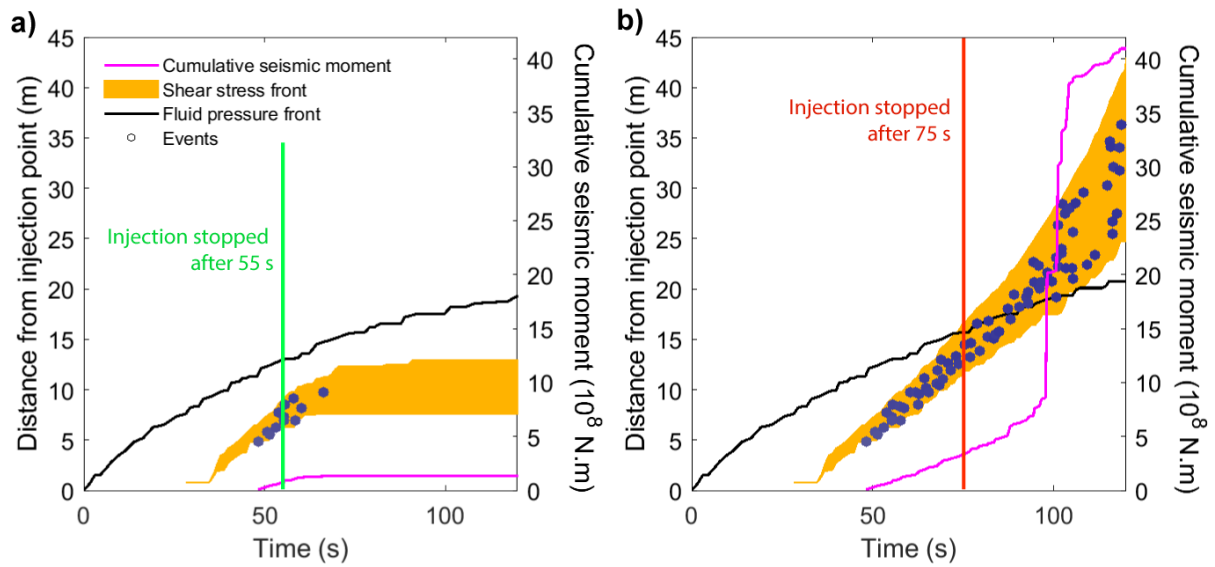


Figure 5.21. Distance entre les événements sismiques et le point d'injection en fonction de leur temps d'apparition pour un arrêt de l'injection au bout de (a) 55 s et de (b) 75 s. Les événements sont représentés par des disques bleus. Le moment sismique cumulé durant chaque simulation est représenté en magenta, le front de pression en noir, le front de contrainte cisailante en orange.

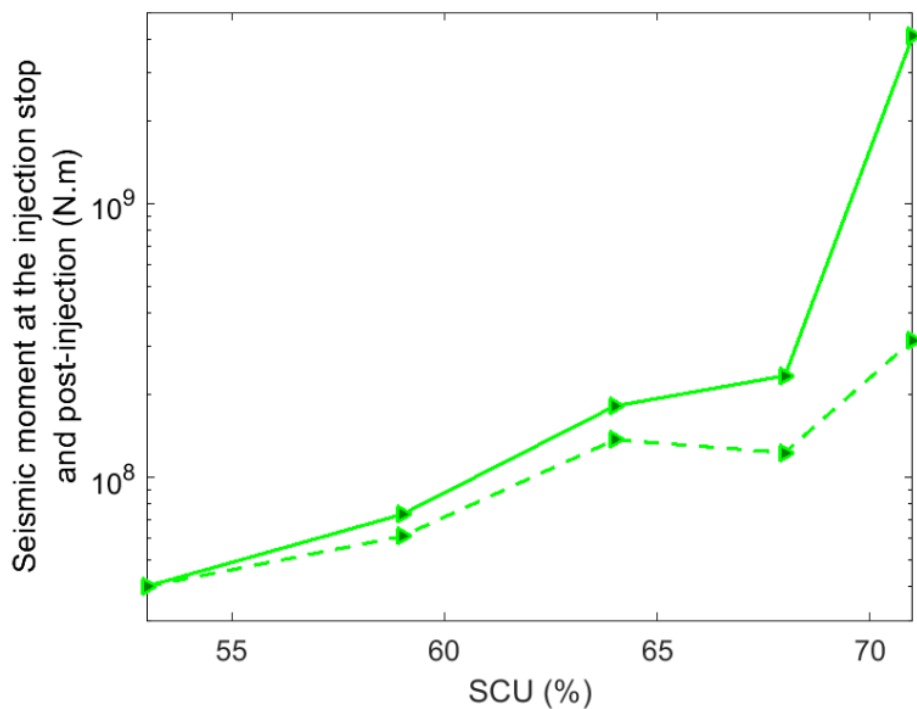


Figure 5.22. Moment sismique post-injection (en trait plein) et à l'arrêt de l'injection (en trait pointillé) en fonction du SCU.

5.6. Synthèse des résultats

Deux paramètres se dégagent comme ayant une forte influence sur les caractéristiques de la sismicité : il s'agit du SCU et de la chute de friction. Une augmentation de ces deux paramètres engendre une augmentation de la vitesse de migration sismique, une diminution de la b-value mais aussi une augmentation de la proportion de moment sismique au sein du moment total. Une augmentation du SCU entraîne également une plus forte probabilité d'avoir un événement de forte magnitude après l'arrêt de l'injection. La perméabilité et la distance caractéristique de glissement agissent également sur la sismicité : une augmentation de la perméabilité engendre un plus faible partitionnement du moment, une plus faible vitesse de migration sismique et de plus faibles amplitudes de variations temporelles de l'indice sismogène ; une forte distance caractéristique de glissement signifie une faible proportion de moment sismique au sein du moment total. De plus, la forme du débit d'injection est également importante : une faible pente de débit signifie une large zone de forte migration sismique lors de l'initiation de la sismicité ainsi qu'un fort partitionnement sismique/asismique du moment.

Un comportement sismique générique à l'échelle du réservoir et à l'échelle hectométrique a été observé dans la migration des événements sismiques, pouvant accélérer ou décélérer suivant l'état de contrainte du milieu. Un comportement générique a également été observé lors de la sismicité post-injection, notamment dans les écarts syn- et post-injection de la magnitude maximale observée et dans la forme du moment sismique cumulé en fonction du temps. Cependant, un comportement général n'est pas observé pour toutes les caractéristiques de la sismicité. En effet, lors de l'étude de l'évolution de la b-value avec la contrainte différentielle, une tendance linéaire décroissante a bien été observée à différentes échelles mais la valeur de la pente varie de plusieurs ordres de grandeur entre l'échelle plurikilométrique de la sismicité naturelle et l'échelle hectométrique de mes simulations numériques.

L'asismicité de la rupture induite par une injection de fluide est liée à une forte b-value, à un faible indice sismogène et à une faible pente du moment sismique en fonction du volume de fluide injecté. Ces caractéristiques sismiques sont favorisées par un faible SCU, une faible chute de friction et une forte valeur de distance caractéristique de glissement. De plus, lors d'une migration sismique décélérant avec le temps, la déformation résultant de l'injection sera faiblement sismique (la proportion de moment sismique sera inférieure à 3×10^{-4}).

De manière à réduire la sismicité de la période post-injection mais aussi éviter un événement de forte magnitude après la fin de l'injection, il convient de stopper l'injection avant que le front de sismicité dépasse le front de pression ; si le front de pression est dépassé, la sismicité peut rester faible si l'état de contrainte pré-injection du milieu est suffisamment éloigné de la rupture ($SCU < 68\%$).

Chapitre 6 : Conclusion et perspectives

6.1. Conclusion générale

Au cours de ma thèse de doctorat, je me suis intéressé à la réactivation d'une faille géologique soumise une injection de fluide en explorant la réponse hydromécanique, le glissement sismique et asismique avec une approche de modélisation numérique. Comme le montre l'état de l'art (chapitre 1), les mécanismes reliant la présence de fluides sous pression dans une faille, la sismicité induite et le glissement asismique sont peu connus. Je me suis ainsi concentré sur les deux aspects suivants : (1) l'effet des propriétés hydromécaniques et frictionnelles de la faille sur la distribution spatio-temporelle de la sismicité et la répartition temporelle du moment relâché ; (2) l'estimation du moment sismique à partir du volume injecté et la validité des relations analytiques de McGarr & Barbour (2018) et de Galis et al. (2017).

J'ai tenté de contribuer à répondre à ces questions en utilisant une approche de modélisation sismo-hydro-mécanique en 3D avec le code de calcul aux éléments distincts 3DEC (Itasca Consulting, 2016). Le chapitre 2 présente le cadre général de cette méthode. Un couplage hydromécanique complet (i.e., hydraulique vers mécanique, et inversement) est considéré, en prenant aussi en compte l'affaiblissement de la friction et l'évolution de la dilataance sur la faille lors de son glissement. La rupture sur la faille est atteinte en suivant le critère de Mohr-Coulomb. Un pas de temps adaptatif permet à la fois de modéliser de longues périodes intersismiques et les ruptures co-sismiques. La sismicité est générée à partir du suivi de la vitesse de glissement au sein d'un modèle de rupture discret. La propagation des événements sismiques est effectuée de manière quasi-dynamique. Ensuite, un post-traitement des événements est réalisé de manière à ne sélectionner que les événements en cisaillement ayant une taille de rupture suffisante. De plus, j'ai implémenté un module de calcul des paramètres de source sismique, permettant de calculer pour chaque séisme le moment sismique et la chute de contrainte, entre autres.

Lors de ces modélisations, le fluide est injecté au centre d'une faille hectométrique, oblique, perméable, gouvernée par une loi de friction de type « slip-weakening ». Au cours de l'injection, le débit augmente jusqu'à une valeur maximale puis reste constant. La réponse mécanique du modèle à l'injection consiste en un glissement asismique dont la taille augmente avec le temps. Des variations de contrainte cisailante induites par ce glissement asismique sont concentrées au front du glissement, ce qui déclenche les événements sismiques. L'étude de l'évolution spatio-temporelle de la sismicité montre que les événements dépassent le front de pression au cours de l'injection sur une faille proche de la rupture et qu'ils suivent le front de contrainte cisailante induit par le glissement asismique (chapitre 3).

J'ai ensuite fait varier les valeurs de cinq propriétés hydromécaniques et frictionnelles de la faille : la proximité initiale des pré-contraintes à la rupture, la perméabilité initiale, l'angle de dilataance, la chute de friction et la distance caractéristique de glissement (chapitre 4). La répartition spatio-temporelle de la sismicité dépend majoritairement de la proximité initiale des pré-contraintes à la rupture de la faille et de sa chute de friction. La migration de la

sismicité décélère au cours du temps lorsque ces propriétés ont des valeurs faibles. Pour des valeurs plus élevées de la proximité initiale à la rupture et de la chute de friction, la vitesse de migration de la sismicité augmente au cours de l'injection. La perméabilité initiale de la faille affecte également la vitesse de migration. De plus, la sismicité reste guidée par le front asismique quelles que soient les valeurs adoptées par les différentes propriétés de faille. Le partitionnement sismique du moment augmente majoritairement avec une augmentation de la proximité initiale à la rupture et de la chute de friction, mais aussi dans une moindre mesure par une diminution de la perméabilité et de la distance caractéristique de rupture. Les valeurs de moment sismique et de volume obtenus pour différentes valeurs de ces quatre paramètres ne suivent pas les lois de McGarr & Barbour (2018) et de Galis et al. (2017). Ainsi, ces paramètres sont importants à considérer afin d'estimer au mieux le moment sismique relâché au cours d'une injection de fluide. De plus, la distance du premier événement à l'injection semble une meilleure approximation du moment sismique relâché que le volume injecté ; la relation de De Barros et al. (2019a) semble en concordance avec les données des modèles.

Enfin, j'ai confronté les résultats de mes modèles théoriques avec les données expérimentales obtenues lors de l'exploitation de réservoirs ou d'expériences d'injection in-situ à différentes échelles, décimétrique à kilométrique (chapitre 5). La décélération et l'accélération de la migration des événements sismiques au cours de l'injection sont également observées au sein des réservoirs. Je confirme que les paramètres importants, influençant les caractéristiques de la sismicité, sont la proximité initiale à la rupture de la faille et la chute de friction. J'ai également montré que la sismicité post-injection peut être limitée en arrêtant l'injection avant que les événements sismiques migrent au-delà du front de pression. De plus, la magnitude maximale de la sismicité après l'arrêt de l'injection est dépendante de l'état de contrainte initiale sur la faille. Un objectif ultérieur serait de modéliser des injections in-situ présentant de la sismicité post-injection. Cela permettrait d'appliquer dans des cas réels les méthodes présentées dans la section 5.5 et de mieux comprendre les mécanismes à l'origine de la sismicité lors d'une injection de fluide, comme mentionné dans la section 6.2.4.2.

6.2 Perspectives

6.2.1. Les zones de faille sont des objets géologiques complexes

Les modèles considérés lors de la modélisation d'une injection de fluide ne comportent fréquemment qu'une seule faille ou un faible nombre de failles. Cependant, la réalité est plus complexe : une zone de faille est composée d'un volume endommagé avec de multiples segments de failles et des fractures, avec une densité décroissante avec la distance au cœur de la faille (par exemple Manighetti et al., 2015 ; Perrin et al., 2016b ; Figure 6.1). D'après Wesnousky (1988, 1990), la complexité du glissement sur la faille et le désordre géométrique du volume endommagé sont reliés. De plus, pour Ben-Zion & Rice (1993, 1995) et Ben-Zion (1996), les tailles des patches de mêmes propriétés de faille contrôle la diversité des ruptures, asismiques à sismiques. Ainsi, la rupture dans la zone de faille est hétérogène, tout comme le glissement observé (par exemple Madariaga, 1979 ; Bürgmann et al., 1994). Le partitionnement sismique/asismique de la rupture sur la zone de faille est alors influencé par l'hétérogénéité géométrique de la structure de cette zone.

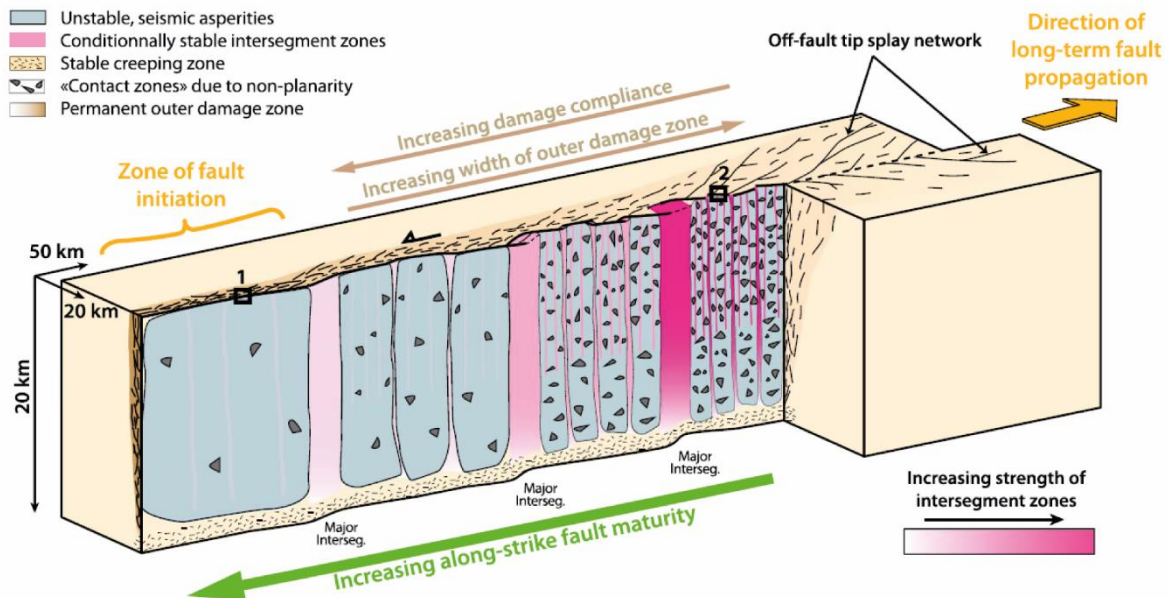


Figure 6.1. Evolution des propriétés de la zone endommagée avec l'augmentation de la maturité de la faille, le long du strike de la faille, d'après Perrin et al. (2016a). L'exemple représenté dans le modèle conceptuel présenté est une faille en décrochement. La zone d'origine de la faille est placée à gauche du modèle. Il est considéré que la faille s'agrandit vers la droite au cours du temps. Ainsi, l'âge de la faille, son déplacement et sa maturité décroissent avec la distance à droite de la zone d'origine.

Afin de mieux comprendre la déformation sismique et asismique dans une zone de faille, modéliser une zone de faille naturelle avec une densité de fractures, il serait intéressant de modéliser cette zone par un réseau de fractures discrètes (i.e., Discrete Fracture Network, DFN), de manière stochastique, en 2D ou en 3D, avec un couplage hydromécanique complet (Yoon et al., 2013 ; Maxwell et al., 2015 ; Jin & Zoback, 2018a & b ; Zhang & Mack, 2017 ; Zhang et al., 2019). Il est également possible d'utiliser à la fois des fractures définies de manière déterministe et un réseau de fractures stochastiques pour représenter le milieu (Jin & Zoback, 2018a).

Il est possible avec 3DEC de considérer un DFN avec un couplage hydromécanique bilatéral (Figure 2.1-d). Il serait alors intéressant d'étendre les résultats de mes modèles à une zone de faille complexe et ainsi étudier de manière probabiliste la sismicité induite par une injection de fluide au sein d'une zone de faille, en utilisant le module de monitoring sismique que j'ai implémenté au cours de ma thèse (section 2.3). La compréhension de la déformation au sein des grandes zones de faille, dont la structure géométrique est connue, pourrait être une application de cette étude.

6.2.2. Effet de l'hétérogénéité des propriétés hydromécaniques et frictionnelles de la faille

La complexité d'un réservoir se traduit également par la distribution hétérogène des propriétés hydromécaniques et/ou frictionnelles sur la ou les failles considérées. Cette hétérogénéité est visible à toutes les échelles sur la faille (par exemple Mai & Beroza, 2002 ; Candela et al., 2009). Kaneko et al. (2016) présentent un modèle hétérogène basé sur les expériences de nucléation et de rupture sismique in-situ réalisées par Latour et al. (2013). Ce modèle permet de reproduire les comportements observés en laboratoire. De plus, certaines études de modélisation numérique montrent qu'une distribution hétérogène des propriétés frictionnelles de faille affectent le nombre d'événements déclenchés au cours d'une injection ainsi que le partitionnement sismique/asismique (Hillers et al., 2006 ; Skarbek et al., 2012 ; Dublanchet et al., 2013).

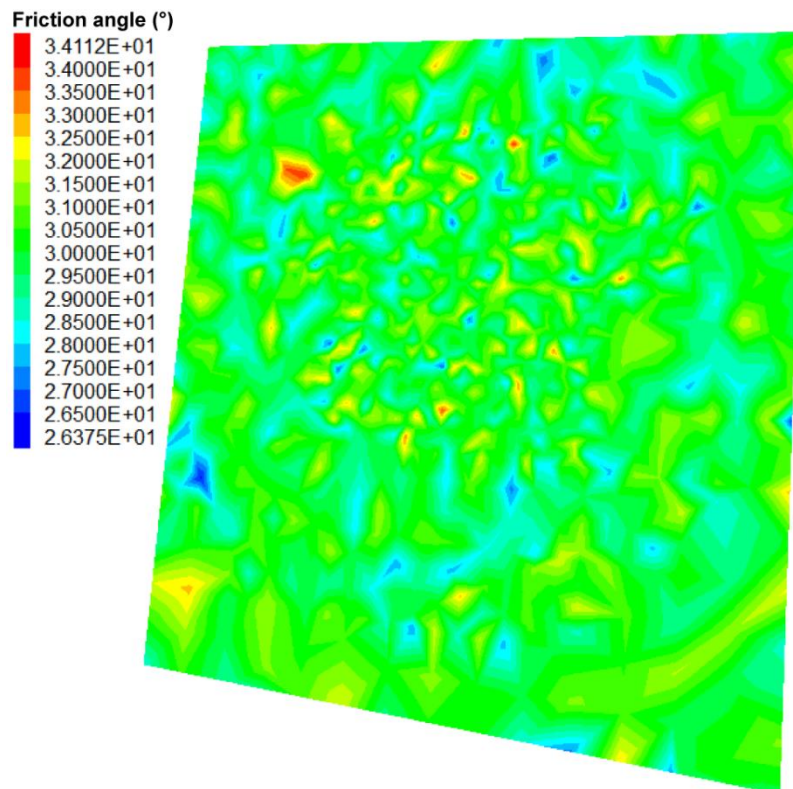


Figure 6.2. Faille unique dont la distribution de la friction initiale pré-injection est hétérogène. L'angle de friction suit une distribution normale centrée à 30° et d' 1.2° d'écart-type. Cet exemple de faille a été réalisé avec 3DEC en attribuant à chaque subcontact une valeur d'angle de friction initial de manière aléatoire. Il serait également possible d'attribuer les différentes valeurs de manière non-aléatoire.

Tsopela (2018) présente dans la section 5.1.3 de son manuscrit de thèse 3 simulations d'injection de fluide à travers 3DEC. Les injections ont lieu dans une faille de taille métrique comportant différents taux d'hétérogénéité frictionnelle. Elle observe que plus la faille est hétérogène, plus l'écoulement mais aussi la rupture ont lieu de façon canalisée. Cette distribution de la rupture est bien différente de celle observée dans mes modèles, où la zone de rupture est elliptique. De plus, Donzé et al. (2020) montrent qu'une augmentation rapide de

la perméabilité a lieu lors de l'écoulement de fluide dans des canaux de faible friction au sein d'une faille peu perméable, pour une pression inférieure à une pression critique. Cette augmentation de la perméabilité peut affecter la distribution spatio-temporelle de la rupture. Ainsi, il serait intéressant de poursuivre ces approches pour étudier l'effet de l'hétérogénéité des propriétés frictionnelles et/ou hydrauliques sur la distribution spatio-temporelle des événements sismiques au sein d'un modèle de faille à une échelle hectométrique.

