



**HAL**  
open science

# Contraintes et déformation dans les massifs rocheux faillés – conséquences sur le fonctionnement des failles

Marianne Conin

► **To cite this version:**

Marianne Conin. Contraintes et déformation dans les massifs rocheux faillés – conséquences sur le fonctionnement des failles. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Lorraine, 2024. tel-04466489v1

**HAL Id: tel-04466489**

**<https://hal.science/tel-04466489v1>**

Submitted on 19 Feb 2024 (v1), last revised 19 Feb 2024 (v2)

**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.



SIReNa



## HABILITATION À DIRIGER DES RECHERCHES

### Spécialités Géosciences

présentée par

***Dr Marianne Conin,***

*Maîtresse de conférences (Ecole des Mines de Nancy, laboratoire GeoRessources)*

## Contraintes et déformation dans les massifs rocheux faillés – conséquences sur le fonctionnement des failles

Soutenue publiquement le 09 février 2024

devant le jury composé de :

Mme **Muriel Gasc**, directrice de recherche au CEREMA, Aix-en-Provence (*Rapportrice*)

Mme **Laetitia Le Pourhiet**, professeure des Universités, ISTEP, Paris (*Rapportrice*)

M. **Bertrand Maillot**, professeur des Universités, GEC, Cergy-Paris (*Rapporteur*)

M. **Frédéric Cappa**, professeur des Universités, GEOAZUR, Nice (*Examineur*)

Mme **Laurence Audin**, directrice de recherche IRD, ISTERre, Grenoble (*Examineur*)

M. **Serge Lallemand**, directeur de recherche CNRS, Géosciences Montpellier (*Examineur*)

M. **Guillaume Caumon**, professeur des Univ., GeoRessources, Nancy (*Examineur, parrain sc.*)

Mme **Mireille Laigle**, professeure des Universités, GEOAZUR, Nice (*Invitée*)



A Lydéric et Maël,

A ma famille, mes amis,

Et à tous les gens rencontrés au travers de ma recherche  
qui ont attisé ma curiosité, m'ont donné l'envie de comprendre,  
m'ont ouverte à de nouvelles questions à explorer, ont partagé des savoir-faire,  
des émotions, des coups à boire, des soirées en chanson d'ici ou d'ailleurs, à terre ou en mer,  
m'ont fait aimer ce métier.

## Table des matières

<b>I. Curriculum vitae .....</b>	<b>4</b>
<b>II. Présentation de mes activités de recherche .....</b>	<b>25</b>
A. Bilan de mes activités de recherche .....	26
B. Introduction générale sur le fonctionnement des failles, et des zones de subduction ..	29
1. Le fonctionnement mécanique des failles, et les différents types de glissement ..	29
2. La partie frontale des zones de subduction .....	34
C. Fonctionnement hydromécanique du front des marges de subduction : conséquences sur la structuration de la marge et sur l'aléa sismique. ....	38
1. Observation grande échelle des états de contraintes et des déformations dans un prisme d'accrétion : un effet important des chevauchements .....	40
2. Preuves de surpressions de fluides près des failles .....	43
3. Modélisation hydro-mécanique des contraintes et des déformations d'une écaille de prisme .....	44
4. Critère d'activation des failles dans les prismes .....	48
5. Estimation de l'état de contrainte post-sismique, et variation au cours du cycle sismique.....	54
6. Conséquence de l'activité des failles sur la circulation des fluides dans les milieux fracturés .....	55
D. Apport à la compréhension du comportement mécanique des failles .....	57
1. Effet de la composition cationique sur le coefficient de frottement d'une faille ...	57
2. Effet de la rugosité de l'interface de frottement et de la résistance du matériau sur le comportement mécanique du joint .....	61
3. Modalités de chargement des aspérités sismiques .....	73
<b>III. Projets de recherche .....</b>	<b>76</b>
A. Acquisition de données de terrain afin de mieux identifier des hétérogénéités du plan de faille.....	76
B. Bilan d'énergie dans les massifs rocheux autour des grandes failles sismogènes .....	76
C. Développement de modèles physiques de massifs rocheux faillés .....	79
<b>IV. Conclusions et perspectives .....</b>	<b>81</b>
<b>V. Références .....</b>	<b>82</b>
<b>VI. Annexes transmises au jury .....</b>	<b>91</b>
A. Annexe 1 : cinq publications significatives.....	91
B. Annexe 2 : publications soumises .....	92

# I. Curriculum vitae

*Maitre de Conférences - Université de Lorraine / Ecole des Mines de Nancy*

Tel: 03 72 74 49 80

Mobile: 06 84 93 30 05

Ecole des Mines de Nancy, Campus ARTEM

Email : [marianne.conin@univ-lorraine.fr](mailto:marianne.conin@univ-lorraine.fr)

ORCID : <https://orcid.org/0000-0002-6072-3919>



Née le 17/09/1982

1 enfant

Nationalité française

## **-Domaines d'intérêts et compétences-**

- **Propriétés physiques et mécaniques des roches et des zones de failles à partir de données d'acquisition, et/ou de traitements et d'analyses de données sismiques, de puits et de mesures expérimentales.**
- **Etat de contraintes, circulation de fluides et fracturation dans les réservoirs et les massifs rocheux fracturés**
- **Modélisation physique du comportement d'un massif rocheux sollicité mécaniquement – Impression 3D**
- **Etude de la déformation des marges actives - zone de subduction**
- **Participations à 8 campagnes à la mer internationales dont 5 expéditions IODP sur l'étude contraintes, fluides et déformations des marges actives.**

Mes problématiques générales de recherche portent sur l'étude des contraintes et des déformations en domaine cassant. Je travaille en particulier sur l'influence des hétérogénéités mécaniques locales (failles, les circulations et les surpressions de fluides) sur l'état de contrainte régional et donc sur la déformation d'un massif rocheux faillé, notamment autour des grandes failles sismogènes. Ma méthodologie globale est (1) d'intégrer un large éventail de données géologiques et géophysiques afin de contraindre et de réaliser des modélisations géomécaniques numériques ; et (2) de réaliser des modèles physiques réduits de massifs rocheux fracturés, sollicités mécaniquement. Je travaille à différentes échelles spatiales (de l'échantillon à l'échelle régionale), et temporelles (de la déformation co-sismique à la déformation long terme). J'ai pour outils l'interprétation des données sismiques et bathymétriques, l'analyse des microstructures sur carottes, les mesures de propriétés physiques sur échantillons et *in-situ*, les quantifications des pressions de fluide et des contraintes, l'analyse et la mesure de propriétés mécaniques des roches et des failles obtenues au laboratoire. J'intègre ensuite ces données dans des modèles géologiques tridimensionnels, et/ou mécaniques, en utilisant des codes numériques et des modèles directs ou inverses dans le but de mieux contraindre quantitativement les processus géologiques sous-jacents. Je développe un nouveau volet de recherche sur la modélisation analogique du comportement mécanique d'un massif rocheux.

## -Diplômes-

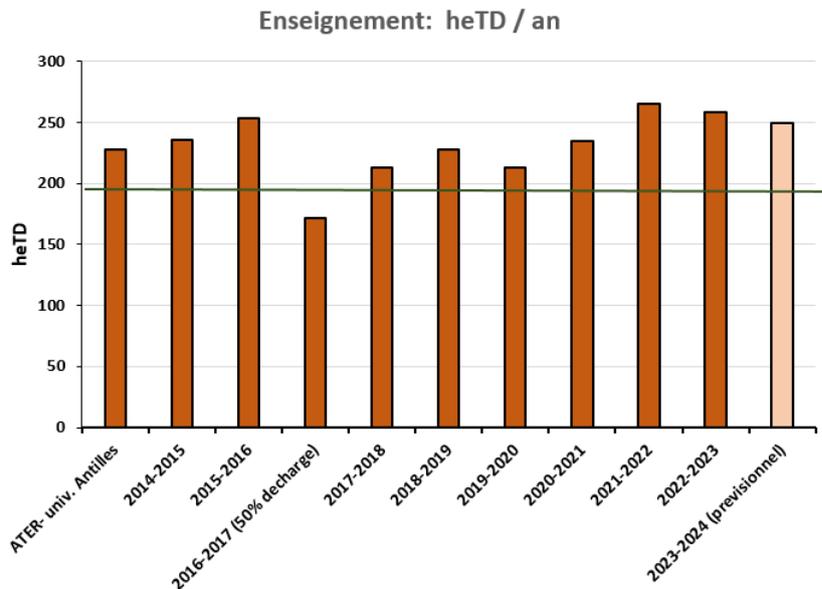
- **Mai 2011 : Doctorat en Science de la Terre** à l'Université Paul Cézanne, Marseille, France  
Sujet: *Evolution des propriétés physiques des sédiments et des zones de failles du front de déformation à la zone sismogène: cas de la marge de Nankai.* (Directeurs: P. Henry, CNRS, Aix-en-Provence et S. Bourlange, CRPG, Nancy). Mention très honorable.
- **Sept 2007: Diplôme d'ingénieur**, spécialisé en Hydrodynamique et Ingénierie des Réservoirs, Ecole Nationale Supérieure de Géologie (ENSG), Nancy
- **Juin 2007 : Master en Géosciences et Génie civil**, spécialisé en Hydro- géo- mécanique, à l'Institut Polytechnique de Lorraine (INPL), Nancy. Mention bien  
Sujet : *Etude de la structure géométrique et de l'évolution géologique du prisme d'accrétion de Nankai (Japon) par modélisation 3D (logiciel gOcad).*
- **Juin 2004: Concours d'entrée** à l'ENSG (84<sup>ème</sup>) après des classes préparatoires en BCPST

## -Parcours professionnel-

- **Sept 2014 - Présent: Maître de Conférences** à l'Université de Lorraine. Recherche: laboratoire GeoRessources, équipe GOR; enseignement : Ecole des Mines de Nancy (ESNMN), département de Géosciences et Génie Civil.
- **Sept 2013 - août 2013: Post doctorat** au laboratoire GeoRessources, équipe de géo-modélisation, Nancy (54). Modélisation directe et inverse de l'état de contrainte à partir de données de puits et de codes de modélisation aux éléments finis (ASTER)
- **Sept 2012 - août 2013: ATER** à l'Université des Antilles et de la Guyane, Pointe-à-Pitre, Guadeloupe, France. Enseignements en Licence et Master CAPES
- **Nov 2011 - août 2012: Post doctorat** au CEREGE Aix-en-Provence, France. Dont 2 mois au Japon.
- **Nov 2010 - août 2011: ATER** à l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie (ENSG), Nancy. Enseignements en géomodélisation et géophysique
- **Sept 2007 - mai 2011: Doctorante** à l'Université Paul Cézanne, Marseille
- **Avril - sept 2007: Stage professionnel** à Schlumberger Carbon Services, La Défense - *Etude de la séquestration de CO2 dans le réservoir de Ketzin (Germany) sous le logiciel Eclipse*
- **Juin - août 2006 : Stage professionnel** à GEIE, Sultz-sous-Forêts : *Modélisation 3D du réservoir géothermique fracturé de Sultz-sous-Forêts par traitement et interprétation des données diagaphiques et des images de parois (UBI), sous le logiciel gOcad.* (Enc.: J. Sausse, G2R, Nancy).
- **Janvier - mai 2006 : Projet de recherche** au CRPG : *Etude de la zone seismogénique de Saint-Dié (Vosges (88) à partir de données magnétotelluriques.* (Enc.: S. Bourlange, CRPG, Nancy)
- **Juillet 2005 : Stage professionnel** à l'Observatoire Volcanologique de Guadeloupe: *En charge d'une campagne GPS de surveillance des déformations sur le dôme de la Soufrière* (Enc.: F. Beauducel, IPGP, Paris).