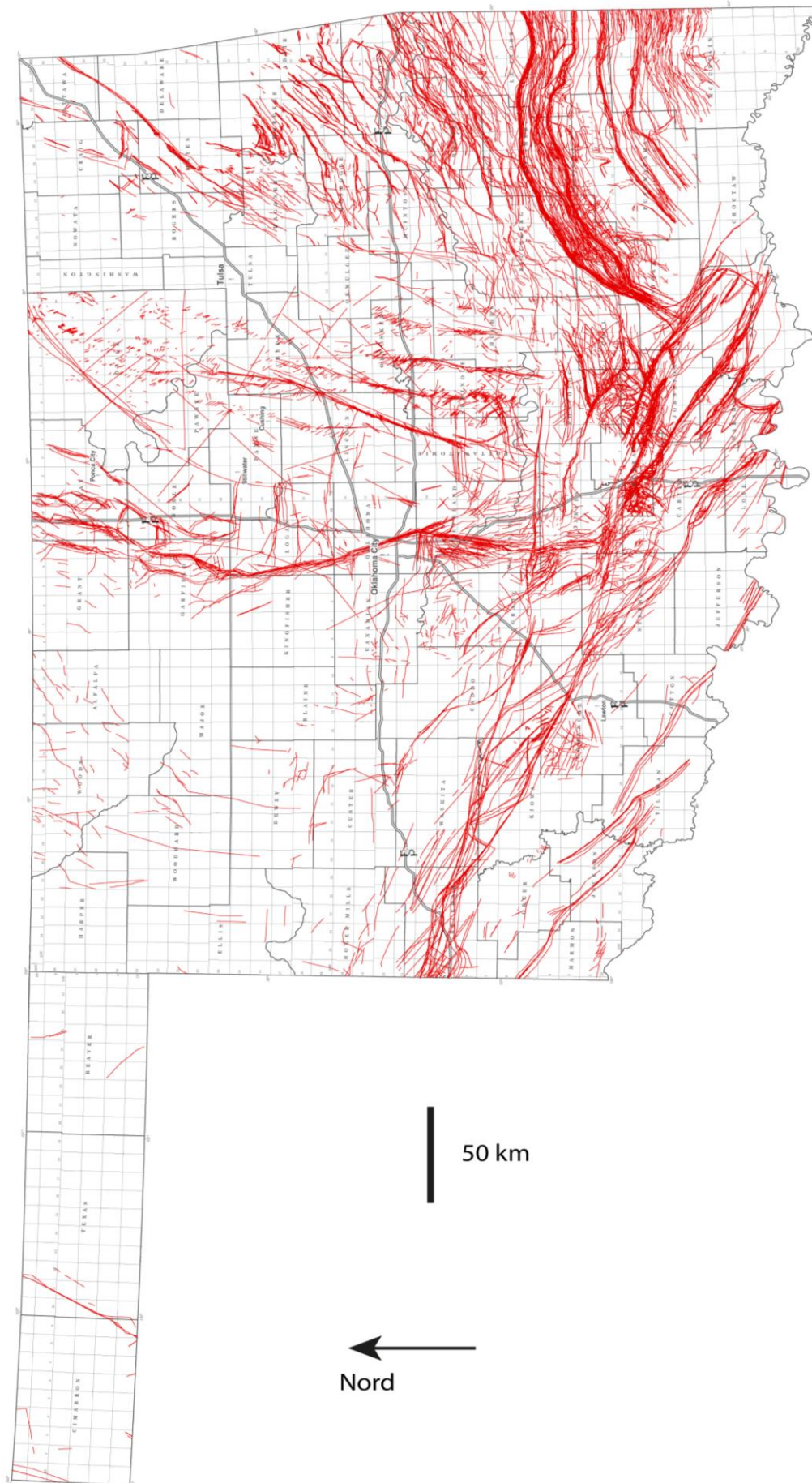
6.2.3. Modélisation de la sismicité induite dans un réservoir faillé

Un réservoir est un ensemble de failles, orientées dans de multiples directions (Figure 6.3), qui peuvent interagir entre elles, c'est-à-dire se charger et se décharger mutuellement lorsqu'elles glissent, mais aussi créer des conduits hydrauliques de plus faible perméabilité à leur intersection. Ces interactions influencent la distribution spatio-temporelle de la sismicité (par exemple Doser et al., 1992).

Une représentation simple d'un réservoir consiste à ne prendre en compte que les failles majeures, modélisées de manière déterministe. Ainsi, Chang & Yoon (2018) prennent en compte 3 failles de perméabilité différente traversant la couche réservoir et s'étendant dans les sédiments et le socle. Ils observent que la réponse du milieu dépend de la perméabilité des failles considérées. Chang & Segall (2016) considèrent des failles présentes dans le socle, atteignant ou non le réservoir dans lequel est réalisé l'injection suivant les modèles. Ils confirment que la conductivité des failles a un rôle important dans le déclenchement et la répartition spatio-temporelle de la rupture sismique dans un réservoir. Cependant, connaître la connexion des failles au réservoir est également essentiel pour comprendre la sismicité induite au sein d'un réservoir. De plus, Ucar et al. (2018) présentent un modèle de 20 failles dans lequel la perméabilité initiale du milieu varie sur une même faille ; la sismicité observée est fonction de cette variabilité dans les propriétés hydrauliques des failles. Ainsi, considérer un modèle multi-faillé permettrait de mieux appréhender les liens entre fluides et sismicité au sein d'un réservoir.

Une approche par DFN peut également être intéressante pour mieux comprendre le comportement hydromécanique et sismique des réservoirs (Zhang & Mack, 2017 ; Jin & Zoback, 2018a).

Figure 6.3. (page suivante) *Carte des failles en Oklahoma (d'après Marsh & Holland, 2016). Les failles sont représentées en rouge, les comtés sont délimités par des traits gris.*



6.2.4. Quelle loi de friction sur les failles pour modéliser la sismicité induite : slip-weakening ou rate-and-state ?

Lors des précédents chapitres, j'ai toujours considéré une faille gouvernée par une loi de friction « slip-weakening » linéaire (Equation 1.21). Cependant, une autre loi de friction est également utilisée fréquemment lors de la simulation de la rupture sismique et asismique sur une faille : il s'agit de la loi rate-and-state (Equation 1.23) (par exemple, Marone, 1998 ; Scholz, 1998 ; Ohnaka & Shen, 1999 ; Lapusta & Liu, 2009 ; Cueto-Felgueroso et al., 2018). Cette loi permettrait de modéliser de multiples cycles sismiques (par exemple Marone, 1998 ; Lapusta et al., 2000 ; Kato, 2000 ; Johnson et al., 2007 ; Kaneko et al., 2011 ; Lambert & Barbot, 2016 ; Almakari et al., 2019) et ainsi permettre la prise en compte de différents modes de rupture au sein du modèle, depuis le glissement asismique jusqu'à la rupture dynamique (par exemple Dieterich, 2007 ; Kaneko & Lapusta, 2008 ; Cueto-Felgueroso et al., 2018). De plus, il est également possible d'étudier la présence d'événements répétés, aussi appelés « repeaters » (par exemple Chen & Lapusta, 2009 ; Lui & Lapusta, 2016 ; Yoshida et al., 2016), de par la réaugmentation de la friction après la rupture à travers cette loi. Ainsi, il serait intéressant de développer un modèle constitutif basé sur une loi de friction rate-and-state.

Tester différents processus tels que la cicatrisation frictionnelle de la faille à travers ces deux lois de friction serait également une perspective intéressante. Cependant, les modèles présentés dans les chapitres 3 à 5 ne prennent pas en compte de cicatrisation frictionnelle à travers la loi de friction slip-weakening. Ainsi, il conviendrait d'inclure une réaugmentation de la friction post-rupture au sein de la loi de friction slip-weakening. Le délai après rupture à partir duquel cette réaugmentation serait réalisée doit être testé et optimisé.

6.2.5. Validation des modélisations hydromécaniques à partir des données expérimentales acquises sur des réservoirs et durant des expériences in-situ et en laboratoire

6.2.5.1 Modéliser des données de laboratoire

Au cours de la dernière décennie, les expériences d'injection de fluide en laboratoire se sont multipliées, que ce soit sur des échantillons de roche fracturée (par exemple Goodfellow et al., 2015 ; Passelègue et al., 2018 ; Wang et al., 2020 ; Ye & Ghassemi, 2020b) ou de gouge de faille (Colletini et al., 2014 ; Scuderi & Colletini, 2016 ; Scuderi et al., 2017 ; Cappa et al., 2019). Les mesures de déplacement, de pression et d'émissions acoustiques acquises lors de ces expériences permettent d'étudier et de mieux comprendre les relations entre fluides et déformation suite à une injection de fluide, par exemple à travers l'étude de l'influence du protocole d'injection sur le comportement mécanique et sismique des roches (Passelègue et al., 2018 ; Noël et al., 2019a & b). Il serait intéressant de modéliser numériquement des expériences en laboratoire afin de mieux comprendre les processus hydrauliques et mécaniques à l'origine du glissement induit par une injection de fluide, mais aussi de valider à plus grande échelle les résultats obtenus.

6.2.5.2 *Modéliser les données expérimentales lors des expériences de réactivation de failles au Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) de Rustrel*

Une série d'expériences in-situ de réactivation de failles par injection de fluide ont été réalisées à l'échelle décimétrique au Laboratoire Souterrain à Bas Bruit de Rustrel en 2015. Ces expériences ont permis d'obtenir un jeu de données unique dans des conditions expérimentales appropriées pour aider à mieux comprendre la sismicité induite par une injection de fluide dans une zone de faille bien caractérisées géologiquement (Duboeuf et al., 2017 ; De Barros et al., 2018). La zone de faille testée se situe dans une galerie horizontale à 280 m de profondeur dans un réservoir carbonaté (Jeanne et al., 2012 ; Guglielmi et al., 2015a). Les données expérimentales collectées regroupent à la fois des mesures hydrauliques (la pression et le débit mesurés à l'injection), mécanique (la déformation 3D mesurée au point d'injection) et sismique (215 événements ont été détectés au cours des expériences avec un réseau de 31 capteurs sismologiques disposés en forage et en surface de la galerie). De plus, la position des failles et des fractures interceptant le puits d'injection et l'affleurement de la galerie est connue, tout comme leur pendage et leur direction.

Ainsi, ces données multiples offrent la possibilité de tester et de calibrer au mieux la modélisation hydromécanique que j'ai réalisées avec des observations acquises en conditions réelles. De plus, cela permettra également de mieux comprendre la mécanique associée à la génération de glissement sismique et asismique lors d'une injection de fluide in-situ.

6.2.5.3 *Modéliser des cas réels d'injection de fluide dans des réservoirs à grande échelle*

Une validation de mes modèles pourrait également être effectuée par la modélisation d'un réservoir à grande échelle. Pour cela, le test des modèles sur un site spécifique nécessiterait que des données hydrauliques (pression et débit à l'injection), mécaniques (déformation mesurée à la surface ou en forage) et sismiques (temps d'apparition, position et magnitude des événements sismiques) soient disponibles.

De plus, il serait intéressant de valider les comportements mécaniques et sismogéniques mis en évidence dans le chapitre 5 à partir de la modélisation de cas réels. Par exemple, la section 5.5 présente diverses hypothèses pour empêcher le déclenchement d'événements sismiques de forte magnitude après l'arrêt de l'injection (par exemple, arrêter l'injection avant que la sismicité atteigne le front de pression) qu'il serait intéressant de tester sur des cas réels présentant également de la sismicité post-injection, tels que l'exploitation géothermique de Bâle en Suisse ou le champ gazier Castor en Espagne (Häring et al., 2008 ; Kraft et al., 2009 ; Cesca et al., 2014 ; Ruiz-Barajas et al., 2017).

De plus, les sites géothermiques de Soultz-sous-Forêts et de Rittershoffen présentent à la fois du glissement sismique et de la sismicité à la suite d'une injection à grande échelle (par exemple Cornet et al., 1997 ; Lengliné et al., 2017) ; c'est également le cas pour le champ géothermique de Salton Sea, Californie (Wei et al., 2015). En effet, ce site présente un glissement asismique induit par une injection de fluide qui a déclenché un essaim sismique sur une faille adjacente en 2012 (Wei et al., 2015). Ainsi, il serait également intéressant de modéliser les injections ayant provoqué du glissement sismique et asismique sur ces sites, afin de mieux comprendre les relations entre fluides, glissement asismique et sismicité.

6.2.5.4 Comprendre la physique associée à la sismicité tectonique

Les réponses sismiques et asismiques d'une faille à une surpression naturelle de fluide sont très diversifiées. Elles peuvent se manifester sous forme d'essaims sismiques, de répliques sismiques, ou encore des événements volcaniques (section 1.2.1). Cette diversité de comportements est liée à la complexité de la physique de la rupture à l'origine de ces comportements sismologiques. Par exemple, l'essaim sismique ayant eu lieu dans la vallée de l'Ubaye entre 2012 et 2015 semble avoir été déclenché à la fois par un transfert de contrainte cosismique et par la diffusion de fluide dans le milieu géologique (De Barros et al., 2019b). De plus, il a été montré que les essaims sismiques se produisant dans le golfe de Corinthe (Duverger et al., 2015 ; De Barros et al., 2020) sont associés à des mécanismes impliquant à la fois la diffusion de la pression et des variations de contrainte liées à la migration d'un glissement asismique induit par la surpression de fluide. Ainsi, il serait intéressant de considérer des modèles de failles à géométrie simple afin d'expliquer ou de confirmer les mécanismes reliant fluides, sismicité et glissement asismique déduits des observations de terrain.

Mes travaux ont permis de faire progresser la compréhension de la sismicité induite, surtout en montrant l'importance des glissements asismiques et des transferts de contrainte associés. Il reste cependant de nombreuses pistes à creuser pour généraliser ces résultats à différents contextes et à différentes échelles, afin d'être capable de mieux comprendre et d'anticiper le risque sismique lié à l'injection de fluide en subsurface.

Annexe : tests de vérification du modèle

Le but de ces annexes est de présenter plusieurs tests étalons afin de confirmer la validité du modèle présenté dans les chapitres 3 à 5 de ce manuscrit, à la fois d'un point de vue hydraulique et d'un point de vue sismo-mécanique. Un premier test hydraulique décrit l'écoulement du fluide lors d'une injection au centre d'une faille kilométrique horizontale, de perméabilité constante. Un second test mécanique, tiré des cas de référence du Southern California Earthquake Center ou SCEC (<https://strike.scec.org/cvws>), montre l'avancée du front de rupture sismique sur une faille déca-kilométrique, verticale, à partir d'une zone de nucléation au centre de la faille.

Je présente ensuite divers tests validant la précision du modèle pour différentes résolutions spatiales et temporelles. Pour ce faire, j'ai considéré différentes tailles de maille sur la faille (0.7 m, 0.9 m, 1.1 m) et différents multiples du pas de temps adaptatif utilisé dans mon modèle ($\times 1$, $\times 0.5$, $\times 0.25$). Les simulations sont arrêtées lorsque le front de rupture atteint 76% de la largeur de la faille, en accord avec les simulations présentées dans les chapitres 3 à 5.

A.1. Cas de référence hydraulique

J'ai simulé une injection de fluide à débit constant ($1 \times 10^{-9} \text{ m}^3/\text{s}$) au centre d'une faille horizontale, de taille hectométrique (Fig. A1a) et d'ouverture hydraulique constante $u_h = 1 \times 10^{-4} \text{ m}$ (par ex., Wang, 2000 ; Talwani et al., 2007). La faille est initialement pressurisée à hauteur de 1 kPa. Le front de pression de fluide est défini comme la distance maximale à l'injection à laquelle une surpression égale à 1.5% de la pression initiale est observée. Je compare ce front de fluide r_H à une courbe de diffusion théorique, donnée par l'équation suivante :

$$r_H = \sqrt{4\pi Dt} \quad (\text{A.1})$$

où t [s] est le temps depuis le début de l'injection et D [m^2/s] le coefficient de diffusivité hydraulique. Ce coefficient est obtenu à travers :

$$D = \frac{k_H}{S} \quad (\text{A.2})$$

où k_H [m/s] est la conductivité hydraulique de la faille (voir eq. 2.17) et S [1/m] est le coefficient d'emménagement. Ce coefficient est donné par :

$$S = \rho_w g \left(\frac{1}{K_w} + \frac{1}{K + \frac{4G}{3}} \right) \quad (\text{A.3})$$

où ρ_w [kg/m^3] est la masse volumique du fluide, g [m/s^2] est l'accélération de la pesanteur, K_w [kg/m^3] est le module d'élasticité isostatique du fluide, K est le module d'élasticité isostatique de la roche et G est son module de cisaillement.

En considérant de mêmes valeurs des propriétés physiques du fluide et de la roche que celles présentées dans le tableau 3.1, $D = 15.8 \text{ m}^2/\text{s}$. La courbe obtenue avec une telle valeur de diffusivité est parfaitement ajustée avec les données issues de la simulation (Figure A1b).

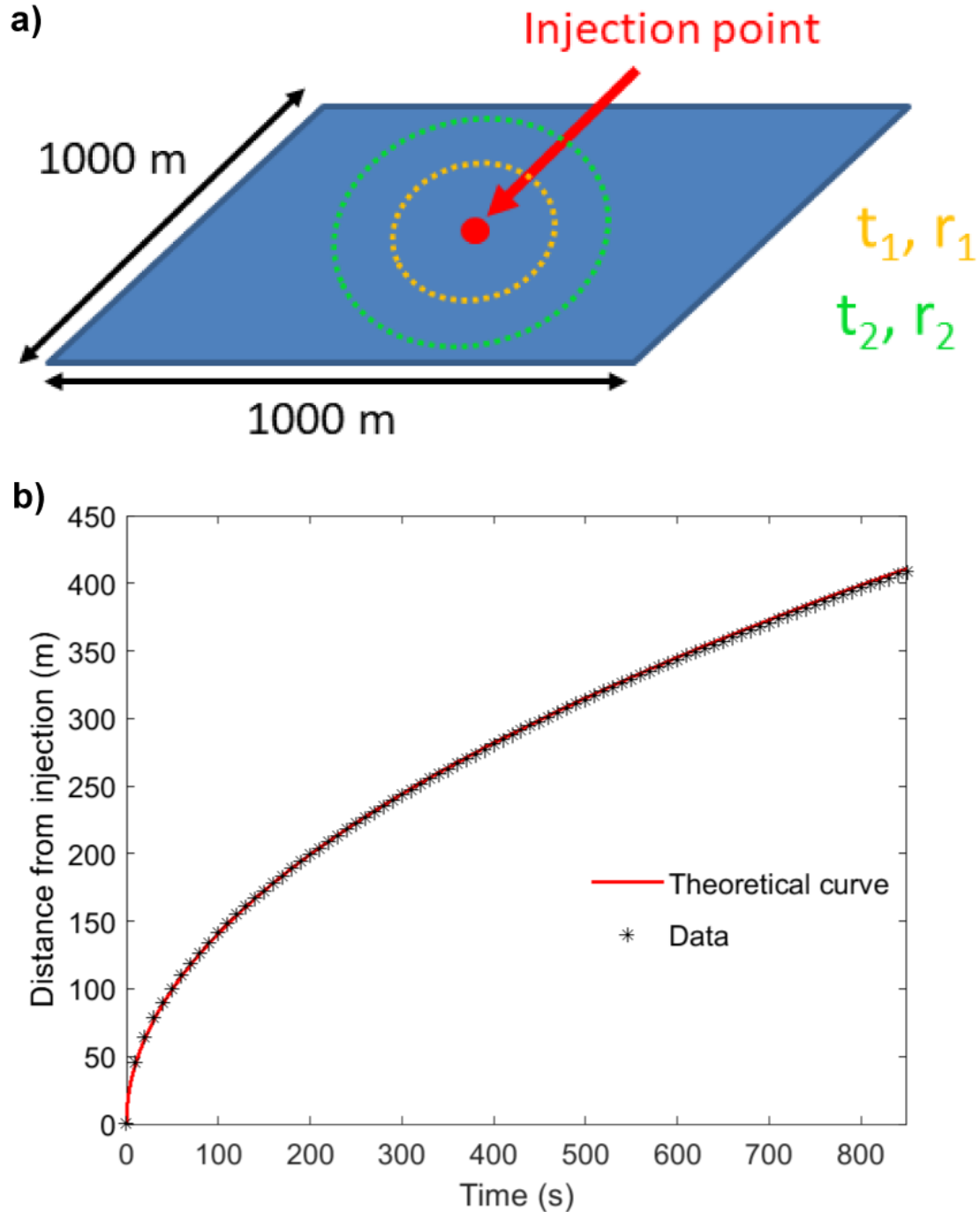


Figure A1. a) Schéma d'une injection de fluide dans une faille kilométrique horizontale (en bleu). Le point d'injection est localisé en rouge. Les cercles orange et vert, de rayons r_1 et r_2 , représentent la limite de zone de diffusion du fluide aux temps t_1 et t_2 , respectivement. b) Distance au point d'injection du front de pression de fluide en fonction du temps de simulation. La courbe théorique (en rouge) est donnée par l'équation A.1, les données (représentées par des étoiles noires) sont obtenues toutes les 10 s pendant les 850 s de simulation.