## -Activités pédagogiques -

- **Enseignements** à tous les niveaux de Licence, de Master, et d'Ecole d'ingénieurs (ENSG et Ecole des Mines de Nancy), en mécanique des milieux continus, mécanique des roches, tectonique, statistique et géostatistique, géophysique, et géologie. J'ai monté la plupart de mes enseignements (cf. détails des enseignements), dont des journées de terrain en tectonique, géophysique et géomorphologie.



## -Responsabilités administratives au sein de l'Université de Lorraine-

### Enseignements :

- **Responsable Master STPE – Génie Minier et Risques (GM&R) depuis 2022 (impliquée dans la responsabilité de 2016-2021)**, et responsable de 3 modules de ce Master (2018-présent) + 2 modules en 2A-département Géosciences et Génie Civil, ENSMN
- **Responsable pédagogique du Master International MPM "Matières Premières Minérales, ingénierie et Management des Risques"** (2015-2017) puis **Membre de la commission de mise en place du Master International MIRIS** (Ecole des Mines de Paris – Ecole des Mines de Nancy – Ecole de Géologie de Nancy)
- Membre de la **commission d'enseignements de l'Ecole des Mines de Nancy** (2019 - 2022) : 5 à 6 réunions par an
- Membre du **comité de direction des formations de l'Ecole des Mines de Nancy** (2015 – 2017) : 5 à 6 réunions par an
- Membre du groupe de travail : Enseignement sur le développement durable au sein de l'Ecole des Mines (2019- 2020) : 4 réunions par an
- **Elaboration des maquettes du M2 STPE Génie Minier et Risques / Exploitation Durable des Ressources Minérales, et participation à l'élaboration de la licence BEST en Guadeloupe**

### Recherche:

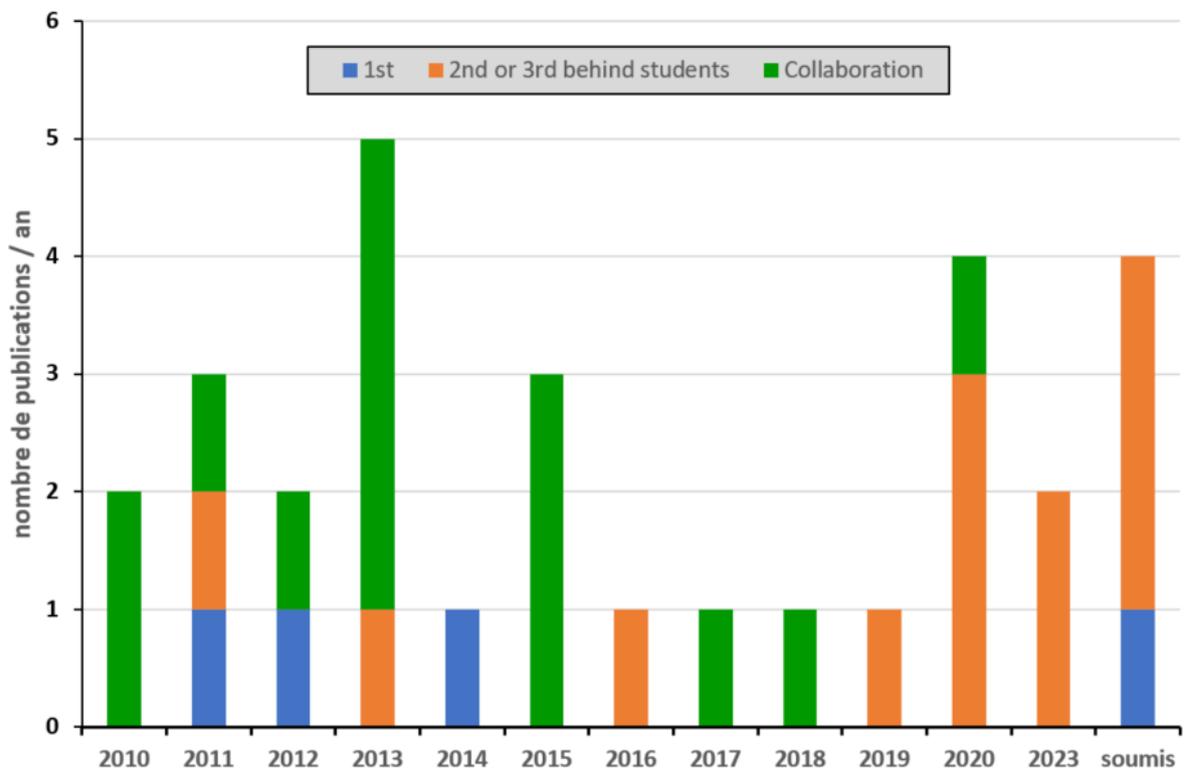
- Membre et représentante de la cellule Develop. Durable et responsabilité sociale (DDRS) pour le laboratoire GeoRessources, l'OSU Otelo et correspondante Transition Ecologique de l'univ. Lorraine
- Elue au **conseil de laboratoire GeoRessources** (2018- présent)
- Membre de la commission pédagogique du Labex R21

### -Compétences techniques-

- **Techniques analytiques** :-mesures sur carottes : banc MSCL, scanner aux rayons X, description et analyses structurales de carottes ; -mesures sur échantillons : électriques, acoustiques, tailles des grains, porosité avec pycnomètre à Hélium, analyses mesures de capacité d'échanges cationiques (CEC), mesure de cisaillement des joints rocheux (CNC) ; résistance à la compression uniaxiale ; -mesures de forage : diagraphies (résistivité, ondes acoustiques, porosité, densité, perméabilité, analyse de la fracturation, analyses des contraintes) ; -mesures géophysiques de terrain : radar, mesures électriques et électromagnétiques
- **Approche numérique** : code de modélisation mécanique aux éléments finis (ADELI, ASTER), en différences finies (UDEC, 3DEC); interprétation sismique et modélisation 3D (GOCAD); interprétation de diagraphies (GEOLOG, Techlog, GMI), SIG (QGis), Mathematica, Matlab, Python.
- **Approche expérimentale** : -développement d'un prototype de presse triaxiale grand format (2.5m<sup>3</sup>) : dispositif 'DIMITRI' ; -expériences de cisaillements sur une boîte de cisaillement directe

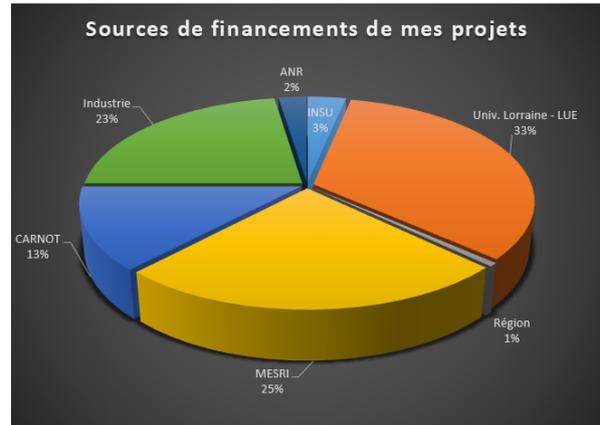
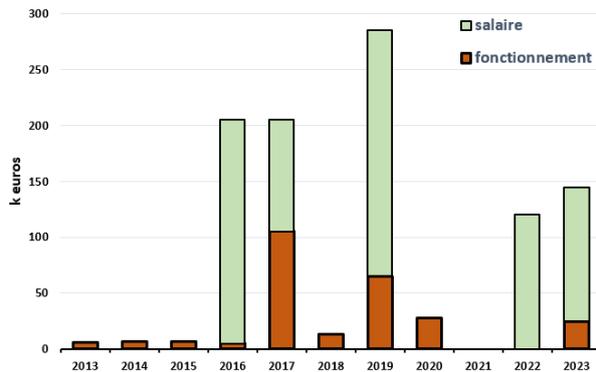
### -Publications et communication-

- **26 publications de rang A**, 4 autres actuellement en révision, 5 en préparation
- 4 Proceedings de campagnes de forages IODP + 1 publication de rang B, avec comité de relecture
- **2 communications invitées congrès internationaux, + 3 communications invitées congrès nationaux**
- 41 communications dans des congrès avec actes
- h-index : 13 (Scopus); 15 (Google Scholar)
- citations : 636 (Scopus); 926 (Google Scholar)



## -Financements & Prix-

Financements en tant que PI ou co-PI



### ● Financements (1.019 keuros en tant que PI ou co-PI):

#### En tant que PI ou co – PI :

2023 : projet INSU-post campagne « Expedition IODP 381 » : 3.000 euros. co-PI

2023 : ANR SMEC (porteur H. Raimbourg, ISTO): 21.500 euros + co-direction d'une thèse. co-PI

2022 : thèse bourse ministérielle « bilan énergétique dans les prismes d'accrétion à l'échelle du cycle sismique » - A. Barbe : 120.000 euros. PI

2020 : projet OTELO « mise à niveau boîte cisaillement » : 17.5000 euros. PI

2020 : projet INTRA-CARNOT « développement capteurs » : 10.000 euros. PI

2019 : post-doctorat REGALOR « impact exploitation gaz charbon lorrain » - G. Modeste : 100.000 euros. Co-PI

2019 : thèse LUE – DEEPSURF « modélisation physique ouvrages souterrains » -E. AbiAad : 45.000 euros fonctionnement + 120.000 euros. PI

2019 : projet INSU-post campagne « Expédition IODP 358 »: 17.000 euros. PI

2019 : projet INSU-Tellus « cisaillement des argiles »: 3.000 euros. PI

2018 : projet OTELO-Jeune Chercheur « cisaillement des argiles »: 13.000 euros. PI

2017 : thèse bourse Cifre « sismique 4D et déformation dans un réservoir » - N. Mastio : 100.000 euros. Co-PI

2017 : projet INTRA-CARNOT « STONE3D » : 105.000 euros. PI

2016 : post-doctorat TOTAL, 1 volet du projet « GeoSTRESS » en collaboration avec T. Maurin.