A.2. Cas de référence sismo-mécanique

J'ai utilisé l'exemple de référence TPV3 du SCEC pour la modélisation de la rupture dynamique sur une faille (Harris et al., 2009). Dans cet exemple, la propagation d'une rupture sur une faille verticale de $30 \text{ km} \times 15 \text{ km}$ est simulée à partir d'une zone de nucléation de $3 \text{ km} \times 3 \text{ km}$, ayant déjà atteint la rupture en début de simulation (Figure A2a). Cette faille est englobée dans un bloc rocheux élastique de $70 \text{ km} \times 70 \text{ km} \times 15 \text{ km}$. Je définis le front de rupture comme la limite entre une zone en glissement et une zone avec un glissement nul. En comparant mon modèle avec le modèle de référence du SCEC obtenu avec le code de Luis Dalguer, utilisant un DFM (le modèle est fourni sur le site du SCEC), lors de l'avancée du front de rupture au cours de la simulation, j'observe que ces deux modèles suivent une évolution temporelle et spatiale semblable (Figure A2b). Ainsi, mon modèle reproduit correctement l'exemple de référence TPV3 du SCEC.

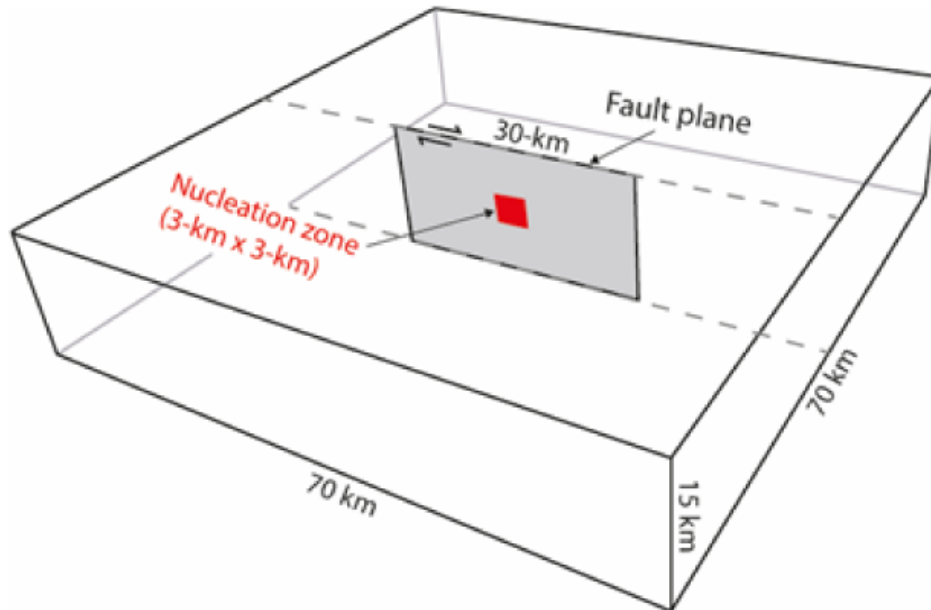
A.3. Précision du modèle à différentes tailles de maille

J'ai représenté la distribution spatio-temporelle des événements sismiques qui ont eu lieu au cours de la simulation, pour différentes tailles de maille de la faille : 0.7 m, 0.9 m et 1.1 m (Figs A3a-c).

J'observe tout d'abord que la durée de la simulation pour atteindre une même taille de rupture augmente avec la taille des mailles (190 s pour une taille de maille de 0.7 m, 270 s pour une taille de maille de 1.1 m). Cela est probablement dû aux variations de contrainte cisailante, qui diminuent avec la distance à la rupture. De plus, la localisation et le temps d'apparition de la sismicité varient entre les différentes simulations et le moment relâché également (Figs A3a-c). Cependant, dans les trois simulations, la sismicité suit le front de contrainte cisailante au cours de l'injection ; ce front de contrainte dépasse le front de pression avant l'arrêt de la simulation pour les différentes tailles de maille considérées. De plus, l'évolution du moment sismique cumulé au cours de l'injection varie peu entre les simulations : en effet, il accélère dans les trois cas plusieurs dizaines de secondes avant que le front de contrainte cisailante dépasse le front de pression.

Ainsi, en considérant une approche phénoménologique plutôt que quantitative, les résultats du modèle de faille unique considéré dans les chapitres 3 à 5 de mon manuscrit présentent une cohérence sur la forme de l'enveloppe de la sismicité pour différentes tailles de maille.

a)



b)

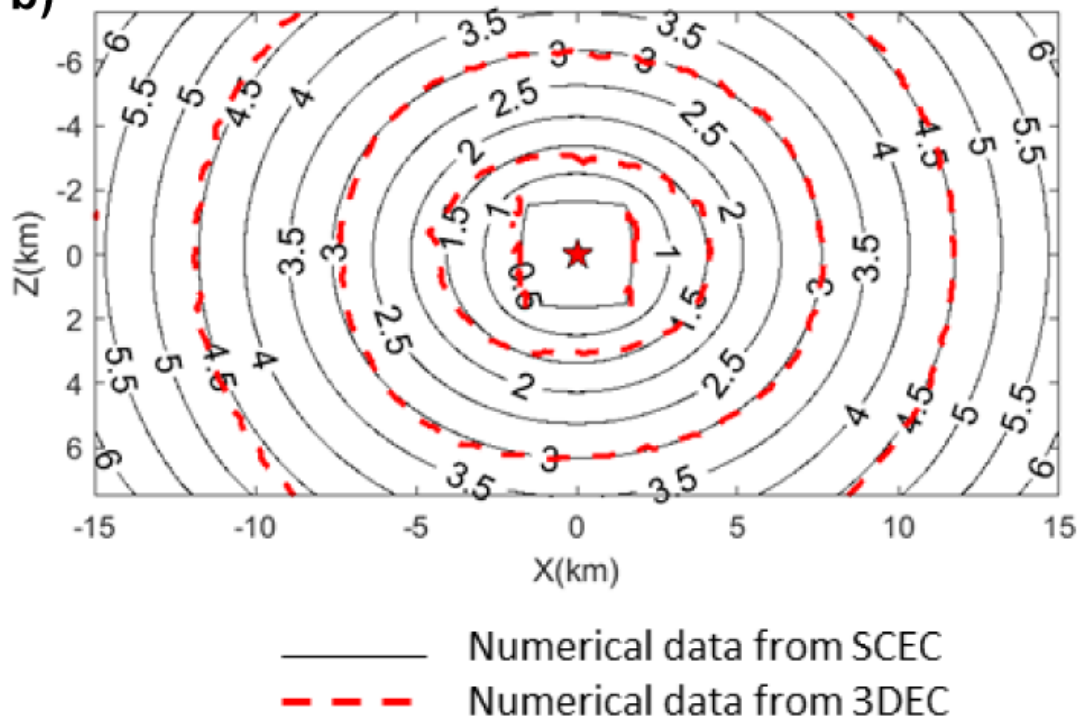


Figure A2. a) Schéma représentant l'état initial de l'exemple TPV3 du SCEC. La zone de nucléation est représentée en rouge au centre de la faille. b) Evolution temporelle du front de rupture sur le plan de faille. Le centre de la faille est localisé par une étoile rouge. Les lignes grises en trait plein correspondent aux données numériques fournies par un modèle du SCEC, les lignes rouges en pointillé aux données numériques obtenues à travers 3DEC. Les chiffres indiquent le temps de simulation (en secondes) correspondant à la zone de rupture délimitée par la ligne grise sur laquelle ils sont situés.

A.4. Sensibilité du modèle à différents pas de temps

J'ai également étudié la sensibilité de mon modèle numérique à différentes résolutions temporelles. Ainsi, j'ai considéré un coefficient multiplicateur du pas de temps adaptatif minimal pris en compte lors des simulations. Ce coefficient est pris égal à 1 dans les chapitres 3 à 5 du manuscrit. En le faisant varier à 0.5 et à 0.25 (Figs A3d-e), une nette diminution du nombre d'événements sismiques détectés (29 événements pour un coefficient de 0.25, 55 événements pour un coefficient de 1) et du moment sismique total est observée (415 MN.m pour un coefficient de 0.25, 720 MN.m pour un coefficient de 1), tout comme une légère diminution du temps d'injection (et ainsi une légère accélération de la rupture). Cependant, la forme relative des courbes varie peu (le front de contrainte cisailante dépasse le front de pression environ 50 s avant la fin de chacune des simulations) et le moment sismique cumulé montre dans chaque cas une accélération qui débute juste avant ce dépassement.

En conclusion, en gardant ici aussi une approche plus qualitative que quantitative, le modèle considéré semble cohérent en terme d'enveloppe de sismicité pour différentes résolutions temporelles.

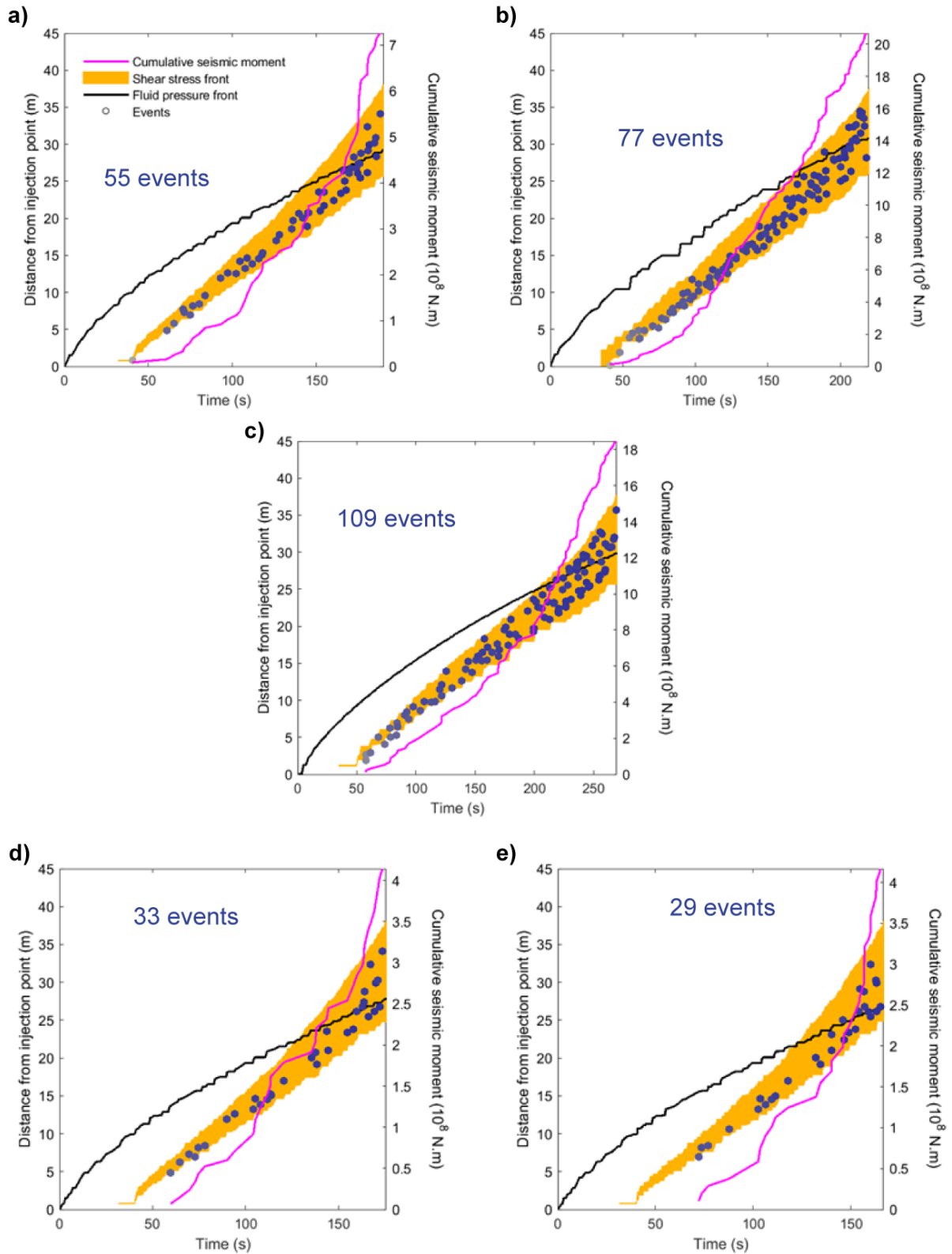


Figure A3. Distance au point d'injection des événements sismiques détectés en fonction de leur temps d'apparition, pour différents maillages ((a) 0.7 m, (b) 0.9 m, (c) 1.1 m) et différents coefficients multiplicateurs du pas de temps ((a) 1, (d) 0.5, (e) 0.25). Le front de pression de fluide est représenté en noir, le front de contrainte cisailante en orange. Le moment sismique cumulé est représenté en rose.

Références bibliographiques

- Abercrombie, R.E., Rice, J.R., 2005. Can observations of earthquake scaling constrain slip weakening? *Geophys. J. Int.* 162, 406–424. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02579.x>
- Aki, K.K.E., 1966. Generation and Propagation of G Waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964. : Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum.
- Albano, M., Polcari, M., Bignami, C., Moro, M., Saroli, M., Stramondo, S., 2017. Did Anthropogenic Activities Trigger the 3 April 2017 Mw 6.5 Botswana Earthquake? *Remote Sens.* 9, 1028. <https://doi.org/10.3390/rs9101028>
- Albaric, J., Oye, V., Langet, N., Hasting, M., Lecomte, I., Iranpour, K., Messeiller, M., Reid, P., 2014. Monitoring of induced seismicity during the first geothermal reservoir stimulation at Paralana, Australia. *Geothermics* 52, 120–131. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2013.10.013>
- Alghannam, M., Juanes, R., 2020. Understanding rate effects in injection-induced earthquakes. *Nat. Commun.* 11. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-16860-y>
- Almakari, M., Dublanchet, P., Chauris, H., Pellet, F., 2019. Effect of the Injection Scenario on the Rate and Magnitude Content of Injection-Induced Seismicity: Case of a Heterogeneous Fault. *J. Geophys. Res. Solid Earth.* <https://doi.org/10.1029/2019JB017898>
- Alt, R.C., Zoback, M.D., 2017. *In Situ* Stress and Active Faulting in Oklahoma. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 107, 216–228. <https://doi.org/10.1785/0120160156>
- Amann, F., Gischig, V., Evans, K., Doetsch, J., Jalali, R., Valley, B., Krietsch, H., Dutler, N., Villiger, L., Brixel, B., Klepikova, M., Kittilä, A., Madonna, C., Wiemer, S., Saar, M.O., Loew, S., Driesner, T., Maurer, H., Giardini, D., 2018. The seismo-hydromechanical behavior during deep geothermal reservoir stimulations: open questions tackled in a decameter-scale in situ stimulation experiment. *Solid Earth* 9, 115–137. <https://doi.org/10.5194/se-9-115-2018>
- Ampuero, J.-P., Rubin, A.M., 2008. Earthquake nucleation on rate and state faults – Aging and slip laws. *J. Geophys. Res.* 113. <https://doi.org/10.1029/2007JB005082>
- Ampuero, J.-P., Vilotte, J.-P., Sánchez-Sesma, F.J., 2002. Nucleation of rupture under slip dependent friction law: Simple models of fault zone. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 107, ESE 2-1-ESE 2-19. <https://doi.org/10.1029/2001JB000452>
- Andrews, D.J., 1976. Rupture velocity of plane strain shear cracks. *J. Geophys. Res.* 81, 5679–5687. <https://doi.org/10.1029/JB081i032p05679>
- Aochi, H., Poisson, B., Toussaint, R., Rachez, X., Schmittbuhl, J., 2014. Self-induced seismicity due to fluid circulation along faults. *Geophys. J. Int.* 196, 1544–1563. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt356>

- Arzúa, J., Alejano, L.R., Walton, G., 2014. Strength and dilation of jointed granite specimens in servo-controlled triaxial tests. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 69, 93–104. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2014.04.001>
- Asunuma, H., Soma, N., Kaieda, H., Kumano, Y., Izumi, T., Tezuka, K., Niitsuma, H., Wyborn, D., 2005. Microseismic monitoring of hydraulic stimulation at the Australian HDR project in Cooper Basin. Presented at the Proceedings of the World Geothermal Congress, pp. 24–29.
- Atkinson, G.M., Eaton, D.W., Ghofrani, H., Walker, D., Cheadle, B., Schultz, R., Shcherbakov, R., Tiampo, K., Gu, J., Harrington, R.M., Liu, Y., van der Baan, M., Kao, H., 2016. Hydraulic Fracturing and Seismicity in the Western Canada Sedimentary Basin. *Seismol. Res. Lett.* 87, 631–647. <https://doi.org/10.1785/0220150263> <https://doi.org/10.5194/se-9-115-2018>
- Bachelery, P., Blum, P.A., Cheminee, J.L., Chevallier, L., Gaulon, R., Girardin, N., Jaupart, C., Lalanne, F., Le Mouel, J.L., Ruegg, J.C., Vincent, P., 1982. Eruption at Le Piton de la Fournaise volcano on 3 February 1981. *Nature* 297, 395–397. <https://doi.org/10.1038/297395a0>
- Bachmann, C.E., Wiemer, S., Goertz-Allmann, B.P., Woessner, J., 2012. Influence of pore-pressure on the event-size distribution of induced earthquakes. *Geophys. Res. Lett.* 39. <https://doi.org/10.1029/2012GL051480>
- Baisch, S., Bohnhoff, M., Ceranna, L., Tu, Y., Harjes, H.-P., 2002. Probing the Crust to 9-km Depth: Fluid-Injection Experiments and Induced Seismicity at the KTB Superdeep Drilling Hole, Germany. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 2369–2380. <https://doi.org/10.1785/0120010236>
- Baisch, S., Rothert, E., Stang, H., Vörös, R., Koch, C., McMahon, A., 2015. Continued Geothermal Reservoir Stimulation Experiments in the Cooper Basin (Australia). *Bull. Seismol. Soc. Am.* 105, 198–209. <https://doi.org/10.1785/0120140208>
- Baisch, S., Vörös, R., Rothert, E., Stang, H., Jung, R., Schellschmidt, R., 2010. A numerical model for fluid injection induced seismicity at Soultz-sous-Forêts. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 47, 405–413. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2009.10.001>
- Baisch, S., Voros, R., Weidler, R., Wyborn, D., 2009. Investigation of Fault Mechanisms during Geothermal Reservoir Stimulation Experiments in the Cooper Basin, Australia. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 99, 148–158. <https://doi.org/10.1785/0120080055>
- Baisch, S., Weidler, R., Voros, R., Wyborn, D., de Graaf, L., 2006. Induced Seismicity during the Stimulation of a Geothermal HFR Reservoir in the Cooper Basin, Australia. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 96, 2242–2256. <https://doi.org/10.1785/0120050255>
- Bao, X., Eaton, D.W., 2016. Fault activation by hydraulic fracturing in western Canada. *Science* 354, 1406–1409. <https://doi.org/10.1126/science.aag2583>
- Barbour, A.J., Norbeck, J.H., Rubinstein, J.L., 2017. The Effects of Varying Injection Rates in Osage County, Oklahoma, on the 2016 M_w 5.8 Pawnee Earthquake. *Seismol. Res. Lett.* 88, 1040–1053. <https://doi.org/10.1785/0220170003>
- Bardainne, T., Dubos-Sallée, N., Sénéchal, G., Gaillot, P., Perroud, H., 2008. Analysis of the induced seismicity of the Lacq gas field (Southwestern France) and model of deformation. *Geophys. J. Int.* 172, 1151–1162. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03705.x>
- Batchelor, G.K., 2010. An introduction to fluid dynamics, 1. Cambridge mathematical ed., 14. print. ed, Cambridge mathematical library. Cambridge Univ. Press, Cambridge.

- Battaglia, J., Aki, K., 2003. Location of seismic events and eruptive fissures on the Piton de la Fournaise volcano using seismic amplitudes. *J. Geophys. Res.* 108. <https://doi.org/10.1029/2002JB002193>
- Battaglia, J., Ferrazzini, V., Staudacher, T., Aki, K., Cheminée, J.-L., 2005. Pre-eruptive migration of earthquakes at the Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). *Geophys. J. Int.* 161, 549–558. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02606.x>
- Bayart, E., Rubin, A.M., Marone, C., 2006. Evolution of fault friction following large velocity jumps, AGU, Fall Meeting 2006, abstract No. S31A-0180.
- Beeler, N.M., Tullis, T.E., 1996. Self-healing slip pulses in dynamic rupture models due to velocity-dependent strength. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 86, 1130–1148.
- Beeler, N.M., Tullis, T.E., Weeks, J.D., 1994. The roles of time and displacement in the evolution effect in rock friction. *Geophys. Res. Lett.* 21, 1987–1990. <https://doi.org/10.1029/94GL01599>
- Bentz, S., Kwiątek, G., Martínez-Garzón, P., Bohnhoff, M., Dresen, G., 2020. Seismic Moment Evolution During Hydraulic Stimulations. *Geophys. Res. Lett.* 47. <https://doi.org/10.1029/2019GL086185>
- Ben-Zion, Y., 2012. Episodic tremor and slip on a frictional interface with critical zero weakening in elastic solid: NVT-ETS and criticality. *Geophys. J. Int.* 189, 1159–1168. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05422.x>
- Ben-Zion, Y., 2008. Collective behavior of earthquakes and faults: Continuum-discrete transitions, progressive evolutionary changes, and different dynamic regimes. *Rev. Geophys.* 46. <https://doi.org/10.1029/2008RG000260>
- Ben-Zion, Y., 1996. Stress, slip, and earthquakes in models of complex single-fault systems incorporating brittle and creep deformations. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 101, 5677–5706. <https://doi.org/10.1029/95JB03534>
- Ben-Zion, Y., Peng, Z., Okaya, D., Seeber, L., Armbruster, J.G., Ozer, N., Michael, A.J., Baris, S., Aktar, M., 2003. A shallow fault-zone structure illuminated by trapped waves in the Karadere-Duzce branch of the North Anatolian Fault, western Turkey. *Geophys. J. Int.* 152, 699–717. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01870.x>
- Ben-Zion, Y., Rice, J.R., 1995. Slip patterns and earthquake populations along different classes of faults in elastic solids. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 100, 12959–12983. <https://doi.org/10.1029/94JB03037>
- Ben-Zion, Y., Rice, J.R., 1993. Earthquake failure sequences along a cellular fault zone in a three-dimensional elastic solid containing asperity and nonasperity regions. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 98, 14109–14131. <https://doi.org/10.1029/93JB01096>
- Beroza, G.C., Ellsworth, W.L., 1996. Properties of the seismic nucleation phase. *Tectonophysics* 261, 209–227. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(96\)00067-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(96)00067-4)
- Bhandari, A.R., Flemings, P.B., Polito, P.J., Cronin, M.B., Bryant, S.L., 2015. Anisotropy and Stress Dependence of Permeability in the Barnett Shale. *Transp. Porous Media* 108, 393–411. <https://doi.org/10.1007/s11242-015-0482-0>
- Bhattacharya, P., Rubin, A.M., Bayart, E., Savage, H.M., Marone, C., 2015. Critical evaluation of state evolution laws in rate and state friction: Fitting large velocity steps in simulated fault gouge with time-, slip-, and stress-dependent constitutive laws. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 120, 6365–6385. <https://doi.org/10.1002/2015JB012437>

- Bhattacharya, P., Viesca, R.C., 2019. Fluid-induced aseismic fault slip outpaces pore-fluid migration. *Science* 364, 464–468. <https://doi.org/10.1126/science.aaw7354>
- Bidgoli, T.S., Holubnyak, Y., Fazel Alavi, M., 2015. Evaluating Potential for Induced Seismicity Through Reservoir-Geomechanical Analysis of Fluid Injection in the Arbuckle Saline Aquifer, South Central Kansas. Presented at the AAPG Annual Convention and Exhibition.
- Blanpied, M.L., Marone, C.J., Lockner, D.A., Byerlee, J.D., King, D.P., 1998. Quantitative measure of the variation in fault rheology due to fluid-rock interactions. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 103, 9691–9712. <https://doi.org/10.1029/98JB00162>
- Bourouis, S., 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. *Geophys. J. Int.* 169, 723–732. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03325.x>
- Bourouis, S., Cornet, F.H., 2009. Microseismic activity and fluid fault interactions: some results from the Corinth Rift Laboratory (CRL), Greece. *Geophys. J. Int.* 178, 561–580. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04148.x>
- Brantut, N., Viesca, R.C., 2015. Earthquake nucleation in intact or healed rocks. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 120, 191–209. <https://doi.org/10.1002/2014JB011518>
- Brown, S.R., 1987. Fluid flow through rock joints: The effect of surface roughness. *J. Geophys. Res.* 92, 1337. <https://doi.org/10.1029/JB092iB02p01337>
- Brown, D., 1989. The flow of water and displacement of hydrocarbons in fractured chalk reservoirs., in: *Fluid Flow in Sedimentary Basins and Aquifers*. J. C. Goff and B. P. Williams, Geological Society London, pp. 201–218.
- Buijze, Loes, van Bijsterveldt, L., Cremer, H., Jaarsma, B., Paap, B., Veldkamp, H., Wassing, B., van Wees, J.D., van Yperen, G., Ter Heege, J., 2019. Induced seismicity in geothermal systems: Occurrences worldwide and implications for the Netherlands. Presented at the European Geothermal Congress 2019, The Hague, Netherlands.
- Buijze, L., van den Bogert, P., Wassing, B.B.T., Orlic, B., 2019. Nucleation and Arrest of Dynamic Rupture induced by Reservoir Depletion. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. <https://doi.org/10.1029/2018JB016941>
- Buijze, L., van den Bogert, P.A.J., Wassing, B.B.T., Orlic, B., ten Veen, J., 2017. Fault reactivation mechanisms and dynamic rupture modelling of depletion-induced seismic events in a Rotliegend gas reservoir. *Neth. J. Geosci.* 96, s131–s148. <https://doi.org/10.1017/njg.2017.27>
- Buijze, L., Wassing, B.B.T., Fokker, P.A., van Wees, J.D., 2015. Moment partitioning for injection-induced seismicity: Case studies and insights from numerical modeling. Presented at the Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia.
- Bürgmann, R., Pollard, D.D., Martel, S.J., 1994. Slip distributions on faults: effects of stress gradients, inelastic deformation, heterogeneous host-rock stiffness, and fault interaction. *J. Struct. Geol.* 16, 1675–1690. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90134-1](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90134-1)
- Byerlee, J., 1978. Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.* 116, 615–626. <https://doi.org/10.1007/BF00876528>
- Caffagni, E., Bokelmann, G., Fuchs, F., 2017. Aftershocks And Seismic Efficiency For The Cooper Basin (Australia) Geothermal Stimulation. Presented at the Seventh EAGE

- Workshop on Passive Seismic 2018, Krakow, Poland. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201800055>
- Calò, M., Dorbath, C., Cornet, F.H., Cuenot, N., 2011. Large-scale aseismic motion identified through 4-D P-wave tomography: Temporal subsetting of the stimulation period. *Geophys. J. Int.* 186, 1295–1314. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05108.x>
- Candela, T., Osinga, S., Ampuero, J., Wassing, B., Pluymaekers, M., Fokker, P.A., Wees, J., Waal, H.A., Muntendam-Bos, A.G., 2019. Depletion-Induced Seismicity at the Groningen Gas Field: Coulomb Rate-and-State Models Including Differential Compaction Effect. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. <https://doi.org/10.1029/2018JB016670>
- Candela, T., Renard, F., Bouchon, M., Brouste, A., Marsan, D., Schmittbuhl, J., Voisin, C., 2009. Characterization of Fault Roughness at Various Scales: Implications of Three-Dimensional High Resolution Topography Measurements. *Pure Appl. Geophys.* 166, 1817–1851. <https://doi.org/10.1007/s00024-009-0521-2>
- Candela, T., Wassing, B., ter Heege, J., Buijze, L., 2018. How earthquakes are induced. *Science* 360, 598–600. <https://doi.org/10.1126/science.aat2776>
- Cappa, F., 2009. Modelling fluid transfer and slip in a fault zone when integrating heterogeneous hydromechanical characteristics in its internal structure. *Geophys. J. Int.* 178, 1357–1362. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04291.x>
- Cappa, F., Guglielmi, Y., Nussbaum, C., Birkholzer, J., 2018. On the Relationship Between Fault Permeability Increases, Induced Stress Perturbation, and the Growth of Aseismic Slip During Fluid Injection. *Geophys. Res. Lett.* <https://doi.org/10.1029/2018GL080233>
- Cappa, F., Guglielmi, Y., Virieux, J., 2007. Stress and fluid transfer in a fault zone due to overpressures in the seismogenic crust. *Geophys. Res. Lett.* 34. <https://doi.org/10.1029/2006GL028980>
- Cappa, F., Rutqvist, J., 2012. Seismic rupture and ground accelerations induced by CO₂ injection in the shallow crust: CO₂ induced seismic rupture. *Geophys. J. Int.* 190, 1784–1789. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05606.x>
- Cappa, F., Rutqvist, J., 2011. Impact of CO₂ geological sequestration on the nucleation of earthquakes. *Geophys. Res. Lett.* 38. <https://doi.org/10.1029/2011GL048487>
- Cappa, F., Rutqvist, J., Yamamoto, K., 2009. Modeling crustal deformation and rupture processes related to upwelling of deep CO₂-rich fluids during the 1965–1967 Matsushiro earthquake swarm in Japan. *J. Geophys. Res.* 114. <https://doi.org/10.1029/2009JB006398>
- Cappa, F., Scuderi, M.M., Collettini, C., Guglielmi, Y., Avouac, J.-P., 2019. Stabilization of fault slip by fluid injection in the laboratory and in situ. *Sci. Adv.* 5, eaau4065. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aau4065>
- Caputo, M., 1976. Model and observed seismicity represented in a two-dimensional space. *Ann Geofis* 29, 277–288.
- Carlson, J.M., Langer, J.S., 1989a. Mechanical model of an earthquake fault. *Phys. Rev. A* 40, 6470–6484. <https://doi.org/10.1103/PhysRevA.40.6470>
- Carlson, J.M., Langer, J.S., 1989b. Properties of earthquakes generated by fault dynamics. *Phys. Rev. Lett.* 62, 2632–2635. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.62.2632>
- Catalli, F., Rinaldi, A.P., Gischig, V., Nespoli, M., Wiemer, S., 2016. The importance of earthquake interactions for injection-induced seismicity: Retrospective modeling of the

- Basel Enhanced Geothermal System. *Geophys. Res. Lett.* 43, 4992–4999. <https://doi.org/10.1002/2016GL068932>
- Cesca, S., Grigoli, F., Heimann, S., González, Á., Buforn, E., Maghsoudi, S., Blanch, E., Dahm, T., 2014. The 2013 September–October seismic sequence offshore Spain: a case of seismicity triggered by gas injection? *Geophys. J. Int.* 198, 941–953. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu172>
- Chambon, G., Schmittbuhl, J., Corfdir, A., 2006. Frictional response of a thick gouge sample: 2. Friction law and implications for faults. *J. Geophys. Res.* 111, B09309. <https://doi.org/10.1029/2004JB003339>
- Chang, K.W., Segall, P., 2016. Injection-induced seismicity on basement faults including poroelastic stressing. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 2708–2726. <https://doi.org/10.1002/2015JB012561>
- Chang, K.W., Yoon, H., 2018. 3-D Modeling of Induced Seismicity Along Multiple Faults: Magnitude, Rate, and Location in a Poroelasticity System. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123, 9866–9883. <https://doi.org/10.1029/2018JB016446>
- Chang, K.W., Yoon, H., Kim, Y., Lee, M.Y., 2020. Operational and geological controls of coupled poroelastic stressing and pore-pressure accumulation along faults: Induced earthquakes in Pohang, South Korea. *Sci. Rep.* 10. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-58881-z>
- Charl  ty, J., Cuenot, N., Dorbath, L., Dorbath, C., Haessler, H., Frogneux, M., 2007. Large earthquakes during hydraulic stimulations at the geothermal site of Soultz-sous-Forêts. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 44, 1091–1105. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2007.06.003>
- Chen, T., Lapusta, N., 2009. Scaling of small repeating earthquakes explained by interaction of seismic and aseismic slip in a rate and state fault model. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 114. <https://doi.org/10.1029/2008JB005749>
- Chiaraluce, L., Valoroso, L., Piccinini, D., Di Stefano, R., De Gori, P., 2011. The anatomy of the 2009 L’Aquila normal fault system (central Italy) imaged by high resolution foreshock and aftershock locations. *J. Geophys. Res.* 116. <https://doi.org/10.1029/2011JB008352>
- Chiodini, G., Frondini, F., Kerrick, D.M., Rogie, J., Parello, F., Peruzzi, L., Zanzari, A.R., 1999. Quantification of deep CO₂ fluxes from Central Italy. Examples of carbon balance for regional aquifers and of soil diffuse degassing. *Chem. Geol.* 159, 205–222. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00030-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00030-3)
- Chouet, B.A., 1996. Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. *Nature* 380, 309–316. <https://doi.org/10.1038/380309a0>
- Ciardo, F., Lecampion, B., 2019. Effect of Dilatancy on the Transition From Aseismic to Seismic Slip Due to Fluid Injection in a Fault. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 124, 3724–3743. <https://doi.org/10.1029/2018JB016636>
- Clarke, H., Eisner, L., Styles, P., Turner, P., 2014. Felt seismicity associated with shale gas hydraulic fracturing: The first documented example in Europe. *Geophys. Res. Lett.* 41, 8308–8314. <https://doi.org/10.1002/2014GL062047>
- Cocco, M., Bizzarri, A., 2002. On the slip-weakening behavior of rate- and state dependent constitutive laws. *Geophys. Res. Lett.* 29. <https://doi.org/10.1029/2001GL013999>
- Cochard, A., Madariaga, R., 1994. Dynamic faulting under rate-dependent friction. *Pure Appl. Geophys. PAGEOPH* 142, 419–445. <https://doi.org/10.1007/BF00876049>

- Collettini, C., Carpenter, B.M., Viti, C., Cruciani, F., Mollo, S., Tesei, T., Trippetta, F., Valoroso, L., Chiaraluce, L., 2014. Fault structure and slip localization in carbonate-bearing normal faults: An example from the Northern Apennines of Italy. *J. Struct. Geol.* 67, 154–166. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.07.017>
- Collombet, M., Grasso, J.-R., Ferrazzini, V., 2003. Seismicity rate before eruptions on Piton de la Fournaise volcano: Implications for eruption dynamics. *Geophys. Res. Lett.* 30. <https://doi.org/10.1029/2003GL017494>
- Cornet, F.H., 2016. Seismic and aseismic motions generated by fluid injections. *Geomech. Energy Environ.* 5, 42–54. <https://doi.org/10.1016/j.gete.2015.12.003>
- Cornet, F.H., 2012. The relationship between seismic and aseismic motions induced by forced fluid injections. *Hydrogeol. J.* 20, 1463–1466. <https://doi.org/10.1007/s10040-012-0901-z>
- Cornet, F.H., 2000. Détermination du champ de contrainte au voisinage du laboratoire souterrain de Tournemire. (No. N98N33/0073). Laboratoire de Mécanique des Roches, Département de Sismologie, Institut de Physique du Globe de Paris.
- Cornet, F.H., Bérard, Th., Bourouis, S., 2007. How close to failure is a granite rock mass at a 5km depth? *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 44, 47–66. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2006.04.008>
- Cornet, F.H., Helm, J., Poitrenaud, H., Etchecopar, A., 1997. Seismic and Aseismic Slips Induced by Large-scale Fluid Injections, in: Talebi, S. (Ed.), *Seismicity Associated with Mines, Reservoirs and Fluid Injections*. Birkhäuser Basel, Basel, pp. 563–583. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-8814-1_12
- Cueto-Felgueroso, L., Santillán, D., Mosquera, J.C., 2017. Stick-slip dynamics of flow-induced seismicity on rate and state faults. *Geophys. Res. Lett.* 44, 4098–4106. <https://doi.org/10.1002/2016GL072045>
- Cueto-Felgueroso, L., Vila, C., Santillán, D., Mosquera, J.C., 2018. Numerical Modeling of Injection-Induced Earthquakes Using Laboratory-Derived Friction Laws. *Water Resour. Res.* 54, 9833–9859. <https://doi.org/10.1029/2017WR022363>
- Cundall, P.A., 1988. Formulation of a three-dimensional distinct element model—Part I. A scheme to detect and represent contacts in a system composed of many polyhedral blocks. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.* 25, 107–116. [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(88\)92293-0](https://doi.org/10.1016/0148-9062(88)92293-0)
- Cundall, P.A., 1974. Rational Design of Tunnel Supports: A Computer Model for Rock Mass Behavior Using Interactive Graphics for the Input and Output of Geometrical Data. (Technical Report No. MRD-2-74). U. S. Army Corps of Engineers, Missouri River Division.
- Cundall, P.A., 1971. A computer model for simulating progressive, large scale movement in blocky rock systems., in: *Proceedings of the International Symposium on Rock Mechanics*. Nancy, France, pp. 129–136.
- Cundall, P.A., Strack, O.D.L., 1979. A discrete numerical model for granular assemblies. *Geotechnique* 29, 47–65.
- Dahmen, K., Ben-Zion, Y., 2009. *Encyclopedia of Complexity and System Science*, edited by C. Marchetti and R. Meyers.
- Daniel, G., Prono, E., Renard, F., Thouvenot, F., Hainzl, S., Marsan, D., Helmstetter, A., Traversa, P., Got, J.L., Jenatton, L., Guiguet, R., 2011. Changes in effective stress during

- the 2003–2004 Ubaye seismic swarm, France. *J. Geophys. Res.* 116. <https://doi.org/10.1029/2010JB007551>
- Davies, R., Foulger, G., Bindley, A., Styles, P., 2013. Induced seismicity and hydraulic fracturing for the recovery of hydrocarbons. *Mar. Pet. Geol.* 45, 171–185. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.03.016>
- De Barros, L., Baques, M., Godano, M., Helmstetter, A., Deschamps, A., Larroque, C., Courboux, F., 2019a. Fluid-Induced Swarms and Coseismic Stress Transfer: A Dual Process Highlighted in the Aftershock Sequence of the 7 April 2014 Earthquake (Ml 4.8, Ubaye, France). *J. Geophys. Res. Solid Earth* 124, 3918–3932. <https://doi.org/10.1029/2018JB017226>
- De Barros, L., Cappa, F., Deschamps, A., Dublanchet, P., 2020. Imbricated Aseismic Slip and Fluid Diffusion Drive a Seismic Swarm in the Corinth Gulf, Greece. *Geophys. Res. Lett.* 47. <https://doi.org/10.1029/2020GL087142>
- De Barros, L., Cappa, F., Guglielmi, Y., Duboeuf, L., Grasso, J.-R., 2019b. Energy of injection-induced seismicity predicted from in-situ experiments. *Sci. Rep.* 9. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-41306-x>
- De Barros, L., Daniel, G., Guglielmi, Y., Rivet, D., Caron, H., Payre, X., Bergery, G., Henry, P., Castilla, R., Dick, P., Barbieri, E., Gourlay, M., 2016. Fault structure, stress, or pressure control of the seismicity in shale? Insights from a controlled experiment of fluid-induced fault reactivation. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 4506–4522. <https://doi.org/10.1002/2015JB012633>
- De Barros, L., Guglielmi, Y., Rivet, D., Cappa, F., Duboeuf, L., 2018. Seismicity and fault aseismic deformation caused by fluid injection in decametric in-situ experiments. *Comptes Rendus Geosci.* 350, 464–475. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2018.08.002>
- Deichmann, N., Giardini, D., 2009. Earthquakes Induced by the Stimulation of an Enhanced Geothermal System below Basel (Switzerland). *Seismol. Res. Lett.* 80, 784–798. <https://doi.org/10.1785/gssrl.80.5.784>
- Delahaye, E.J., Townend, J., Reyners, M.E., Rogers, G., 2009. Microseismicity but no tremor accompanying slow slip in the Hikurangi subduction zone, New Zealand. *Earth Planet. Sci. Lett.* 277, 21–28. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.038>
- Derode, B., Guglielmi, Y., De Barros, L., Cappa, F., 2015. Seismic responses to fluid pressure perturbations in a slipping fault: Fault reactivation by fluid pressures. *Geophys. Res. Lett.* 42, 3197–3203. <https://doi.org/10.1002/2015GL063671>
- Di Toro, G., Han, R., Hirose, T., De Paola, N., Nielsen, S., Mizoguchi, K., Ferri, F., Cocco, M., Shimamoto, T., 2011. Fault lubrication during earthquakes. *Nature* 471, 494–498. <https://doi.org/10.1038/nature09838>
- Diehl, T., Kraft, T., Kissling, E., Wiemer, S., 2017. The induced earthquake sequence related to the St. Gallen deep geothermal project (Switzerland): Fault reactivation and fluid interactions imaged by microseismicity. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 122, 7272–7290. <https://doi.org/10.1002/2017JB014473>
- Dieterich, J.H., 2013. Constitutive Properties of Faults With Simulated Gouge, in: Carter, N.L., Friedman, M., Logan, J.M., Stearns, D.W. (Eds.), *Geophysical Monograph Series*. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 103–120. <https://doi.org/10.1029/GM024p0103>

- Dieterich, J., 2007. Applications of Rate- and State-Dependent Friction to Models of Fault Slip and Earthquake Occurrence, in: Volume 4: Earthquake Seismology, Treatise on Geophysics. Elsevier, pp. 107–129. <https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6/00065-1>
- Dieterich, J.H., 1992. Earthquake nucleation on faults with rate-and state-dependent strength. *Tectonophysics* 211, 115–134. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90055-B](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90055-B)
- Dieterich, J.H., 1979. Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations. *J. Geophys. Res.* 84, 2161. <https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02161>
- Dieterich, J.H., 1978. Time-dependent friction and the mechanics of stick-slip. *Pure Appl. Geophys.* 116, 790–806. <https://doi.org/10.1007/BF00876539>
- Dieterich, J.H., 1974. Earthquake Mechanisms and Modeling. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2, 275–301. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.02.050174.001423>
- Dieterich, J.H., 1972. Time-dependent friction in rocks. *J. Geophys. Res.* 77, 3690–3697. <https://doi.org/10.1029/JB077i020p03690>
- Dieterich, J.H., Kilgore, B., 1996. Implications of fault constitutive properties for earthquake prediction. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 93, 3787–3794. <https://doi.org/10.1073/pnas.93.9.3787>
- Dieterich, J.H., Kilgore, B.D., 1994. Direct observation of frictional contacts: New insights for state-dependent properties. *Pure Appl. Geophys.* 143, 283–302. <https://doi.org/10.1007/BF00874332>
- Dinske, C., Shapiro, S.A., 2013. Seismotectonic state of reservoirs inferred from magnitude distributions of fluid-induced seismicity. *J. Seismol.* 17, 13–25. <https://doi.org/10.1007/s10950-012-9292-9>
- Doetsch, J., Krietsch, H., Lajaunie, M., Schmelzbach, C., Maurer, H., Amann, F., 2017. GPR imaging of shear zones in crystalline rock, in: 2017 9th International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar (IWAGPR). Presented at the 2017 9th International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar (IWAGPR), IEEE, Edinburgh, United Kingdom, pp. 1–5. <https://doi.org/10.1109/IWAGPR.2017.7996074>
- Donzé, F.-V., Tsopela, A., Guglielmi, Y., Henry, P., Gout, C., 2020. Fluid migration in faulted shale rocks: channeling below active faulting threshold. *Eur. J. Environ. Civ. Eng.* 1–15. <https://doi.org/10.1080/19648189.2020.1765200>
- Doser, D.I., Baker, M.R., Luo, M., Marroquin, P., Ballesteros, L., Kingwell, J., Diaz, H.L., Kaip, G., 1992. The not so simple relationship between seismicity and oil production in the Permian Basin, west Texas. *Pure Appl. Geophys.* 139, 481–506. <https://doi.org/10.1007/BF00879948>
- Dublanchet, P., 2019a. Fluid driven shear cracks on a strengthening rate-and-state frictional fault. *J. Mech. Phys. Solids* 132, 103672. <https://doi.org/10.1016/j.jmps.2019.07.015>
- Dublanchet, P., 2019b. Scaling and Variability of Interacting Repeating Earthquake Sequences Controlled by Asperity Density. *Geophys. Res. Lett.* 46, 11950–11958. <https://doi.org/10.1029/2019GL084614>
- Dublanchet, P., Bernard, P., Favreau, P., 2013. Interactions and triggering in a 3-D rate-and-state asperity model. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 2225–2245. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50187>
- Duboeuf, L., De Barros, L., Cappa, F., Guglielmi, Y., Deschamps, A., Seguy, S., 2017. Aseismic Motions Drive a Sparse Seismicity During Fluid Injections Into a Fractured