« Interpolation et modélisation des contraintes -bassin du Neuquen » - J. Berthelon : 100.000 euros Co-PI

2016 : projet Université de Lorraine/ Région « fusion de données » : 5.000 euros. PI

2016 : thèse bourse ministérielle « comportement fractures, impression 3D »

- J. Jaber : 100.000 euros. Co-PI

2013 : projet INSU-post-campagne « Expédition IODP 343» : 6.000 euros. PI

#### En tant que participante :

2023 : ANR Earth-Beat (porteur F. Golfier, GeoRessources): 278.800 euros pour GeoRessources, co encadrement d'un post-doc et réalisation de mesures expérimentales

2019 : post-doctorat ORANO « modélisation état contrainte Athabasca » - K. Eldursi : 120.000 euros

2019 : thèse Région/UL/INERIS « sismicité induite dans une mine exploitée » - E. Lhoumaud : 120.000 euros

2010, 2011, et 2012 : 3 projets INSU-post campagne.

● **Distinctions:**

2023 : gratification de la prime individuelle RIPEC

2016 : Nommée "**IODP Distinguished Lecturer**", réalisation d'un cycle de conférences en Europe entre 2016 et 2018

2013 : Post Doctoral Fellowship du Lamont Doherty (NY, USA) déclinée pour revenir en Europe

**- Implications en recherche / rayonnement national et international -**

**Membre active de la communauté IODP (Integrated Ocean Discovery Program)**

- **co-cheffe de l'expédition IODP 405 JTRACK – septembre 2024** : 1<sup>ère</sup> femme française à être cheffe de mission sur le bateau de forage international *Chikyu*. Durée d'expédition : 3 mois, ~100 scientifiques impliqués à bord et à terre.

<https://www.jamstec.go.jp/chikyu/e/exp405/index.html>

- co-PI du projet JTRACK: 6 PI principaux, et 20 co-PI dont je fais partie, financé en 2022 : campagne à la mer IODP.

- PA : projets 'Haïti Drilling' et 'Bend-Fault Hydrology in the Old Incoming Plate (H-ODIN)', non financés pour le moment

- membre suppléante du Scientific Evaluation Panel (SEP) : 1 réunion

- participation active à des workshops sur le futur d'IODP France, Europe (ECORD consortium) et Monde (plusieurs réunions par an) : IODP-3

-Distinguished lecturer IODP

**Membre du Comité Français de Mécanique des Roches (CFMR).**

**Relectrice pour des journaux, NSF, INSU, ANR :**

- 1 relecture pour NSERC Discovery Grant

- >20 relectures pour des journaux de rang A (GRL, G3, EPSL, Deep Sea Research, Island Arc, Geophysics, Geology, RMRE)

- 2 relectures pour la NSF

- Relectures pour l'ANR et les appels à projets INSU

**Organisatrice / présidente de session de congrès internationaux:**

● **Co-présidente de session à l'European Geological Union (EGU)**, Vienne, Autriche, Avril 2023 : TS1.3 Crustal stress and frictional strength: Quantitative constraints from geology, geophysics, and mechanics

● **Co-présidente de session à l'American Geophysical Union (AGU)**, San Francisco, USA, dec. 2019 : ST2B-2 Role of sediments on the dynamics of active convergent margins

● **Co-organisatrice du workshop international "OSR2G"** : technical advances in in situ stress measurements : 70 participants, Nancy, 2018

**Participation au développement d'une presse tri-axiale de grande taille 2.5m<sup>3</sup> unique au monde**

### **Participation jury thèse / commission :**

- Jury de thèse (examinatrice) : Anthony Adwan (laboratoire GEC, Cergy, France) déc. 2023
- Jury de thèse (examinatrice) : Joshua Pwavodi (laboratoire IsTerre, Grenoble, France) jan. 2023
- Jury de thèse (examinatrice) : Gaukhar Akhemtova (laboratoire LEMTA, Nancy, France) déc. 2022
- Comité de suivi de thèse de Baptiste Fenneteau : (lab. GeoRessources, Nancy, France) (2023-2026)
- Comité de suivi de thèse d'Antony ADWAN, (laboratoire GEC, Cergy, France) (2020-2023)
- Comité de pilotage de la thèse d'Antoine Mazuyer (2015-2018) + invitée à son jury de thèse
- **Participation à 4 jurys de recrutement de Maître de Conférences : 60-MCF-0765 (Univ. Lorraine), 60-MCF-0897 (Univ. Lorraine), 35-MCF-27 (Laboratoire ISTerre, Chambéry, Univ. Grenoble-Alpes)**

### ***-Diffusion du savoir -***

#### ● **Diffusion du savoir :**

- Article dans des **journaux de vulgarisation scientifique** : Sciences et Avenir (2019) ;
- Article dans la **presse régionale** : Est Républicain (2007 ; 2019)
- **Emission TV** : Terres Extrêmes – Japon (prod. F. Mergey) (2019)
- **Conférences** à des étudiants de classes préparatoires : lycée Fermat, Toulouse (2018)
- Participation aux « **Fêtes de la Science** » au CEREGE (2009 et 2011), et à Nancy (2008, 2015, 2016) ; à la **nuît des chercheurs**, Nancy (2015) ; au stand IODP, la fête de la Science, Grand-Palais, Paris (2010) ; émission à l'**hôpital des enfants CHU Brabois** (2022)
- **Soutien scolaire** auprès d'élèves de lycée et de collège en difficulté (Nancy, 2004 – 2007 ; Aix – en – Provence, 2012).

### ***-Participation à des campagnes internationales en mer-***

- **Sept. 2024 : co-cheffe de mission IODP 405 JTRACK**, Fosse du Japon, marge érosive – *Navire* CHIKYU – leg de diagraphie
- **Fevrier 2023 : Expédition Manta-Ray 2**, arc des Antilles – *Navire* POURQUOI PAS ? – campagne dans l'avant marge de la zone de subduction des Antilles (zone Guadeloupe à Iles Vierges)
- **Mai 2022 : Expédition Manta-Ray 1**, arc des Antilles – *Navire* L'ATALANTE – campagne dans l'avant marge de la zone de subduction des Antilles (zone Guadeloupe à Iles Vierges)
- **Mars 2019 : Expédition IODP 358 (projet NanTroSEIZE)**, fosse de subduction de Nankai, Japon, marge en accrétion – *Navire* CHIKYU – spécialiste des diagraphies. **Chef de l'équipe de diagraphie pendant ma durée sur le bateau, et membre de l'équipe Real-Time Geomechanics pendant toute l'expédition (5mois).**
- **Décembre 2013 : Expédition Antithesis Leg 1**, arc des Antilles – *Navire* L'ATALANTE – campagne sismique dans l'avant marge de la zone de subduction des Antilles (zone Guadeloupe à Iles Vierges)
- **Avril - mai 2012 : Expédition IODP 343 (projet JFAST: forage de la faille qui a rompu au cours du séisme de Tohoku-Oki en mars 2011)**, Fosse du Japon, marge érosive – *Navire* CHIKYU – spécialiste des diagraphies, et mesures de propriétés physiques. **Cheffe de l'équipe de diagraphie**
- **Mars - Avril 2011 : Expédition IODP 334 (projet CRISP)**, fosse de subduction baie d'Osa, Costa Rica, marge érosive – *Navire* JOIDES RESOLUTION – spécialiste des mesures de propriétés physiques.
- **Juillet - Sept 2009 : Expédition IODP 319 (projet NanTroSEIZE)**, fosse de subduction de Nankai, Japon, marge en accrétion – *Navire* CHIKYU – spécialiste des diagraphies
- **Sept - décembre 2007 : Expédition IODP 314 (projet NanTroSEIZE)**, fosse de subduction de Nankai, Japon, – *Navire* CHIKYU – spécialiste des diagraphies

● **Etudiants de Post -doctorat :**

- oct. 2020 - oct. 2022 (24 mois) : **Guillaume Modeste** en codirection avec Y. Gunzburger. Mechanical implications of coal gas mining in the Lorraine region on surface subsidence, faults reactivation and the mining process itself, at the hector-to multi-kilometer scale. Financement REGALOR (Région). Guillaume est maintenant chez GEODERIS.

- déc. 2019 - juin 2021 (18 mois) : **Khalifa Eldursi** en codirection avec L. Schlotes, F. Golfier, et J. Mercadier. 3D mechanical modeling of the Athabasca basin, implication for faults activation and fluids circulation. Financement ORANO. Khalifa est Maître de Conférences en Lybie.

- sept. 2016 – sept. 2018 (24 mois) : **Josselin Berthelon** en co-direction avec T. Maurin (TOTAL): développement d'une méthodologie d'acquisition et de traitement conjoint de données de terrain pour déterminer un état de contraintes. Etude du bassin de Neuquen (Argentine). Josselin est maintenant dans un bureau d'études en hydrogéologie.

● **Etudiants en thèse :**

- oct. 2022 - 2025 : **Antoine Barbe** en codirection avec Y. Gunzburger: Bilan énergétique dans les prismes d'accrétion. Financement bourse ministérielle

- fév. 2020 - 2023 : **Emilio AbiAad** en codirection avec O. Deck: Modélisation physique et numérique de la stabilité d'ouvrages construits dans des massifs rocheux fracturés. Financement : Lorraine Univ. d'excellence (LUE) DEEPSURF. Emilio est actuellement ATER

- mars 2020 - 2023 : **Emeline Lhoumaud** en co-encadrement avec Y. Gunzburger et J. Kinscher: seismic and aseismic rock mass deformation induced by underground excavations : in situ monitoring and 3D numerical modeling in a deep mine. Financement Région / UL. Emeline est en post-doctorat au Chili

- sept. 2017- mai 2020 : **Nicolas Mastio** en codirection de thèse avec G. Caumon et P. Thore (TOTAL) : Cohérence d'un modèle de sous-sol en intégrant des données géologiques, géomécaniques, géophysiques et d'écoulements. Financement TOTAL – cifres. Nicolas travaille maintenant comme consultant en informatique

- sept. 2016- juil. 2020 : **Jana Jaber** en codirection de thèse avec O. Deck : Utilisation de la modélisation physique pour l'étude de la stabilité des vides souterrains. Financement bourse ministérielle. Jana travaille maintenant à l'ANDRA

- sept. 2014- avril. 2017 **Antoine Mazuyer** participation au comité de pilotage de la thèse : Reservoir stress estimation by inverse approach. Financement TOTAL. Antoine travaille pour une start up spécialisée dans le maillage