- Zone in a Carbonate Reservoir. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 122, 8285–8304. <https://doi.org/10.1002/2017JB014535>
- Dunham, E.M., 2007. Conditions governing the occurrence of supershear ruptures under slip-weakening friction. *J. Geophys. Res.* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JB004717>
- Dutler, N., Valley, B., Gischig, V., Villiger, L., Krietsch, H., Doetsch, J., Brixel, B., Jalali, M., Amann, F., 2019. Hydraulic fracture propagation in a heterogeneous stress field in a crystalline rock mass. *Solid Earth* 10, 1877–1904. <https://doi.org/10.5194/se-10-1877-2019>
- Duverger, C., Godano, M., Bernard, P., Lyon-Caen, H., 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. *Geophys. Res. Lett.* 42, 7374–7382. <https://doi.org/10.1002/2015GL065298>
- Eaton, D.W., Igonin, N., 2018. What controls the maximum magnitude of injection-induced earthquakes? *Lead. Edge* 37, 135–140. <https://doi.org/10.1190/tle37020135.1>
- El-Isa, Z.H., Eaton, D.W., 2014. Spatiotemporal variations in the b-value of earthquake magnitude–frequency distributions: Classification and causes. *Tectonophysics* 615–616, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.001>
- Ellsworth, W.L., 2013. Injection-Induced Earthquakes. *Science* 341, 1225942–1225942. <https://doi.org/10.1126/science.1225942>
- Ellsworth, W.L., Beroza, G.C., 1995. Seismic Evidence for an Earthquake Nucleation Phase. *Science* 268, 851–855. <https://doi.org/10.1126/science.268.5212.851>
- Ellsworth, W.L., Giardini, D., Townend, J., Ge, S., Shimamoto, T., 2019. Triggering of the Pohang, Korea, Earthquake (Mw 5.5) by Enhanced Geothermal System Stimulation. *Seismol. Res. Lett.* <https://doi.org/10.1785/0220190102>
- Eneva, M., Ben-Zion, Y., 1997a. Application of pattern recognition techniques to earthquake catalogs generated by model of segmented fault systems in three-dimensional elastic solids. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 102, 24513–24528. <https://doi.org/10.1029/97JB01857>
- Eneva, M., Ben-Zion, Y., 1997b. Techniques and parameters to analyze seismicity patterns associated with large earthquakes. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 102, 17785–17795. <https://doi.org/10.1029/97JB00994>
- Evans, K.F., Genter, A., Sausse, J., 2005. Permeability creation and damage due to massive fluid injections into granite at 3.5 km at Soultz: 1. Borehole observations. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 110. <https://doi.org/10.1029/2004JB003168>
- Eyre, T.S., Eaton, D.W., Garagash, D.I., Zecevic, M., Venieri, M., Weir, R., Lawton, D.C., 2019. The role of aseismic slip in hydraulic fracturing–induced seismicity. *Sci. Adv.* 5, eaav7172. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aav7172>
- Fan, Z., Eichhubl, P., Gale, J.F.W., 2016. Geomechanical analysis of fluid injection and seismic fault slip for the M_w 4.8 Timpson, Texas, earthquake sequence. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 2798–2812. <https://doi.org/10.1002/2016JB012821>
- Fang, Y., Elsworth, D., Ishibashi, T., Zhang, F., 2019. Effects of Roughness on Permeability Evolution and Frictional Behavior of Fractures Under Shear. Presented at the 53rd U.S. Rock Mechanics/Geomechanics Symposium, American Rock Mechanics Association, New York City, New York.

- Fasola, S.L., Brudzinski, M.R., Holtkamp, S.G., Graham, S.E., Cabral-Cano, E., 2019. Earthquake swarms and slow slip on a sliver fault in the Mexican subduction zone. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 116, 7198–7206. <https://doi.org/10.1073/pnas.1814205116>
- Faulkner, D.R., Mitchell, T.M., Behnsen, J., Hirose, T., Shimamoto, T., 2011. Stuck in the mud? Earthquake nucleation and propagation through accretionary forearcs. *Geophys. Res. Lett.* 38. <https://doi.org/10.1029/2011GL048552>
- Fomin, S., Jing, Z., Hashida, T., 2004. The Effect of Thermal, Chemical, Hydrological, and Mechanical Factors on Water/Rock Interaction in HDR Geothermal Systems, in: Elsevier Geo-Engineering Book Series. Elsevier, pp. 649–654. [https://doi.org/10.1016/S1571-9960\(04\)80113-7](https://doi.org/10.1016/S1571-9960(04)80113-7)
- Foulger, G.R., Wilson, M.P., Gluyas, J.G., Julian, B.R., Davies, R.J., 2018. Global review of human-induced earthquakes. *Earth-Sci. Rev.* 178, 438–514. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.008>
- Galis, M., Ampuero, J.P., Mai, P.M., Cappa, F., 2017. Induced seismicity provides insight into why earthquake ruptures stop. *Sci. Adv.* 3, eaap7528. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aap7528>
- Galis, M., Ampuero, J.-P., Mai, P.M., Kristek, J., 2019. Initiation and arrest of earthquake ruptures due to elongated overstressed regions. *Geophys. J. Int.* 217, 1783–1797. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz086>
- Garagash, D.I., Germanovich, L.N., 2012. Nucleation and arrest of dynamic slip on a pressurized fault. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117. <https://doi.org/10.1029/2012JB009209>
- Gautier, S., Latorre, D., Virieux, J., Deschamps, A., Skarpos, C., Sotiriou, A., Serpetsidaki, A., Tselentis, A., 2006. A New Passive Tomography of the Aigion Area (Gulf of Corinth, Greece) from the 2002 Data Set. *Pure Appl. Geophys.* 163, 431–453. <https://doi.org/10.1007/s00024-005-0033-7>
- Ge, S., Liu, M., Lu, N., Godt, J.W., Luo, G., 2009. Did the Zipingpu Reservoir trigger the 2008 Wenchuan earthquake? *Geophys. Res. Lett.* 36. <https://doi.org/10.1029/2009GL040349>
- Gee, D., Sowter, A., Novellino, A., Marsh, S., Gluyas, J., 2016. Monitoring land motion due to natural gas extraction: Validation of the Intermittent SBAS (ISBAS) DInSAR algorithm over gas fields of North Holland, the Netherlands. *Mar. Pet. Geol.* 77, 1338–1354. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.08.014>
- Ghofrani, H., Atkinson, G.M., 2016. A preliminary statistical model for hydraulic fracture-induced seismicity in the Western Canada Sedimentary Basin. *Geophys. Res. Lett.* 43, 10,164–10,172. <https://doi.org/10.1002/2016GL070042>
- Gischig, V., Wiemer, S., Alcolea, A., 2014. Balancing reservoir creation and seismic hazard in enhanced geothermal systems. *Geophys. J. Int.* 198, 1585–1598. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu221>
- Gischig, V.S., 2015. Rupture propagation behavior and the largest possible earthquake induced by fluid injection into deep reservoirs. *Geophys. Res. Lett.* 42, 7420–7428. <https://doi.org/10.1002/2015GL065072>
- Gischig, V.S., Doetsch, J., Maurer, H., Krietsch, H., Amann, F., Evans, K.F., Nejati, M., Jalali, M., Valley, B., Obermann, A.C., Wiemer, S., Giardini, D., 2018. On the link between stress field and small-scale hydraulic fracture growth in anisotropic rock derived from microseismicity. *Solid Earth* 9, 39–61. <https://doi.org/10.5194/se-9-39-2018>

- Göbel, T., 2015. A comparison of seismicity rates and fluid-injection operations in Oklahoma and California: Implications for crustal stresses. *Lead. Edge* 34, 640–648. <https://doi.org/10.1190/tle34060640.1>
- Goebel, T.H.W., Brodsky, E.E., 2018. The spatial footprint of injection wells in a global compilation of induced earthquake sequences. *Science* 361, 899–904. <https://doi.org/10.1126/science.aat5449>
- Goebel, T.H.W., Hosseini, S.M., Cappa, F., Hauksson, E., Ampuero, J.P., Aminzadeh, F., Saleeby, J.B., 2016. Wastewater disposal and earthquake swarm activity at the southern end of the Central Valley, California. *Geophys. Res. Lett.* 43, 1092–1099. <https://doi.org/10.1002/2015GL066948>
- Goebel, T.H.W., Weingarten, M., Chen, X., Haffener, J., Brodsky, E.E., 2017. The 2016 Mw5.1 Fairview, Oklahoma earthquakes: Evidence for long-range poroelastic triggering at >40 km from fluid disposal wells. *Earth Planet. Sci. Lett.* 472, 50–61. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.05.011>
- Goertz-Allmann, B.P., Goertz, A., Wiemer, S., 2011. Stress drop variations of induced earthquakes at the Basel geothermal site. *Geophys. Res. Lett.* 38, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011GL047498>
- Goertz-Allmann, B.P., Kühn, D., Oye, V., Bohloli, B., Aker, E., 2014. Combining microseismic and geomechanical observations to interpret storage integrity at the In Salah CCS site. *Geophys. J. Int.* 198, 447–461. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu010>
- González, P.J., Tiampo, K.F., Palano, M., Cannavó, F., Fernández, J., 2012. The 2011 Lorca earthquake slip distribution controlled by groundwater crustal unloading. *Nat. Geosci.* 5, 821–825. <https://doi.org/10.1038/ngeo1610>
- Goodfellow, S.D., Nasser, M.H.B., Maxwell, S.C., Young, R.P., 2015. Hydraulic fracture energy budget: Insights from the laboratory. *Geophys. Res. Lett.* 42, 3179–3187. <https://doi.org/10.1002/2015GL063093>
- Grasso, J.-R., Wittlinger, G., 1990. Ten years of seismic monitoring over a gas field. *Bull. - Seismol. Soc. Am.* 80.
- Green, C.A., Styles, P., Baptie, B., 2012. Preese Hall Shale Gas Fracturing: review and recommendations for induced seismic mitigation report, Report for DECC.
- Grigoli, F., Cesca, S., Rinaldi, A.P., Manconi, A., López-Comino, J.A., Clinton, J.F., Westaway, R., Cauzzi, C., Dahm, T., Wiemer, S., 2018. The November 2017 M_w 5.5 Pohang earthquake: A possible case of induced seismicity in South Korea. *Science* 360, 1003–1006. <https://doi.org/10.1126/science.aat2010>
- Gu, J.-C., Rice, J.R., Ruina, A.L., Tse, S.T., 1984. Slip motion and stability of a single degree of freedom elastic system with rate and state dependent friction. *J. Mech. Phys. Solids* 32, 167–196. [https://doi.org/10.1016/0022-5096\(84\)90007-3](https://doi.org/10.1016/0022-5096(84)90007-3)
- Guérin-Marthe, S., Nielsen, S., Bird, R., Giani, S., Di Toro, G., 2019. Earthquake Nucleation Size: Evidence of Loading Rate Dependence in Laboratory Faults. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 124, 689–708. <https://doi.org/10.1029/2018JB016803>
- Guglielmi, Y., Nussbaum, C., Jeanne, P., Rutqvist, J., Cappa, F., Birkholzer, J., 2020. Complexity of Fault Rupture and Fluid Leakage in Shale: Insights From a Controlled Fault Activation Experiment. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 125. <https://doi.org/10.1029/2019JB017781>

- Guglielmi, Y., Cappa, F., Amitrano, D., 2008. High-definition analysis of fluid-induced seismicity related to the mesoscale hydromechanical properties of a fault zone. *Geophys. Res. Lett.* 35. <https://doi.org/10.1029/2007GL033087>
- Guglielmi, Y., Cappa, F., Avouac, J.-P., Henry, P., Elsworth, D., 2015. Seismicity triggered by fluid injection-induced aseismic slip. *Science* 348, 1224–1226. <https://doi.org/10.1126/science.aab0476>
- Guglielmi, Yves, Elsworth, D., Cappa, F., Henry, P., Gout, C., Dick, P., Durand, J., 2015. In situ observations on the coupling between hydraulic diffusivity and displacements during fault reactivation in shales. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 120, 7729–7748. <https://doi.org/10.1002/2015JB012158>
- 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-Sci. Rev.* 58, 279–310. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00063-6](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00063-6)
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1942. Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 32, 163–191.
- Hainzl, S., 2016. Apparent triggering function of aftershocks resulting from rate-dependent incompleteness of earthquake catalogs. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 6499–6509. <https://doi.org/10.1002/2016JB013319>
- Hainzl, S., 2004. Seismicity patterns of earthquake swarms due to fluid intrusion and stress triggering. *Geophys. J. Int.* 159, 1090–1096. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02463.x>
- Hainzl, S., Kraft, T., Wassermann, J., Igel, H., Schmedes, E., 2006. Evidence for rainfall-triggered earthquake activity. *Geophys. Res. Lett.* 33. <https://doi.org/10.1029/2006GL027642>
- Hainzl, S., Ogata, Y., 2005. Detecting fluid signals in seismicity data through statistical earthquake modeling. *J. Geophys. Res.* 110. <https://doi.org/10.1029/2004JB003247>
- Halpaap, F., Rondenay, S., Ottemöller, L., 2018. Seismicity, Deformation, and Metamorphism in the Western Hellenic Subduction Zone: New Constraints From Tomography. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123, 3000–3026. <https://doi.org/10.1002/2017JB015154>
- Halpaap, F., Rondenay, S., Perrin, A., Goes, S., Ottemöller, L., Austrheim, H., Shaw, R., Eeken, T., 2019. Earthquakes track subduction fluids from slab source to mantle wedge sink. *Sci. Adv.* 5, eaav7369. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aav7369>
- Häring, M.O., Schanz, U., Ladner, F., Dyer, B.C., 2008. Characterisation of the Basel 1 enhanced geothermal system. *Geothermics* 37, 469–495. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2008.06.002>
- Harper, T., 2011. Geomechanical Analysis of the Worston Shale Microseismicity (Geosphere report for Cuadrilla).
- Harris, R.A., Barall, M., Archuleta, R., Dunham, E., Aagaard, B., Ampuero, J.P., Bhat, H., Cruz-Atienza, V., Dalguer, L., Dawson, P., Day, S., Duan, B., Ely, G., Kaneko, Y., Kase, Y., Lapusta, N., Liu, Y., Ma, S., Oglesby, D., Olsen, K., Pitarka, A., Song, S., Templeton, E., 2009. The SCEC/USGS Dynamic Earthquake Rupture Code Verification Exercise. *Seismol. Res. Lett.* 80, 119–126. <https://doi.org/10.1785/gssrl.80.1.119>

- Hart, R., Cundall, P.A., Lemos, J., 1988. Formulation of a three-dimensional distinct element model—Part II. Mechanical calculations for motion and interaction of a system composed of many polyhedral blocks. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.* 25, 117–125. [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(88\)92294-2](https://doi.org/10.1016/0148-9062(88)92294-2)
- Hatch, R.L., Abercrombie, R.E., Ruhl, C.J., Smith, K.D., 2020. Evidence of Aseismic and Fluid-Driven Processes in a Small Complex Seismic Swarm Near Virginia City, Nevada. *Geophys. Res. Lett.* 47. <https://doi.org/10.1029/2019GL085477>
- Hearn, E.H., Koltermann, C., Rubinstein, J.L., 2018. Numerical Models of Pore Pressure and Stress Changes Along Basement Faults Due to Wastewater Injection: Applications to the 2014 Milan, Kansas Earthquake. *Geochem. Geophys. Geosystems* 19, 1178–1198. <https://doi.org/10.1002/2017GC007194>
- Heaton, T.H., 1990. Evidence for and implications of self-healing pulses of slip in earthquake rupture. *Phys. Earth Planet. Inter.* 64, 1–20. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(90\)90002-F](https://doi.org/10.1016/0031-9201(90)90002-F)
- Heim, J.A., 1996. Aléa sismique naturel et sismicité induite du projet géothermique européen RCS (Roche Chaude Sèche) De Soultz-sous-Forêts (Bas-Rhin, France). Université Louis Pasteur/EOPGS, Strasbourg.
- Heinicke, J., Stephan, T., Alexandrakakis, C., Gaupp, R., Buske, S., 2019. Alteration as possible cause for transition from brittle failure to aseismic slip: the case of the NW-Bohemia / Vogtland earthquake swarm region. *J. Geodyn.* 124, 79–92. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2019.01.010>
- Heinicke, J., Woith, H., Alexandrakakis, C., Buske, S., Telesca, L., 2018. Can hydroseismicity explain recurring earthquake swarms in NW-Bohemia? *Geophys. J. Int.* 212, 211–228. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx412>
- Hensch, M., Riedel, C., Reinhardt, J., Dahm, T., 2008. Hypocenter migration of fluid-induced earthquake swarms in the Tjörnes Fracture Zone (North Iceland). *Tectonophysics* 447, 80–94. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.07.015>
- Hillers, G., Carlson, J.M., Archuleta, R.J., 2009. Seismicity in a model governed by competing frictional weakening and healing mechanisms. *Geophys. J. Int.* 178, 1363–1383. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04217.x>
- Hincks, T., Aspinall, W., Cooke, R., Gernon, T., 2018. Oklahoma’s induced seismicity strongly linked to wastewater injection depth. *Science* 359, 1251–1255. <https://doi.org/10.1126/science.aap7911>
- Holland, A.A., 2013. Earthquakes Triggered by Hydraulic Fracturing in South-Central Oklahoma. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 103, 1784–1792. <https://doi.org/10.1785/0120120109>
- Hopp, C., Sewell, S., Mroczek, S., Savage, M., Townend, J., 2019. Seismic response to injection well stimulation in a high-temperature, high-permeability reservoir. *Geochem. Geophys. Geosystems* 20, 2848–2871. <https://doi.org/10.1029/2019GC008243>
- Hough, S.E., Page, M., 2015. A Century of Induced Earthquakes in Oklahoma? *Bull. Seismol. Soc. Am.* 105, 2863–2870. <https://doi.org/10.1785/0120150109>
- Hsieh, P.A., 1996. Deformation-Induced Changes in Hydraulic Head During Ground-Water Withdrawal. *Ground Water* 34, 1082–1089. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1996.tb02174.x>

- Huang, Q., 2006. Seismicity changes associated with the 2000 earthquake swarm in the Izu Island region. *J. Asian Earth Sci.* 26, 509–517. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.11.005>
- Huang, Y., De Barros, L., Cappa, F., 2019. Illuminating the Rupturing of Microseismic Sources in an Injection-Induced Earthquake Experiment. *Geophys. Res. Lett.* 46. <https://doi.org/10.1029/2019GL083856>
- Hudson, T.S., White, R.S., Greenfield, T., Ágústsdóttir, T., Brisbane, A., Green, R.G., 2017. Deep crustal melt plumbing of Bárðarbunga volcano, Iceland. *Geophys. Res. Lett.* 44, 8785–8794. <https://doi.org/10.1002/2017GL074749>
- Hummel, N., Müller, T.M., 2009. Microseismic signatures of non-linear pore-fluid pressure diffusion. *Geophys. J. Int.* 179, 1558–1565. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04373.x>
- Husen, S., Bachmann, C., Giardini, D., 2007. Locally triggered seismicity in the central Swiss Alps following the large rainfall event of August 2005. *Geophys. J. Int.* 171, 1126–1134. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03561.x>
- Ida, Y., 1972. Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy. *J. Geophys. Res.* 77, 3796–3805. <https://doi.org/10.1029/JB077i020p03796>
- Igonin, N., Verdon, J.P., Kendall, J.-M., Eaton, D.W., 2019. The importance of pre-existing fracture networks for fault reactivation during hydraulic fracturing (preprint). *Geophysics*. <https://doi.org/10.1002/essoar.10500976.1>
- Ikari, M.J., Marone, C., Saffer, D.M., 2011. On the relation between fault strength and frictional stability. *Geology* 39, 83–86. <https://doi.org/10.1130/G31416.1>
- Ikari, M.J., Saffer, D.M., Marone, C., 2007. Effect of hydration state on the frictional properties of montmorillonite-based fault gouge. *J. Geophys. Res.* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JB004748>
- Itasca Consulting Group, Inc., 2016. 3DEC — Three-Dimensional Distinct Element Code. Minneapolis: Itasca.
- Izadi, G., Elsworth, D., 2015. The influence of thermal-hydraulic-mechanical- and chemical effects on the evolution of permeability, seismicity and heat production in geothermal reservoirs. *Geothermics* 53, 385–395. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.08.005>
- Jaeger, J.C., Cook, N.G., 1984. Fundamentals of rock mechanics, 3. ed., repr. ed, Science paperbacks. Chapman and Hall, London.
- Jeanne, P., Guglielmi, Y., Lamarche, J., Cappa, F., Marié, L., 2012. Architectural characteristics and petrophysical properties evolution of a strike-slip fault zone in a fractured porous carbonate reservoir. *J. Struct. Geol.* 44, 93–109. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.08.016>
- Jeanne, P., Guglielmi, Y., Rutqvist, J., Nussbaum, C., Birkholzer, J., 2018. Permeability Variations Associated With Fault Reactivation in a Claystone Formation Investigated by Field Experiments and Numerical Simulations. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123, 1694–1710. <https://doi.org/10.1002/2017JB015149>
- Jennings, A.R., Sprawls, B.T., 1977. Successful Stimulation in the Cotton Valley Sandstone - A Low-Permeability Reservoir. *J. Pet. Technol.* 29, 1267–1276. <https://doi.org/10.2118/5627-PA>