● **CDD ingénieurs :**

- nov. 2020 – nov. 2020 (12 mois): **Eddy Ovono** : en collaboration avec O. Deck. Développement de capteurs pour le modèle physique. Financement : Extra&Co

- déc. 2017 – Juin 2018 (6 mois) : **Florence Nuss** en collaboration avec Y. Géraud: stabilité de puits à partir de l'analyse statistique des données diagraphiques (méthode de la régression logistique). Financement : Fonroche

● **Etudiants de master :**

- sept. 2022 – mars 2023 : **M. Toussaint-Noviant, A. Charvet** (3A/M2 ENSMN) : étude de la redistribution de contrainte liée à l'exploitation d'une carrière au-dessus de l'épicentre du séisme du Theil
- sept. 2022 – mars 2023 : **A. Meguez, A. Maillet** (3A/M2 ENSMN) : effet de la propagation d'une onde dans un milieu fracturé
- sept. 2022 – mars 2023 : **T. Michez** (3A/M2 ENSMN) : étude de l'effet de l'eau sur l'activation des failles dans les prismes d'accrétion
- fev. 2023 - juin 2023 : **C. Moldoch** (2A/M1 ENSMN) : effet de la déshydratation des hydrates de gaz sur stabilité des sédiments de pente.
- fev. 2022 - juin 2022 : **G. Guillot** (2A/M1 ENSMN) : Étude expérimentale du comportement mécanique de fracture à partir d'essais de cisaillement
- jan. 2022 - mai 2022 : **C. Megret et C. Haxel** (2A/M1 ENSG) : étude statistique de la géométrie des fronts de marge de subduction, lien avec les propriétés mécaniques du décollement
- sept. 2021 – mars 2022 : **K. Coulibaly et M. Kahyate** (3A/M2 ENSMN) : étude de la redistribution de contrainte liée à l'exploitation d'une carrière au-dessus de l'épicentre du séisme du Theil
- sept. 2021 – mars 2022 : **Diomande I.** (3A/M2 ENSMN) : étude de l'effet de l'eau sur l'activation des failles dans les prismes d'accrétion
- mars. 2021- sept 2022 : **L. Cheick** (3A/M2 ENSG) : comportement mécanique d'argiles homoionisées cisailées sous presse Paterson.
- sept. 2020- mars 2021 : **E. Dampffoffer** (3A/M2 ENSMN) : modélisation numérique mécanique et développement d'une solution analytique du partitionnement des vitesses dans les parties frontales des zones de subduction.
- sept. 2020- mars 2021 : **C. Tessier** (3A/M2 ENSMN) : modélisation sous 3DEC de la réponse mécanique d'une éprouvette multi-fracturée à une sollicitation uni-axiale.
- sept. 2020- mars 2021 : **G. Dos Santos** (3A/M2 ENSMN) : Retro analyse de la stabilité de puits de forage avec de l'intelligence artificielle
- sept. 2020- mars 2021 : **E. Dampffoffer** (3A/M2 ENSMN) : comportement mécanique d'argiles homoionisées cisailées sous presse Paterson.
- juillet-aout 2020 : **A. Sidy Diallo** (2A/M1 ENSMN) : modélisation numérique mécanique et développement d'une solution analytique du partitionnement des vitesses dans les parties frontales des zones de subduction.
- nov. 2019 - mai 2020 : **J. Vacheresse** (2A ENSG) : modélisation numérique mécanique du partitionnement des vitesses dans les parties frontales des zones de subduction.
- sept. 2018 - mars 2019 : **N. Bordelles et G. Bay** (3A/M2 ENSMN) : stabilité de puits à partir de l'analyse statistique des données diagraphiques (méthode des arbres de décisions)
- sept. 2018 - mars 2019 : **M. Wieskotten et J. Vincent** (3A/M2 ENSMN) : stabilité de puits à partir de l'analyse statistique des données diagraphiques (méthode de la régression logistique)
- sept. 2018 - mars 2019 : **S. Favier** (3A/M2 ENSMN) 2D mechanical modeling of the Athabasca basin, implication for faults activation and fluids circulation
- sept. 2018 - mars 2019 : **C. Jacquenod** (2A ENSMN, Parcours recherche) : Fusion de données pour contraindre la présence de discontinuités mécaniques dans un massif rocheux
- nov. 2017 - mai 2018 : **F. Gueli et V. Bonneau** (2A ENSG) : mesures de cisaillement sur des argiles homoionisées.
- sept. 2016 – juin 2017 : **J. Albrieux** (2A ENSMN, parcours recherche) : fusion de données pour l'analyse de la fracturation dans un bloc calcaire

- juin - aout 2016 : **A. Boulay** (2A ENSG) : Dimensionnement et modélisation d'un banc d'essai pour la réalisation de mesures géophysiques
- sept. 2015 - juin 2016 : **C. Lauraire** (2A ENSMN, parcours recherche) : Etude de faisabilité d'un modèle réduit de mine
- 2015-2016 : **E. Fauquenot** (2A ENSG) : Détermination de la quantité minimale de matériaux argileux pour faire des mesures de CEC dans les argiles
- 2014-2015 : **A.L. Argentin et L. Kaba** (2A ENSG) : Modélisation de l'état de contrainte dans la partie frontale de la marge du Japon
- 2014-2015 : **M. Tarnaud, Q. Tao et S. Herve** (2A ENSMN) : modélisation mécanique de l'état de contrainte d'un massif rocheux à proximité d'une faille.
- 2013-2014 : **A. Mazuyer** (M2 ENSG): Stress interpolation on unstructured geological grids using Finite Elements Method
- mars- aout 2009 : **A. Boiselet** (M2, Université de Lorraine) : Etude en forage de la déformation dans une limite de plaque : zone de subduction de Nankai