- Jiménez, M.-J., García-Fernández, M., 2000. Occurrence of shallow earthquakes following periods of intense rainfall in Tenerife, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103, 463–468. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00237-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00237-7)
- Jin, L., Zoback, M.D., 2018a. Hydromechanical–Stochastic Modeling of Fluid-Induced Seismicity in Fractured Poroelastic Media. <https://doi.org/10.31223/osf.io/8ynm7>
- Jin, L., Zoback, M.D., 2018b. Modeling Induced Seismicity: Inter-Seismic Quasi-Static Triggering in A Discretely Fractured Poroelastic Medium. Presented at the 2nd International Conference on Discrete Fracture Network Engineering, American Rock Mechanics Association (ARMA), Seattle, WA.
- Johnson, K.M., Hilley, G.E., Bürgmann, R., 2007. Influence of lithosphere viscosity structure on estimates of fault slip rate in the Mojave region of the San Andreas fault system. *J. Geophys. Res.* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JB004842>
- Juanes, R., Jha, B., Hager, B.H., Shaw, J.H., Plesch, A., Astiz, L., Dieterich, J.H., Frohlich, C., 2016. Were the May 2012 Emilia-Romagna earthquakes induced? A coupled flow-geomechanics modeling assessment. *Geophys. Res. Lett.* 43, 6891–6897. <https://doi.org/10.1002/2016GL069284>
- Kaieda, H., Sasaki, S., Wyborn, D., 2010. Comparison of characteristics of micro-earthquakes observed during hydraulic stimulation operations in Ogachi, Hijiori and Cooper Basin HDR projects. Presented at the Proceedings of the World Geothermal Congress.
- Kanamori, H., Rivera, L., 2006. Energy partitioning during an earthquake, in: Abercrombie, R., McGarr, A., Kanamori, H., Di Toro, G. (Eds.), *Geophysical Monograph Series*. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 3–13. <https://doi.org/10.1029/170GM03>
- Kanamori, H., Anderson, D., 1975. Theoretical Basis of Some Empirical Relations in Seismology. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 65, 1073–1095.
- Kaneko, Y., Ampuero, J.-P., 2011. A mechanism for preseismic steady rupture fronts observed in laboratory experiments. *Geophys. Res. Lett.* 38. <https://doi.org/10.1029/2011GL049953>
- Kaneko, Y., Ampuero, J.-P., Lapusta, N., 2011. Spectral-element simulations of long-term fault slip: Effect of low-rigidity layers on earthquake-cycle dynamics. *J. Geophys. Res.* 116. <https://doi.org/10.1029/2011JB008395>
- Kaneko, Y., Lapusta, N., 2008. Variability of earthquake nucleation in continuum models of rate-and-state faults and implications for aftershock rates. *J. Geophys. Res.* 113. <https://doi.org/10.1029/2007JB005154>
- Kaneko, Y., Nielsen, S.B., Carpenter, B.M., 2016. The onset of laboratory earthquakes explained by nucleating rupture on a rate-and-state fault. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 6071–6091. <https://doi.org/10.1002/2016JB013143>
- Kato, N., 2004. Interaction of slip on asperities: Numerical simulation of seismic cycles on a two-dimensional planar fault with nonuniform frictional property. *J. Geophys. Res.* 109. <https://doi.org/10.1029/2004JB003001>
- Kaven, J.O., Hickman, S.H., McGarr, A.F., Ellsworth, W.L., 2015. Surface Monitoring of Microseismicity at the Decatur, Illinois, CO₂ Sequestration Demonstration Site. *Seismol. Res. Lett.* 86, 1096–1101. <https://doi.org/10.1785/0220150062>

- Kaven, J.O., Hickman, S.H., McGarr, A.F., Walter, S., Ellsworth, W.L., 2014. Seismic monitoring at the Decatur, IL, CO₂ sequestration demonstration site. *Energy Procedia* 63, 4264–4272. <https://doi.org/10.1016/j.egypro.2014.11.461>
- Kawai, K., Sakuma, H., Katayama, I., Tamura, K., 2015. Frictional characteristics of single and polycrystalline muscovite and influence of fluid chemistry. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 120, 6209–6218. <https://doi.org/10.1002/2015JB012286>
- Keranen, K.M., Savage, H.M., Abers, G.A., Cochran, E.S., 2013. Potentially induced earthquakes in Oklahoma, USA: Links between wastewater injection and the 2011 Mw 5.7 earthquake sequence. *Geology* 41, 699–702. <https://doi.org/10.1130/G34045.1>
- Keranen, K.M., Weingarten, M., 2018. Induced Seismicity. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 46, 149–174. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-082517-010054>
- Keranen, K.M., Weingarten, M., Abers, G.A., Bekins, B.A., Ge, S., 2014. Sharp increase in central Oklahoma seismicity since 2008 induced by massive wastewater injection. *Science* 345, 448–451. <https://doi.org/10.1126/science.1255802>
- Kilgore, B.D., Blanpied, M.L., Dieterich, J.H., 1993. Velocity dependent friction of granite over a wide range of conditions. *Geophys. Res. Lett.* 20, 903–906. <https://doi.org/10.1029/93GL00368>
- Kim, K.-H., Ree, J.-H., Kim, Y., Kim, S., Kang, S.Y., Seo, W., 2018. Assessing whether the 2017 M_w 5.4 Pohang earthquake in South Korea was an induced event. *Science* 360, 1007–1009. <https://doi.org/10.1126/science.aat6081>
- Kim, W.-Y., 2013. Induced seismicity associated with fluid injection into a deep well in Youngstown, Ohio. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 3506–3518. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50247>
- King Hubbert, M., Rubey, W.W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.* 70, 115. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1959\)70\[115:ROFPIM\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1959)70[115:ROFPIM]2.0.CO;2)
- Klee, G., Rummel, F., 2002. Rock stress measurements at the Äspö HRL. Hydraulic fracturing in boreholes KA2599G01 and KF0093A01. (No. IPR-02-02), International Progress Report. Stockholm.
- Kohli, A.H., Zoback, M.D., 2013. Frictional properties of shale reservoir rocks. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 5109–5125. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50346>
- Kolawole, F., Johnston, C.S., Morgan, C.B., Chang, J.C., Marfurt, K.J., Lockner, D.A., Reches, Z., Carpenter, B.M., 2019. The susceptibility of Oklahoma’s basement to seismic reactivation. *Nat. Geosci.* 12, 839–844. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0440-5>
- Kozłowska, M., Brudzinski, M.R., Friberg, P., Skoumal, R.J., Baxter, N.D., Currie, B.S., 2018. Maturity of nearby faults influences seismic hazard from hydraulic fracturing. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 115, E1720–E1729. <https://doi.org/10.1073/pnas.1715284115>
- Kraft, T., Deichmann, N., 2014. High-precision relocation and focal mechanism of the injection-induced seismicity at the Basel EGS. *Geothermics* 52, 59–73. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.05.014>
- Kraft, T., Mai, P.M., Wiemer, S., Deichmann, N., Ripperger, J., Kästli, P., Bachmann, C., Fäh, D., Wössner, J., Giardini, D., 2009. Enhanced Geothermal Systems: Mitigating Risk in Urban Areas. *Eos Trans. Am. Geophys. Union* 90, 273. <https://doi.org/10.1029/2009EO320001>

- Kraft, T., Wassermann, J., Schmedes, E., Igel, H., 2006. Meteorological triggering of earthquake swarms at Mt. Hochstaufen, SE-Germany. *Tectonophysics* 424, 245–258. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.03.044>
- Krietsch, H., Gischig, V., Evans, K., Doetsch, J., Dutler, N.O., Valley, B., Amann, F., 2019. Stress Measurements for an In Situ Stimulation Experiment in Crystalline Rock: Integration of Induced Seismicity, Stress Relief and Hydraulic Methods. *Rock Mech. Rock Eng.* 52, 517–542. <https://doi.org/10.1007/s00603-018-1597-8>
- Krietsch, H., Doetsch, J., Dutler, N., Jalali, M., Gischig, V., Loew, S., Amann, F., 2018. Comprehensive geological dataset describing a crystalline rock mass for hydraulic stimulation experiments. *Sci. Data* 5. <https://doi.org/10.1038/sdata.2018.269>
- Kroll, K.A., Cochran, E.S., Murray, K.E., 2017. Poroelastic Properties of the Arbuckle Group in Oklahoma Derived from Well Fluid Level Response to the 3 September 2016 M_w 5.8 Pawnee and 7 November 2016 M_w 5.0 Cushing Earthquakes. *Seismol. Res. Lett.* 88, 963–970. <https://doi.org/10.1785/0220160228>
- Kwiatek, G., Plenkers, K., Martínez-Garzón, P., Leonhardt, M., Zang, A., Dresen, G., 2017. New Insights into Fracture Process through In-Situ Acoustic Emission Monitoring During Fatigue Hydraulic Fracture Experiment in Äspö Hard Rock Laboratory. *Procedia Eng.* 191, 618–622. <https://doi.org/10.1016/j.proeng.2017.05.225>
- Kwiatek, G., Saarno, T., Ader, T., Bluemle, F., Bohnhoff, M., Chendorain, M., Dresen, G., Heikkinen, P., Kukkonen, I., Leary, P., Leonhardt, M., Malin, P., Martínez-Garzón, P., Passmore, K., Passmore, P., Valenzuela, S., Wollin, C., 2019. Controlling fluid-induced seismicity during a 6.1-km-deep geothermal stimulation in Finland. *Sci. Adv.* 5, eaav7224. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aav7224>
- Lambert, V., Barbot, S., 2016. Contribution of viscoelastic flow in earthquake cycles within the lithosphere-asthenosphere system. *Geophys. Res. Lett.* 43, 10,142–10,154. <https://doi.org/10.1002/2016GL070345>
- Lambert, J., Levret-Albaret, A., Cushing, M., Durouchoux, C., 1996. Mille ans de séismes en France (catalogue d'épicentres, paramètres et références)., Ouest éditions. ed.
- Lapusta, N., Liu, Y., 2009. Three-dimensional boundary integral modeling of spontaneous earthquake sequences and aseismic slip. *J. Geophys. Res.* 114. <https://doi.org/10.1029/2008JB005934>
- Lapusta, N., Rice, J.R., Ben-Zion, Y., Zheng, G., 2000. Elastodynamic analysis for slow tectonic loading with spontaneous rupture episodes on faults with rate- and state-dependent friction. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105, 23765–23789. <https://doi.org/10.1029/2000JB900250>
- Latham, J.-P., Xiang, J., Belayneh, M., Nick, H.M., Tsang, C.-F., Blunt, M.J., 2013. Modelling stress-dependent permeability in fractured rock including effects of propagating and bending fractures. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 57, 100–112. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2012.08.002>
- Latour, S., Schubnel, A., Nielsen, S., Madariaga, R., Vinciguerra, S., 2013. Characterization of nucleation during laboratory earthquakes. *Geophys. Res. Lett.* 40, 5064–5069. <https://doi.org/10.1002/grl.50974>
- Leclère, H., Daniel, G., Fabbri, O., Cappa, F., Thouvenot, F., 2013. Tracking fluid pressure buildup from focal mechanisms during the 2003-2004 Ubaye seismic swarm, France. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 4461–4476. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50297>

- Leclère, H., Fabbri, O., Daniel, G., Cappa, F., 2012. Reactivation of a strike-slip fault by fluid overpressuring in the southwestern French-Italian Alps: Reactivation of a strike-slip fault. *Geophys. J. Int.* 189, 29–37. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05345.x>
- Lee, H.S., Cho, T.F., 2002. Hydraulic Characteristics of Rough Fractures in Linear Flow under Normal and Shear Load. *Rock Mech. Rock Eng.* 35, 299–318. <https://doi.org/10.1007/s00603-002-0028-y>
- Lee, K.-K., Ellsworth, W.L., Giardini, D., Townend, J., Ge, S., Shimamoto, T., Yeo, I.-W., Kang, T.-S., Rhie, J., Sheen, D.-H., Chang, C., Woo, J.-U., Langenbruch, C., 2019. Managing injection-induced seismic risks. *Science* 364, 730–732. <https://doi.org/10.1126/science.aax1878>
- Lei, Q., Latham, J.-P., Xiang, J., 2016. Implementation of an Empirical Joint Constitutive Model into Finite-Discrete Element Analysis of the Geomechanical Behaviour of Fractured Rocks. *Rock Mech. Rock Eng.* 49, 4799–4816. <https://doi.org/10.1007/s00603-016-1064-3>
- Lei, Q., Latham, J.-P., Xiang, J., Tsang, C.-F., Lang, P., Guo, L., 2014. Effects of geomechanical changes on the validity of a discrete fracture network representation of a realistic two-dimensional fractured rock. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 70, 507–523. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2014.06.001>
- Lei, X., 2011. Possible roles of the Zipingpu Reservoir in triggering the 2008 Wenchuan earthquake. *J. Asian Earth Sci.* 40, 844–854. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.05.004>
- Lei, X., Ma, S., Chen, W., Pang, C., Zeng, J., Jiang, B., 2013. A detailed view of the injection-induced seismicity in a natural gas reservoir in Zigong, southwestern Sichuan Basin, China. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 4296–4311. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50310>
- Lengliné, O., Boubacar, M., Schmittbuhl, J., 2017. Seismicity related to the hydraulic stimulation of GRT1, Rittershoffen, France. *Geophys. J. Int.* ggw490. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw490>
- Li, X., Main, I., Jupe, A., 2018. Induced seismicity at the UK ‘hot dry rock’ test site for geothermal energy production. *Geophys. J. Int.* 214, 331–344. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy135>
- Lindenfeld, M., Rümpler, G., Link, K., Koehn, D., Batte, A., 2012. Fluid-triggered earthquake swarms in the Rwenzori region, East African Rift—Evidence for rift initiation. *Tectonophysics* 566–567, 95–104. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.07.010>
- Linker, M.F., Dieterich, J.H., 1992. Effects of variable normal stress on rock friction: Observations and constitutive equations. *J. Geophys. Res.* 97, 4923. <https://doi.org/10.1029/92JB00017>
- Liu, S., Xu, L., Talwani, P., 2011. Reservoir-induced seismicity in the Danjiangkou Reservoir: a quantitative analysis. *Geophys. J. Int.* 185, 514–528. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.04959.x>
- Llenos, A.L., McGuire, J.J., 2011. Detecting aseismic strain transients from seismicity data. *J. Geophys. Res.* 116, B06305. <https://doi.org/10.1029/2010JB007537>
- Lohman, R.B., McGuire, J.J., 2007. Earthquake swarms driven by aseismic creep in the Salton Trough, California. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JB004596>

- López-Comino, J.A., Cesca, S., Heimann, S., Grigoli, F., Milkereit, C., Dahm, T., Zang, A., 2017. Characterization of Hydraulic Fractures Growth During the Äspö Hard Rock Laboratory Experiment (Sweden). *Rock Mech. Rock Eng.* 50, 2985–3001. <https://doi.org/10.1007/s00603-017-1285-0>
- Lui, S.K.Y., Lapusta, N., 2016. Repeating microearthquake sequences interact predominantly through postseismic slip. *Nat. Commun.* 7. <https://doi.org/10.1038/ncomms13020>
- Lund Snee, J.-E., Zoback, M.D., 2016. State of stress in Texas: Implications for induced seismicity. *Geophys. Res. Lett.* 43, 10,208–10,214. <https://doi.org/10.1002/2016GL070974>
- Luo, Y., Ampuero, J.-P., 2018. Stability of faults with heterogeneous friction properties and effective normal stress. *Tectonophysics* 733, 257–272. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.006>
- Ma, S., Custódio, S., Archuleta, R.J., Liu, P., 2008. Dynamic modeling of the 2004 M_w 6.0 Parkfield, California, earthquake. *J. Geophys. Res.* 113. <https://doi.org/10.1029/2007JB005216>
- Madariaga, R., 2015. Seismic Source Theory, in: *Treatise on Geophysics*. Elsevier, pp. 51–71. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00070-1>
- Madariaga, R., 1979. On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity. *J. Geophys. Res.* 84, 2243. <https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02243>
- Madariaga, R., 1977. High-frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting. *Geophys. J. Int.* 51, 625–651. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1977.tb04211.x>
- Madariaga, R., 1976. Dynamics of an Expanding Circular Fault. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 66, 639–666.
- Maghsoudi, S., Baró, J., Kent, A., Eaton, D., Davidsen, J., 2018. Interevent Triggering in Microseismicity Induced by Hydraulic Fracturing. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 108, 1133–1146. <https://doi.org/10.1785/0120170368>
- Mai, P.M., Beroza, G.C., 2002. A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 107, ESE 10-1–ESE 10-21. <https://doi.org/10.1029/2001JB000588>
- Malagnini, L., Lucente, F.P., De Gori, P., Akinci, A., Munafo', I., 2012. Control of pore fluid pressure diffusion on fault failure mode: Insights from the 2009 L'Aquila seismic sequence *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117. <https://doi.org/10.1029/2011JB008911>
- Manighetti, I., Caulet, C., De Barros, L., Perrin, C., Cappa, F., Gaudemer, Y., 2015. Generic along-strike segmentation of Afar normal faults, East Africa: Implications on fault growth and stress heterogeneity on seismogenic fault planes. *Geochem. Geophys. Geosystems* 16, 443–467. <https://doi.org/10.1002/2014GC005691>
- Marone, C., 1998. Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 26, 643–696. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.26.1.643>
- Marone, C., Raleigh, C.B., Scholz, C.H., 1990. Frictional behavior and constitutive modeling of simulated fault gouge. *J. Geophys. Res.* 95, 7007. <https://doi.org/10.1029/JB095iB05p07007>
- Marsan, D., Wyss, M., 2011. Seismicity rate changes. <https://doi.org/10.5078/CORSSA-25837590>

- Marsh S, Holland A. 2016. Comprehensive fault database and interpretive fault map of Oklahoma. Open-File Rep. OF2, Okla. Geol. Surv., Norman
- Massin, F., Ferrazzini, V., Bachèlery, P., Nercessian, A., Duputel, Z., Staudacher, T., 2011. Structures and evolution of the plumbing system of Piton de la Fournaise volcano inferred from clustering of 2007 eruptive cycle seismicity. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 202, 96–106. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.01.008>
- Maxwell, S.C., Chorney, D., Goodfellow, S.D., 2015. Microseismic geomechanics of hydraulic-fracture networks: Insights into mechanisms of microseismic sources. *Lead. Edge* 34, 904–910. <https://doi.org/10.1190/tle34080904.1>
- Maxwell, S.C., Jones, M., Parker, R., Miong, S., Leaney, S., Dorval, D., D'Amico, D., Logel, J., Anderson, E., Hammermaster, K., 2009. Fault activation during hydraulic fracturing, in: SEG Technical Program Expanded Abstracts 2009. Presented at the SEG Technical Program Expanded Abstracts 2009, Society of Exploration Geophysicists, pp. 1552–1556. <https://doi.org/10.1190/1.3255145>
- McClure, M.W., 2015. Generation of large postinjection-induced seismic events by backflow from dead-end faults and fractures. *Geophys. Res. Lett.* 42, 6647–6654. <https://doi.org/10.1002/2015GL065028>
- McClure, M.W., Horne, R.N., 2011. Investigation of injection-induced seismicity using a coupled fluid flow and rate/state friction model. *Geophysics* 76, WC181–WC198. <https://doi.org/10.1190/geo2011-0064.1>
- McClure, M.W., Horne, R.N., 2010. Discrete fracture modeling of hydraulic stimulation in enhanced geothermal systems. Presented at the Proceedings of the 35th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering.
- McGarr, A., 2014. Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection: Limits on fluid injection earthquakes. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 119, 1008–1019. <https://doi.org/10.1002/2013JB010597>
- McGarr, A., 1976. Seismic moments and volume changes. *J. Geophys. Res.* 81, 1487–1494. <https://doi.org/10.1029/JB081i008p01487>
- McGarr, A., Barbour, A.J., 2018. Injection-Induced Moment Release Can Also Be Aseismic. *Geophys. Res. Lett.* 45, 5344–5351. <https://doi.org/10.1029/2018GL078422>
- McGarr, A., Simpson, D., Seeber, L., 2002. Case histories of induced and triggered seismicity, in: *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*. Academic Press, San Francisco, Calif., pp. 647–661.
- McLaskey, G.C., Kilgore, B.D., 2013. Foreshocks during the nucleation of stick-slip instability. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 2982–2997. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50232>
- McNamara, D.E., Benz, H.M., Herrmann, R.B., Bergman, E.A., Earle, P., Holland, A., Baldwin, R., Gassner, A., 2015. Earthquake hypocenters and focal mechanisms in central Oklahoma reveal a complex system of reactivated subsurface strike-slip faulting: Earthquake Source Parameters in Oklahoma. *Geophys. Res. Lett.* 42, 2742–2749. <https://doi.org/10.1002/2014GL062730>
- McNutt, S.R., 2005. Volcanic seismology. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 33, 461–491. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122459>

- McNutt, S.R., 1996. Seismic Monitoring and Eruption Forecasting of Volcanoes: A Review of the State-of-the-Art and Case Histories, in: *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 99–146. https://doi.org/10.1007/978-3-642-80087-0_3
- Megies, T., Wassermann, J., 2014. Microseismicity observed at a non-pressure-stimulated geothermal power plant. *Geothermics* 52, 36–49. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.01.002>
- Mesimeri, M., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Tsaklidis, G., Tsapanos, T., 2017. Detailed microseismicity study in the area of Florina (Greece): Evidence for fluid driven seismicity. *Tectonophysics* 694, 424–435. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.027>
- Miller, S.A., 2008. Note on rain-triggered earthquakes and their dependence on karst geology. *Geophys. J. Int.* 173, 334–338. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03735.x>
- Morgan, B.C., Murray, K.E., 2015. Characterizing Small-Scale Permeability of the Arbuckle Group, Oklahoma. <https://doi.org/10.13140/2.1.3512.6569>
- Mousavi, S.M., Ogwari, P.O., Horton, S.P., Langston, C.A., 2017. Spatio-temporal evolution of frequency-magnitude distribution and seismogenic index during initiation of induced seismicity at Guy-Greenbrier, Arkansas. *Phys. Earth Planet. Inter.* 267, 53–66. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2017.04.005>
- Nichols, M.L., Malone, S.D., Moran, S.C., Thelen, W.A., Vidale, J.E., 2011. Deep long-period earthquakes beneath Washington and Oregon volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 200, 116–128. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.12.005>
- Nicol, A., Carne, R., Gerstenberger, M., Christophersen, A., 2011. Induced seismicity and its implications for CO₂ storage risk. *Energy Procedia* 4, 3699–3706. <https://doi.org/10.1016/j.egypro.2011.02.302>
- Nielsen, S., Taddeucci, J., Vinciguerra, S., 2010. Experimental observation of stick-slip instability fronts. *Geophys. J. Int.* 180, 697–702. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04444.x>
- Noël, C., Passelègue, F.X., Giorgetti, C., Violay, M., 2019. Fault Reactivation During Fluid Pressure Oscillations: Transition From Stable to Unstable Slip. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 124, 10940–10953. <https://doi.org/10.1029/2019JB018517>
- Noël, C., Pimienta, L., Violay, M., 2019. Time-Dependent Deformations of Sandstone During Pore Fluid Pressure Oscillations: Implications for Natural and Induced Seismicity. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 124, 801–821. <https://doi.org/10.1029/2018JB016546>
- Noir, J., Jacques, E., Békri, S., Adler, P.M., Tapponnier, P., King, G.C.P., 1997. Fluid flow triggered migration of events in the 1989 Dobi Earthquake sequence of central Afar. *Geophys. Res. Lett.* 24, 2335–2338. <https://doi.org/10.1029/97GL02182>
- Norbeck, J.H., Horne, R.N., 2018. Maximum magnitude of injection-induced earthquakes: A criterion to assess the influence of pressure migration along faults. *Tectonophysics* 733, 108–118. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.028>
- Norbeck, J.H., Horne, R.N., 2016. Evidence for a transient hydromechanical and frictional faulting response during the 2011 M_w 5.6 Prague, Oklahoma earthquake sequence. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 8688–8705. <https://doi.org/10.1002/2016JB013148>
- Ohnaka, M., 1992. Earthquake source nucleation: A physical model for short-term precursors. *Tectonophysics* 211, 149–178. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90057-D](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90057-D)

- Ohnaka, M., Akatsu, M., Mochizuki, H., Odedra, A., Tagashira, F., Yamamoto, Y., 1997. A constitutive law for the shear failure of rock under lithospheric conditions. *Tectonophysics* 277, 1–27. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00075-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00075-9)
- Ohnaka, M., Shen, L., 1999. Scaling of the shear rupture process from nucleation to dynamic propagation: Implications of geometric irregularity of the rupturing surfaces. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 104, 817–844. <https://doi.org/10.1029/1998JB900007>
- Okazaki, K., Katayama, I., Takahashi, M., 2013. Effect of pore fluid pressure on the frictional strength of antigorite serpentinite. *Tectonophysics* 583, 49–53. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.10.017>
- Olsen-Kettle, L.M., Weatherley, D., Saez, E., Gross, L., Mühlhaus, H.-B., Xing, H.L., 2008. Analysis of slip-weakening frictional laws with static restrengthening and their implications on the scaling, asymmetry, and mode of dynamic rupture on homogeneous and bimaterial interfaces. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 113. <https://doi.org/10.1029/2007JB005454>
- Olsson, R., Barton, N., 2001. An improved model for hydromechanical coupling during shearing of rock joints. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 38, 317–329. [https://doi.org/10.1016/S1365-1609\(00\)00079-4](https://doi.org/10.1016/S1365-1609(00)00079-4)
- Ozawa, S., Suito, H., Tobita, M., 2007. Occurrence of quasi-periodic slow-slip off the east coast of the Boso peninsula, Central Japan. *Earth Planets Space* 59, 1241–1245. <https://doi.org/10.1186/BF03352072>
- Pacchiani, F., Lyon-Caen, H., 2010. Geometry and spatio-temporal evolution of the 2001 Agios Ioanis earthquake swarm (Corinth Rift, Greece). *Geophys. J. Int.* 180, 59–72. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04409.x>
- Palmer, A.C., Rice, J.R., 1973. The Growth of Slip Surfaces in the Progressive Failure of Over-Consolidated Clay. *Proc. R. Soc. Math. Phys. Eng. Sci.* 332, 527–548. <https://doi.org/10.1098/rspa.1973.0040>
- Pampillón, P., Santillán, D., Mosquera, J.C., Cueto-Felgueroso, L., 2018. Dynamic and Quasi-Dynamic Modeling of Injection-Induced Earthquakes in Poroelastic Media. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123, 5730–5759. <https://doi.org/10.1029/2018JB015533>
- Parotidis, M., Rothert, E., Shapiro, S.A., 2003. Pore-pressure diffusion: A possible triggering mechanism for the earthquake swarms 2000 in Vogtland/NW-Bohemia, central Europe. *Geophys. Res. Lett.* 30. <https://doi.org/10.1029/2003GL018110>
- Parotidis, M., Shapiro, S.A., Rothert, E., 2005. Evidence for triggering of the Vogtland swarms 2000 by pore pressure diffusion. *J. Geophys. Res.* 110. <https://doi.org/10.1029/2004JB003267>
- Passelègue, François.X., Brantut, N., Mitchell, T.M., 2018. Fault Reactivation by Fluid Injection: Controls From Stress State and Injection Rate. *Geophys. Res. Lett.* 45. <https://doi.org/10.1029/2018GL080470>
- Pei, S., Peng, Z., Chen, X., 2018. Locations of Injection-Induced Earthquakes in Oklahoma Controlled by Crustal Structures. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123, 2332–2344. <https://doi.org/10.1002/2017JB014983>
- Peltier, A., Staudacher, T., Bachèlery, P., Cayol, V., 2009. Formation of the April 2007 caldera collapse at Piton de La Fournaise volcano: Insights from GPS data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 184, 152–163. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.09.009>

- Perfettini, H., Schmittbuhl, J., Rice, J.R., Cocco, M., 2001. Frictional response induced by time-dependent fluctuations of the normal loading. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 106, 13455–13472. <https://doi.org/10.1029/2000JB900366>
- Perrin, C., Manighetti, I., Ampuero, J.-P., Cappa, F., Gaudemer, Y., 2016a. Location of largest earthquake slip and fast rupture controlled by along-strike change in fault structural maturity due to fault growth. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 3666–3685. <https://doi.org/10.1002/2015JB012671>
- Perrin, C., Manighetti, I., Gaudemer, Y., 2016b. Off-fault tip splay networks: A genetic and generic property of faults indicative of their long-term propagation. *Comptes Rendus Geosci.* 348, 52–60. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.05.002>
- Perrin, G., Rice, J.R., Zheng, G., 1995. Self-healing slip pulse on a frictional surface. *J. Mech. Phys. Solids* 43, 1461–1495. [https://doi.org/10.1016/0022-5096\(95\)00036-I](https://doi.org/10.1016/0022-5096(95)00036-I)
- Poli, P., Jeria, A.M., Ruiz, S., 2017. The M_w 8.3 Illapel earthquake (Chile): Preseismic and postseismic activity associated with hydrated slab structures. *Geology* 45, 247–250. <https://doi.org/10.1130/G38522.1>
- Pollyea, R.M., Chapman, M.C., Jayne, R.S., Wu, H., 2019. High density oilfield wastewater disposal causes deeper, stronger, and more persistent earthquakes. *Nat. Commun.* 10. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-11029-8>
- Power, J.A., Stihler, S.D., White, R.A., Moran, S.C., 2004. Observations of deep long-period (DLP) seismic events beneath Aleutian arc volcanoes; 1989–2002. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 138, 243–266. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.07.005>
- Pratt, W.E., Johnson, D.W., 1926. Local Subsidence of the Goose Creek Oil Field. *J. Geol.* 34, 577–590. <https://doi.org/10.1086/623352>
- Rabinowicz, E., 1965. *Friction and wear of materials*, 1st ed. ed. Wiley, New York.
- Rabinowicz, E., 1958. The Intrinsic Variables affecting the Stick-Slip Process. *Proc. Phys. Soc.* 71, 668–675. <https://doi.org/10.1088/0370-1328/71/4/316>
- Rabinowicz, E., 1951. The Nature of the Static and Kinetic Coefficients of Friction. *J. Appl. Phys.* 22, 1373–1379. <https://doi.org/10.1063/1.1699869>
- Rice, J., Cocco, M., 2007. Seismic Fault Rheology and Earthquake Dynamics, in: Handy, M.R., Hirth, G., Hovius, N. (Eds.), *Tectonic Faults: Agents of Change on a Dynamic Earth*. The MIT Press, Cambridge, MA, USA, pp. 99–137.
- Rice, J.R., 2006. Heating and weakening of faults during earthquake slip. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 111. <https://doi.org/10.1029/2005JB004006>
- Rice, J.R., 1993. Spatio-temporal complexity of slip on a fault. *J. Geophys. Res.* 98, 9885. <https://doi.org/10.1029/93JB00191>
- Rice, J.R., Ben-Zion, Y., 1996. Slip complexity in earthquake fault models. Presented at the Earthquake Prediction: The Scientific Challenge, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, Irvine, CA, pp. 3811–3818.
- Rice, J.R., Ruina, A.L., 1983. Stability of Steady Frictional Slipping. *J. Appl. Mech.* 50, 343–349. <https://doi.org/10.1115/1.3167042>
- Rice, J.R., Sammis, C.G., Parsons, R., 2005. Off-Fault Secondary Failure Induced by a Dynamic Slip Pulse. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95, 109–134. <https://doi.org/10.1785/0120030166>

- Riffault, J., Dempsey, D., Karra, S., Archer, R., 2018. Microseismicity Cloud Can Be Substantially Larger Than the Associated Stimulated Fracture Volume: The Case of the Parana Enhanced Geothermal System. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. <https://doi.org/10.1029/2017JB015299>
- Rigo, A., Béthoux, N., Masson, F., 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). *Geophys. J. Int.* 173, 473–482. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03718.x>
- Rinaldi, A.P., Nespoli, M., 2017. TOUGH2-seed: A coupled fluid flow and mechanical-stochastic approach to model injection-induced seismicity. *Comput. Geosci.* 108, 86–97. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.12.003>
- Rivet, D., De Barros, L., Guglielmi, Y., Cappa, F., Castilla, R., Henry, P., 2016. Seismic velocity changes associated with aseismic deformations of a fault stimulated by fluid injection: Seismic Speed Changes During Fault Slip. *Geophys. Res. Lett.* 43, 9563–9572. <https://doi.org/10.1002/2016GL070410>
- Ross, Z.E., Cochran, E.S., Trugman, D.T., Smith, J.D., 2020. 3D fault architecture controls the dynamism of earthquake swarms. *Science* 368, 1357–1361. <https://doi.org/10.1126/science.abb0779>
- Ross, Z.E., Rollins, C., Cochran, E.S., Hauksson, E., Avouac, J.-P., Ben-Zion, Y., 2017. Aftershocks driven by afterslip and fluid pressure sweeping through a fault-fracture mesh: Aftershocks From Afterslip and Fluids. *Geophys. Res. Lett.* 44, 8260–8267. <https://doi.org/10.1002/2017GL074634>
- Roth, P., Pavoni, N., Deichmann, N., 1992. Seismotectonics of the eastern Swiss Alps and evidence for precipitation-induced variations of seismic activity. *Tectonophysics* 207, 183–197. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90477-N](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90477-N)
- Rubin, A.M., Ampuero, J.-P., 2005. Earthquake nucleation on (aging) rate and state faults. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 110. <https://doi.org/10.1029/2005JB003686>
- Rubino, V., Rosakis, A.J., Lapusta, N., 2017. Understanding dynamic friction through spontaneously evolving laboratory earthquakes. *Nat. Commun.* 8. <https://doi.org/10.1038/ncomms15991>
- Ruhl, C.J., Abercrombie, R.E., Smith, K.D., Zaliapin, I., 2016. Complex spatiotemporal evolution of the 2008 M_w 4.9 Mogul earthquake swarm (Reno, Nevada): Interplay of fluid and faulting. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 8196–8216. <https://doi.org/10.1002/2016JB013399>
- Ruina, A., 1983. Slip instability and state variable friction laws. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 88, 10359–10370. <https://doi.org/10.1029/JB088iB12p10359>
- Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., Vigny, C., Madariaga, R., Campos, J., 2014. Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake. *Science* 345, 1165–1169. <https://doi.org/10.1126/science.1256074>
- Ruiz-Barajas, S., Sharma, N., Convertito, V., Zollo, A., Benito, B., 2017. Temporal evolution of a seismic sequence induced by a gas injection in the Eastern coast of Spain. *Sci. Rep.* 7. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-02773-2>
- Rundle, J.B., Kanamori, H., 1987. Application of an inhomogeneous stress (patch) model to complex subduction zone earthquakes: A discrete interaction matrix approach. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 92, 2606–2616. <https://doi.org/10.1029/JB092iB03p02606>

- Ruppert, N.A., Prejean, S., Hansen, R.A., 2011. Seismic swarm associated with the 2008 eruption of Kasatochi Volcano, Alaska: Earthquake locations and source parameters. *J. Geophys. Res.* 116, B00B07. <https://doi.org/10.1029/2010JB007435>
- Rutledge, J.T., Phillips, W.S., 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. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 94, 1817–1830. <https://doi.org/10.1785/012003257>
- Rutqvist, J., 2012. The Geomechanics of CO₂ Storage in Deep Sedimentary Formations. *Geotech. Geol. Eng.* 30, 525–551. <https://doi.org/10.1007/s10706-011-9491-0>
- Rutqvist, J., Rinaldi, A.P., Cappa, F., Moridis, G.J., 2015. Modeling of fault activation and seismicity by injection directly into a fault zone associated with hydraulic fracturing of shale-gas reservoirs. *J. Pet. Sci. Eng.* 127, 377–386. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2015.01.019>
- Rutqvist, J., Stephansson, O., 2003. The role of hydromechanical coupling in fractured rock engineering. *Hydrogeol. J.* 11, 7–40. <https://doi.org/10.1007/s10040-002-0241-5>
- Rutter, E., Hackston, A., 2017. On the effective stress law for rock-on-rock frictional sliding, and fault slip triggered by means of fluid injection. *Philos. Trans. R. Soc. Math. Phys. Eng. Sci.* 375, 20160001. <https://doi.org/10.1098/rsta.2016.0001>
- Saar, M.O., Manga, M., 2003. Seismicity induced by seasonal groundwater recharge at Mt. Hood, Oregon. *Earth Planet. Sci. Lett.* 214, 605–618. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00418-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00418-7)
- Sachpazi, M., Laigle, M., Charalampakis, M., Diaz, J., Kissling, E., Gesret, A., Becel, A., Flueh, E., Miles, P., Hirn, A., 2016. Segmented Hellenic slab rollback driving Aegean deformation and seismicity. *Geophys. Res. Lett.* 43, 651–658. <https://doi.org/10.1002/2015GL066818>
- Samuelson, J., Spiers, C.J., 2012. Fault friction and slip stability not affected by Co₂ storage: Evidence from short-term laboratory experiments on North Sea reservoir sandstones and caprocks. *Int. J. Greenh. Gas Control* 11, S78–S90. <https://doi.org/10.1016/j.ijggc.2012.09.018>
- Sawai, M., Niemeijer, A.R., Plümpner, O., Hirose, T., Spiers, C.J., 2016. Nucleation of frictional instability caused by fluid pressurization in subducted blueschist. *Geophys. Res. Lett.* 43, 2543–2551. <https://doi.org/10.1002/2015GL067569>
- Schaff, D.P., Beroza, G.C., Shaw, B.E., 1998. Postseismic response of repeating aftershocks. *Geophys. Res. Lett.* 25, 4549–4552. <https://doi.org/10.1029/1998GL900192>
- Schmittbuhl, J., Lengliné, O., Cornet, F., Cuenot, N., Genter, A., 2014. Induced seismicity in EGS reservoir: the creep route. *Geotherm. Energy* 2. <https://doi.org/10.1186/s40517-014-0014-0>
- Schoenball, M., Ellsworth, W.L., 2017. A Systematic Assessment of the Spatiotemporal Evolution of Fault Activation Through Induced Seismicity in Oklahoma and Southern Kansas. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 122, 10,189–10,206. <https://doi.org/10.1002/2017JB014850>
- Schoenball, M., Walsh, F.R., Weingarten, M., Ellsworth, W.L., 2018. How faults wake up: The Guthrie-Langston, Oklahoma earthquakes. *Lead. Edge* 37, 100–106. <https://doi.org/10.1190/tle37020100.1>

- Scholz, C.H., 2015. On the stress dependence of the earthquake b value. *Geophys. Res. Lett.* 42, 1399–1402. <https://doi.org/10.1002/2014GL062863>
- Scholz, C.H., 1998. Earthquakes and friction laws. *Nature* 391, 37–42. <https://doi.org/10.1038/34097>
- Scholz, C.H., Engelder, J.T., 1976. The role of asperity indentation and ploughing in rock friction — I. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.* 13, 149–154. [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(76\)90819-6](https://doi.org/10.1016/0148-9062(76)90819-6)
- Schorlemmer, D., Wiemer, S., 2005. Microseismicity data forecast rupture area. *Nature* 434, 1086–1086. <https://doi.org/10.1038/4341086a>
- Schorlemmer, D., Wiemer, S., Wyss, M., 2004. Earthquake statistics at Parkfield: 1. Stationarity of b values. *J. Geophys. Res.* 109. <https://doi.org/10.1029/2004JB003234>
- Schultz, R., Atkinson, G., Eaton, D.W., Gu, Y.J., Kao, H., 2018. Hydraulic fracturing volume is associated with induced earthquake productivity in the Duvernay play. *Science* 359, 304–308. <https://doi.org/10.1126/science.aao0159>
- Schultz, R., Stern, V., Novakovic, M., Atkinson, G., Gu, Y.J., 2015. Hydraulic fracturing and the Crooked Lake Sequences: Insights gleaned from regional seismic networks: Crooked Lake earthquakes and fracking. *Geophys. Res. Lett.* 42, 2750–2758. <https://doi.org/10.1002/2015GL063455>
- Scotti, O., Cornet, F.H., 1994. In-situ stress fields and focal mechanism solutions in central France. *Geophys. Res. Lett.* 21, 2345–2348. <https://doi.org/10.1029/94GL02634>
- Scuderi, M.M., Collettini, C., 2016. The role of fluid pressure in induced vs. triggered seismicity: insights from rock deformation experiments on carbonates. *Sci. Rep.* 6. <https://doi.org/10.1038/srep24852>
- Scuderi, M.M., Collettini, C., Marone, C., 2017. Frictional stability and earthquake triggering during fluid pressure stimulation of an experimental fault. *Earth Planet. Sci. Lett.* 477, 84–96. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.08.009>
- Scuderi, M.M., Niemeijer, A.R., Collettini, C., Marone, C., 2013. Frictional properties and slip stability of active faults within carbonate–evaporite sequences: The role of dolomite and anhydrite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 369–370, 220–232. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.03.024>
- Segall, P., 1989. Earthquakes triggered by fluid extraction. *Geology* 17, 942. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0942:ETBFE>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0942:ETBFE>2.3.CO;2)
- Segall, P., Lu, S., 2015. Injection-induced seismicity: Poroelastic and earthquake nucleation effects. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 120, 5082–5103. <https://doi.org/10.1002/2015JB012060>
- Segall, P., Rice, J.R., 1995. Dilatancy, compaction, and slip instability of a fluid-infiltrated fault. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 100, 22155–22171. <https://doi.org/10.1029/95JB02403>
- Segall, P., Rubin, A.M., Bradley, A.M., Rice, J.R., 2010. Dilatant strengthening as a mechanism for slow slip events. *J. Geophys. Res.* 115. <https://doi.org/10.1029/2010JB007449>
- Shah, A.K., Keller, G.R., 2017. Geologic influence on induced seismicity: Constraints from potential field data in Oklahoma: Geologic Influence on Induced Seismicity. *Geophys. Res. Lett.* 44, 152–161. <https://doi.org/10.1002/2016GL071808>

- Shapiro, S.A., 2018. Seismogenic Index of Underground Fluid Injections and Productions. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123, 7983–7997. <https://doi.org/10.1029/2018JB015850>
- Shapiro, S.A., 2015. *Fluid-Induced Seismicity*. Cambridge University Press, Cambridge. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139051132>
- Shapiro, S.A., 2012. Comment on “Role of seepage forces on seismicity triggering” by Alexander Y. Rozhko. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 117. <https://doi.org/10.1029/2011JB008346>
- Shapiro, S.A., Audigane, P., Royer, J.-J., 1999. Large-scale *in situ* permeability tensor of rocks from induced microseismicity. *Geophys. J. Int.* 137, 207–213. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1999.00781.x>
- Shapiro, S.A., Dinske, C., 2009. Fluid-induced seismicity: Pressure diffusion and hydraulic fracturing. *Geophys. Prospect.* 57, 301–310. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2008.00770.x>
- Shapiro, S.A., Dinske, C., Langenbruch, C., Wenzel, F., 2010. Seismogenic index and magnitude probability of earthquakes induced during reservoir fluid stimulations. *Lead. Edge* 29, 304–309. <https://doi.org/10.1190/1.3353727>
- Shapiro, S.A., Huenges, E., Borm, G., 1997. Estimating the crust permeability from fluid-injection-induced seismic emission at the KTB site. *Geophys. J. Int.* 131, F15–F18. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb01215.x>
- Shapiro, S.A., Krüger, O.S., Dinske, C., 2013. Probability of inducing given-magnitude earthquakes by perturbing finite volumes of rocks. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 3557–3575. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50264>
- Shapiro, S.A., Krüger, O.S., Dinske, C., Langenbruch, C., 2011. Magnitudes of induced earthquakes and geometric scales of fluid-stimulated rock volumes. *Geophysics* 76, WC55–WC63. <https://doi.org/10.1190/geo2010-0349.1>
- Shapiro, S.A., Kummerow, J., Dinske, C., Asch, G., Rothert, E., Erzinger, J., Kämpel, H.-J., Kind, R., 2006. Fluid induced seismicity guided by a continental fault: Injection experiment of 2004/2005 at the German Deep Drilling Site (KTB). *Geophys. Res. Lett.* 33. <https://doi.org/10.1029/2005GL024659>
- Shapiro, S.A., Rothert, E., Rath, V., Rindschwentner, J., 2002. Characterization of fluid transport properties of reservoirs using induced microseismicity. *Geophysics* 67, 212–220. <https://doi.org/10.1190/1.1451597>
- Shaw, B.E., 1994. Complexity in a spatially uniform continuum fault model. *Geophys. Res. Lett.* 21, 1983–1986. <https://doi.org/10.1029/94GL01685>
- Shelly, D.R., Hardebeck, J.L., Ellsworth, W.L., Hill, D.P., 2016. A new strategy for earthquake focal mechanisms using waveform-correlation-derived relative polarities and cluster analysis: Application to the 2014 Long Valley Caldera earthquake swarm. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 8622–8641. <https://doi.org/10.1002/2016JB013437>
- Shelly, D.R., Hill, D.P., 2011. Migrating swarms of brittle-failure earthquakes in the lower crust beneath Mammoth Mountain, California. *Geophys. Res. Lett.* 38. <https://doi.org/10.1029/2011GL049336>
- Shimamoto, T., Noda, H., 2014. A friction to flow constitutive law and its application to a 2-D modeling of earthquakes. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 119, 8089–8106. <https://doi.org/10.1002/2014JB011170>

- Shirzaei, M., Ellsworth, W.L., Tiampo, K.F., Gonzalez, P.J., Manga, M., 2016. Surface uplift and time-dependent seismic hazard due to fluid injection in eastern Texas. *Science* 353, 1416–1419. <https://doi.org/10.1126/science.aag0262>
- Skarbek, R.M., Rempel, A.W., Schmidt, D.A., 2012. Geologic heterogeneity can produce aseismic slip transients. *Geophys. Res. Lett.* 39. <https://doi.org/10.1029/2012GL053762>
- Skoumal, R.J., Brudzinski, M.R., Currie, B.S., 2015. Earthquakes Induced by Hydraulic Fracturing in Poland Township, Ohio. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 105, 189–197. <https://doi.org/10.1785/0120140168>
- Socquet, A., Valdes, J.P., Jara, J., Cotton, F., Walpersdorf, A., Cotte, N., Specht, S., Ortega-Culaciati, F., Carrizo, D., Norabuena, E., 2017. An 8 month slow slip event triggers progressive nucleation of the 2014 Chile megathrust. *Geophys. Res. Lett.* 44, 4046–4053. <https://doi.org/10.1002/2017GL073023>
- Spada, M., Tormann, T., Wiemer, S., Enescu, B., 2013. Generic dependence of the frequency-size distribution of earthquakes on depth and its relation to the strength profile of the crust. *Geophys. Res. Lett.* 40, 709–714. <https://doi.org/10.1029/2012GL054198>
- Stark, M.A., Davis, S.D., 1996. Remotely triggered microearthquakes at the Geysers Geothermal Field, California. *Geophys. Res. Lett.* 23, 945–948. <https://doi.org/10.1029/96GL00011>
- Stork, A.L., Verdon, J.P., Kendall, J.-M., 2015. The microseismic response at the In Salah Carbon Capture and Storage (CCS) site. *Int. J. Greenh. Gas Control* 32, 159–171. <https://doi.org/10.1016/j.ijggc.2014.11.014>
- Suckale, J., 2009. Induced Seismicity in Hydrocarbon Fields, in: *Advances in Geophysics*. Elsevier, pp. 55–106. [https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(09\)05107-3](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(09)05107-3)
- Sumy, D.F., Cochran, E.S., Keranen, K.M., Wei, M., Abers, G.A., 2014. Observations of static Coulomb stress triggering of the November 2011 *M* 5.7 Oklahoma earthquake sequence. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 119, 1904–1923. <https://doi.org/10.1002/2013JB010612>
- Talwani, P., Chen, L., Gahalaut, K., 2007. Seismogenic permeability, k_s . *J. Geophys. Res.* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JB004665>
- Tang, L., Zhang, M., Sun, L., Wen, L., 2015. Injection-induced seismicity in a natural gas reservoir in Hutubi, southern Junggar Basin, northwest China. Presented at the AGU Fall Meeting Abstracts.
- Tape, C., Holtkamp, S., Silwal, V., Hawthorne, J., Kaneko, Y., Ampuero, J.P., Ji, C., Ruppert, N., Smith, K., West, M.E., 2018. Earthquake nucleation and fault slip complexity in the lower crust of central Alaska. *Nat. Geosci.* 11, 536–541. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0144-2>
- Terzaghi, K., 1925. *Principles of Soil Mechanics*. Engineering News-Record.
- Terzaghi, K., 1936. Relation Between Soil Mechanics and Foundation Engineering: Presidential Address., in: *Proceedings*. Presented at the First International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Boston, pp. 13–18.
- Tsopela, A., Donzé, F.-V., Guglielmi, Y., Castilla, R., Gout, C., 2019. Hydromechanical reactivation of natural discontinuities: mesoscale experimental observations and DEM modeling. *Acta Geotech.* 14, 1585–1603. <https://doi.org/10.1007/s11440-019-00791-0>

- Tsopela, A., 2018. DEM hydromechanical modeling of fault reactivation (Materials Science). Université Grenoble Alpes.
- Tullis, T.E., Beeler, N.M., Weeks, J.D., 1993. The nature of the evolution effect in rock friction. *Eos Trans Am Geophys Union* 74, 296.
- Tullis, T.E., Weeks, J.D., 1986. Constitutive behavior and stability of frictional sliding of granite. *Pure Appl. Geophys.* 124, 383–414. <https://doi.org/10.1007/BF00877209>
- Ucar, E., Berre, I., Keilegavlen, E., 2018. Three-Dimensional Numerical Modeling of Shear Stimulation of Fractured Reservoirs. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123, 3891–3908. <https://doi.org/10.1029/2017JB015241>
- Ucar, E., Berre, I., Keilegavlen, E., 2017. Postinjection Normal Closure of Fractures as a Mechanism for Induced Seismicity: Postinjection Fracture Closure. *Geophys. Res. Lett.* 44, 9598–9606. <https://doi.org/10.1002/2017GL074282>
- Uenishi, K., Rice, J.R., 2003. Universal nucleation length for slip-weakening rupture instability under nonuniform fault loading. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 108. <https://doi.org/10.1029/2001JB001681>
- Urpi, L., Rinaldi, A.P., Rutqvist, J., Cappa, F., Spiers, C.J., 2016. Dynamic simulation of CO₂-injection-induced fault rupture with slip-rate dependent friction coefficient. *Geomech. Energy Environ.* 7, 47–65. <https://doi.org/10.1016/j.gete.2016.04.003>
- Vallée, M., Nocquet, J.-M., Battaglia, J., Font, Y., Segovia, M., Régnier, M., Mothes, P., Jarrin, P., Cisneros, D., Vaca, S., Yepes, H., Martin, X., Béthoux, N., Chlieh, M., 2013. Intense interface seismicity triggered by a shallow slow slip event in the Central Ecuador subduction zone. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 2965–2981. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50216>
- van der Elst, N.J., Page, M.T., Weiser, D.A., Goebel, T.H.W., Hosseini, S.M., 2016. Induced earthquake magnitudes are as large as (statistically) expected. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 121, 4575–4590. <https://doi.org/10.1002/2016JB012818>
- van der Elst, N.J., Savage, H.M., Keranen, K.M., Abers, G.A., 2013. Enhanced Remote Earthquake Triggering at Fluid-Injection Sites in the Midwestern United States. *Science* 341, 164–167. <https://doi.org/10.1126/science.1238948>
- Van Eijs, R.M.H.E., Mulders, F.M.M., Nepveu, M., Kenter, C.J., Scheffers, B.C., 2006. Correlation between hydrocarbon reservoir properties and induced seismicity in the Netherlands. *Eng. Geol.* 84, 99–111. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2006.01.002>
- van Thienen-Visser, K., Breunese, J.N., 2015. Induced seismicity of the Groningen gas field: History and recent developments. *Lead. Edge* 34, 664–671. <https://doi.org/10.1190/tle34060664.1>
- Van Wees, J.D., Buijze, L., Van Thienen-Visser, K., Nepveu, M., Wassing, B.B.T., Orlic, B., Fokker, P.A., 2014. Geomechanics response and induced seismicity during gas field depletion in the Netherlands. *Geothermics* 52, 206–219. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.05.004>
- Vavryčuk, V., 2013. Is the seismic moment tensor ambiguous at a material interface? *Geophys. J. Int.* 194, 395–400. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt084>
- Vavryčuk, V., 2011. Tensile earthquakes: Theory, modeling, and inversion. *J. Geophys. Res.* 116, B12320. <https://doi.org/10.1029/2011JB008770>

- Vavryčuk, V., 2005. Focal mechanisms in anisotropic media. *Geophys. J. Int.* 161, 334–346. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02585.x>
- Verdon, J.P., Kendall, J.-M., Stork, A.L., Chadwick, R.A., White, D.J., Bissell, R.C., 2013. Comparison of geomechanical deformation induced by megatonne-scale CO₂ storage at Sleipner, Weyburn, and In Salah. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 110, E2762–E2771. <https://doi.org/10.1073/pnas.1302156110>
- Vermilyen, J., Zoback, M.D., 2011. Hydraulic Fracturing, Microseismic Magnitudes, and Stress Evolution in the Barnett Shale, Texas, USA, in: *SPE Hydraulic Fracturing Technology Conference*. Presented at the SPE Hydraulic Fracturing Technology Conference, Society of Petroleum Engineers, The Woodlands, Texas, USA. <https://doi.org/10.2118/140507-MS>
- Vidal, J., Genter, A., Chopin, F., Dalmis, E., 2016. Natural fractures and permeability at the geothermal site Rittershoffen, France. Presented at the European Geothermal Congress 2016, Strasbourg, France.
- Vidale, J.E., Hotovec, A.J., Ghosh, A., Creager, K.C., Gombert, J., 2011. Tiny intraplate earthquakes triggered by nearby episodic tremor and slip in Cascadia. *Geochem. Geophys. Geosystems* 12. <https://doi.org/10.1029/2011GC003559>
- Villiger, L., Gischig, V.S., Doetsch, J., Krietsch, H., Dutler, N.O., Jalali, M., Valley, B., Selvadurai, P.A., Mignan, A., Plenkens, K., Giardini, D., Amann, F., Wiemer, S., 2020. Influence of reservoir geology on seismic response during decameter-scale hydraulic stimulations in crystalline rock. *Solid Earth* 11, 627–655. <https://doi.org/10.5194/se-11-627-2020>
- Vlek, C., 2019. Rise and reduction of induced earthquakes in the Groningen gas field, 1991–2018: statistical trends, social impacts, and policy change. *Environ. Earth Sci.* 78, 59. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8051-4>
- Walsh, F.R., Zoback, M.D., 2015. Oklahoma's recent earthquakes and saltwater disposal. *Sci. Adv.* 1, e1500195. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1500195>
- Walton, M.A.L., Gulick, S.P.S., Reece, R.S., Barth, G.A., Christeson, G.L., Van Avendonk, H.J.A., 2014. Dynamic response to strike-slip tectonic control on the deposition and evolution of the Baranof Fan, Gulf of Alaska. *Geosphere* 10, 680–691. <https://doi.org/10.1130/GES01034.1>
- Wang, H., 2000. *Theory of linear poroelasticity with applications to geomechanics and hydrogeology*, Princeton series in geophysics. Princeton University Press, Princeton, N.J.
- Wang, L., Kwiatak, G., Rybacki, E., Bonnelye, A., Bohnhoff, M., Dresen, G., 2020. Laboratory study on fluid-induced fault slip behavior: The role of fluid pressurization rate. *Geophys. Res. Lett.* <https://doi.org/10.1029/2019GL086627>
- Wang, W., Scholz, C.H., 1994. Micromechanics of the velocity and normal stress dependence of rock friction. *Pure Appl. Geophys.* 143, 303–315. <https://doi.org/10.1007/BF00874333>
- Wang, Z., Zhao, D., 2006. Seismic images of the source area of the 2004 Mid-Niigata prefecture earthquake in Northeast Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 244, 16–31. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.02.015>
- Wei, S., Avouac, J.-P., Hudnut, K.W., Donnellan, A., Parker, J.W., Graves, R.W., Helmberger, D., Fielding, E., Liu, Z., Cappa, F., Eneva, M., 2015. The 2012 Brawley swarm triggered by injection-induced aseismic slip. *Earth Planet. Sci. Lett.* 422, 115–125. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.03.054>

- Weingarten, M., Ge, S., Godt, J.W., Bekins, B.A., Rubinstein, J.L., 2015. High-rate injection is associated with the increase in U.S. mid-continent seismicity. *Science* 348, 1336–1340. <https://doi.org/10.1126/science.aab1345>
- Weinlich, F.H., Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G., Tesař, J., Weise, S.M., 1999. An active subcontinental mantle volatile system in the western Eger rift, Central Europe: gas flux, isotopic (He, C, and N) and compositional fingerprints. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 3653–3671. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00187-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00187-8)
- Wesnowsky, S.G., 1990. Seismicity as a function of cumulative geologic offset: Some observations from southern California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 80, 1374–1381.
- Wesnowsky, S.G., 1988. Seismological and structural evolution of strike-slip faults. *Nature* 335, 340–343. <https://doi.org/10.1038/335340a0>
- Wibberley, C.A.J., Shimamoto, T., 2005. Earthquake slip weakening and asperities explained by thermal pressurization. *Nature* 436, 689–692. <https://doi.org/10.1038/nature03901>
- Witherspoon, P.A., Wang, J.S.Y., Iwai, K., Gale, J.E., 1980. Validity of Cubic Law for fluid flow in a deformable rock fracture. *Water Resour. Res.* 16, 1016–1024. <https://doi.org/10.1029/WR016i006p01016>
- Wolf, L.W., Rowe, C.A., Horner, R.B., 1997. Periodic seismicity near Mt. Ogden on the Alaska-British Columbia border: A case for hydrologically triggered earthquakes? *Bull. Seismol. Soc. Am.* 87, 1473–1483.
- Wynants-Morel, N., Cappa, F., De Barros, L., Ampuero, J., 2020. Stress Perturbation From Aseismic Slip Drives The Seismic Front During Fluid Injection In A Permeable Fault. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. <https://doi.org/10.1029/2019JB019179>
- Ye, Z., Ghassemi, A., 2020a. Heterogeneous Fracture Slip and Aseismic-Seismic Transition in a Triaxial Injection Test. *Geophys. Res. Lett.* 47. <https://doi.org/10.1029/2020GL087739>
- Ye, Z., Ghassemi, A., 2020b. Investigation of Microseismicity and Permeability Evolution in Shale Fractures during Stimulation. *SPE Prod. Oper.* <https://doi.org/10.2118/201115-PA>
- Ye, Z., Ghassemi, A., 2018. Injection-Induced Shear Slip and Permeability Enhancement in Granite Fractures. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123, 9009–9032. <https://doi.org/10.1029/2018JB016045>
- Yeck, W.L., Hayes, G.P., McNamara, D.E., Rubinstein, J.L., Barnhart, W.D., Earle, P.S., Benz, H.M., 2017. Oklahoma experiences largest earthquake during ongoing regional wastewater injection hazard mitigation efforts: The 3 September 2016, M_w 5.8 Pawnee Earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 44, 711–717. <https://doi.org/10.1002/2016GL071685>
- Yeck, W.L., Weingarten, M., Benz, H.M., McNamara, D.E., Bergman, E.A., Herrmann, R.B., Rubinstein, J.L., Earle, P.S., 2016. Far-field pressurization likely caused one of the largest injection induced earthquakes by reactivating a large preexisting basement fault structure. *Geophys. Res. Lett.* 43, 10,198–10,207. <https://doi.org/10.1002/2016GL070861>
- Yoon, J.-S., Zang, A., Stephansson, O., 2013. Hydro-mechanical coupled discrete element modeling of geothermal reservoir stimulation and induced seismicity, in: *Clean Energy Systems in the Subsurface: Production, Storage and Conversion*. Springer-Verlag, pp. 221–231.
- Yoshida, K., Hasegawa, A., 2018. Sendai-Okura earthquake swarm induced by the 2011 Tohoku-Oki earthquake in the stress shadow of NE Japan: Detailed fault structure and

- p hypocenter migration.
- Tectonophysics*
- 733, 132–147.
-
- <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.12.031>
- Yoshida, S., Kato, N., Fukuda, J., 2016. Forecast experiment on the Kamaishi repeating earthquakes based on numerical simulations using friction law. *Earth Planets Space* 68. <https://doi.org/10.1186/s40623-016-0448-7>
- Yukutake, Y., Ito, H., Honda, R., Harada, M., Tanada, T., Yoshida, A., 2011. Fluid-induced swarm earthquake sequence revealed by precisely determined hypocenters and focal mechanisms in the 2009 activity at Hakone volcano, Japan. *J. Geophys. Res.* 116. <https://doi.org/10.1029/2010JB008036>
- Zang, A., Stephansson, O., Stenberg, L., Plenkens, K., Specht, S., Milkereit, C., Schill, E., Kwiatek, G., Dresen, G., Zimmermann, G., Dahm, T., Weber, M., 2017. Hydraulic fracture monitoring in hard rock at 410 m depth with an advanced fluid-injection protocol and extensive sensor array. *Geophys. J. Int.* 208, 790–813. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw430>
- Zbinden, D., Rinaldi, A.P., Diehl, T., Wiemer, S., 2020a. Hydromechanical Modeling of Fault Reactivation in the St. Gallen Deep Geothermal Project (Switzerland): Poroelasticity or Hydraulic Connection? *Geophys. Res. Lett.* 47. <https://doi.org/10.1029/2019GL085201>
- Zbinden, D., Rinaldi, A.P., Diehl, T., Wiemer, S., 2020b. Potential influence of overpressurized gas on the induced seismicity in the St. Gallen deep geothermal project (Switzerland). *Solid Earth* 11, 909–933. <https://doi.org/10.5194/se-11-909-2020>
- Zbinden, D., Rinaldi, A.P., Urpi, L., Wiemer, S., 2017. On the physics-based processes behind production-induced seismicity in natural gas fields. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 122, 3792–3812. <https://doi.org/10.1002/2017JB014003>
- Zecevic, M., De Barros, L., Bean, C.J., O'Brien, G.S., Brenguier, F., 2013. Investigating the source characteristics of long-period (LP) seismic events recorded on Piton de la Fournaise volcano, La Réunion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 258, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.04.009>
- Zhang, F., Damjanac, B., Huang, H., 2013. Coupled discrete element modeling of fluid injection into dense granular media. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 2703–2722. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50204>
- Zhang, F., Damjanac, B., Maxwell, S., 2019. Investigating Hydraulic Fracturing Complexity in Naturally Fractured Rock Masses Using Fully Coupled Multiscale Numerical Modeling. *Rock Mech. Rock Eng.* <https://doi.org/10.1007/s00603-019-01851-3>
- Zhang, F., Mack, M., 2017. Integrating fully coupled geomechanical modeling with microseismicity for the analysis of refracturing treatment. *J. Nat. Gas Sci. Eng.* 46, 16–25. <https://doi.org/10.1016/j.jngse.2017.07.008>
- Zhang, Z., Li, X., 2016. The Shear Mechanisms of Natural Fractures during the Hydraulic Stimulation of Shale Gas Reservoirs. *Materials* 9, 713. <https://doi.org/10.3390/ma9090713>
- Zhao, X.G., Cai, M., 2010. A mobilized dilation angle model for rocks. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 47, 368–384. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2009.12.007>
- Zhao, D., Mishra, O.P., Sanda, R., 2002. Influence of fluids and magma on earthquakes: seismological evidence. *Phys. Earth Planet. Inter.* 132, 249–267. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(02\)00082-1](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(02)00082-1)

- Ziv, A., Rubin, A.M., 2003. Implications of rate-and-state friction for properties of aftershock sequence: Quasi-static inherently discrete simulations. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 108. <https://doi.org/10.1029/2001JB001219>
- Zoback, M.D., Harjes, H.-P., 1997. Injection-induced earthquakes and crustal stress at 9 km depth at the KTB deep drilling site, Germany. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 102, 18477–18491. <https://doi.org/10.1029/96JB02814>
- Zoback, M.D., Kohli, A., Das, I., McClure, M.W., 2012. The Importance of Slow Slip on Faults During Hydraulic Fracturing Stimulation of Shale Gas Reservoirs, in: SPE Americas Unconventional Resources Conference. Presented at the SPE Americas Unconventional Resources Conference, Society of Petroleum Engineers, Pittsburgh, Pennsylvania USA. <https://doi.org/10.2118/155476-MS>
- Zoback, M.D., Zinke, J.C., 2002. Production-induced Normal Faulting in the Valhall and Ekofisk Oil Fields: *Pure Appl. Geophys.* 159, 403–420. <https://doi.org/10.1007/PL00001258>
- Zoback, M.L., Zoback, M., 1980. State of stress in the conterminous United States. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 85, 6113–6156. <https://doi.org/10.1029/JB085iB11p06113>
- Zoback, M.L., Zoback, M.D., 1989. Chapter 24: Tectonic stress field of the continental United States, in: *Geological Society of America Memoirs*. Geological Society of America, pp. 523–540. <https://doi.org/10.1130/MEM172-p523>
- Zoller, G., Hainzl, S., Holschneider, M., 2008. Recurrent Large Earthquakes in a Fault Region: What Can Be Inferred from Small and Intermediate Events? *Bull. Seismol. Soc. Am.* 98, 2641–2651. <https://doi.org/10.1785/0120080146>