- **Etudiants d'IUT Mesures physiques :**

- 2010-2011 : **E. Niams** : mesures de porosité et masse volumique sur des sédiments marins
- 2009-2010 : **C. Amiel**: mesures de porosité et masse volumique sur des sédiments marins
- 2008-2009: **N. Najid**: mesures de porosité et masse volumique sur des sédiments marins

**- Détails des enseignements-**

Détails des principaux enseignements effectués. Les volumes horaires correspondent aux heures effectivement enseignées en classe, devant les étudiants.

Année 2012-2013: ATER – temps plein Université des Antilles et de la Guyane (Guadeloupe) (228 h).

Discipline	Détails	Niveau	Volume horaire
<u>TD/TP de géologie de la France</u>	Chaines Cadomienne, Hercynienne, Alpes, Pyrénées, Jura, Bassin Parisien, fossé d'effondrement (Limagne), volcanisme	Master CAPES-SVT	24 h
<u>CM Enveloppes externes</u>	Circulation océanique et atmosphérique	Master ECOTROP	6 h
<u>CM et TD de mécanique des roches</u>	<b>Montage du module.</b> Propriétés physiques des roches, rupture, mécaniques des discontinuités	Licence 3 GEOS	33 h
<u>CM et TD de Tectonophysique</u>	<b>Montage du module.</b> Déformation, contraintes, rhéologie, cinématique	Licence 3 GEOS – BGSTU	32 h
<u>CM et TD Enveloppes externes</u>	Energie solaire, couches atmosphériques, circulation océanique et atmosphérique	Licence 3 GEOS – BGSTU - BOE	30 h
<u>TD Modélisation</u>	Modélisation analytique et analogique de la déformation des prismes d'accrétion	Licence 2 BEST	6 h
<u>CM et TD de dynamique de la lithosphère</u>	Les forages océaniques profonds	Licence 2 BEST	5 h
<u>TD de géologie structurale</u>	<b>Montage du module.</b> Lecture de cartes géologiques, les plis, les failles, les discordances	Licence 2 BEST	9 h
TD de méthodologie	Savoir se repérer sur une carte	Licence 1 BEST	12 h
TD tectonique des plaques	Minéralogie, pétrologie des croûtes océaniques et continentales, cinématique des plaques	Licence 1 BEST	12 h
TD biologie géologie	Evolution des espèces, taxonomie, fossilisation	Licence 1 BEST	14 h
Ecole de terrain	Tectonique de la Désirade (Guadeloupe)	Licence 3 GEOS - BGSTU	Service Suppl.
<u>Ecole de terrain</u>	Volcanisme et tectonique aux Saintes (Guadeloupe)	Licence 3 GEOS	12 h Service Suppl.
Ecole de terrain	Tectonique et géomorphologie, Pointe des Châteaux (Guadeloupe)	Master ECOTROP	Service Suppl.

Abréviations :

ECOTROP = écologie tropicale - GEOS = Géosciences - BGSTU = Biologie, Générale et Science de la Terre et de l'Univers - BOE = Biologie des organismes et des écosystèmes - BEST = Biologie, Ecologie, Science de la Terre

Année 2014- présent : Maitre de Conférences à l'Ecole des Mines de Nancy (ENSMN) – responsable du M2 Génie Minier et Risques

Discipline	Détails	Niveau	Volume horaire h / an
<b>Géostatistiques</b>	<b>Responsable du module. Montage du module</b> , chargée de cours, programmation d'intervenants extérieurs spécialisés, évaluation des étudiants	Master STPE - GM&R	31
<b>Géologie des Gisements</b>	<b>Responsable du module. Montage du module</b> , chargée de cours et de journée de terrain, évaluation des étudiants	Master STPE - GM&R	31
<b>Exploitation minière 1 &amp; 2</b>	Chargée de cours et de journée de terrain	Master STPE - GM&R & Valo	10
<b>Dimensionnement ouvrages souterrains</b>	<b>Responsable du module. Montage du module</b> , chargée de cours, programmation d'intervenants extérieurs spécialisés, évaluation des étudiants	Master STPE - GM&R & Valo	4.5
<b>Géophysique</b>	Chargée de cours	Master GPRE – ES & Valo	4.5
<b>Géomodélisation</b>	Chargée de cours jusqu'en 2019	Master EMERALD	16
<b>Géologie – terrain</b>	<b>Camp de terrain</b> en tectonique: Corbières et Barles	2A – géosciences + 1A ENSG	39 + 41
<b>Bases de géologie pour l'ingénieur</b>	<b>Responsable du module. Montage du module</b> , chargée de cours, évaluation des étudiants	2A – géosciences	31
<b>Géologie et aménagement du territoire</b>	<b>Responsable du module. Montage du module</b> , chargée de cours, évaluation des étudiants	2A - géosciences	30
<b>Rhéologie des matériaux et mécanique des roches</b>	Chargée de cours	2A - géosciences	2.25
<b>Semaine départementale</b>	Co - encadrement des visites	2A - géosciences	6.66
<b>Séminaire et créneaux département</b>	Montage d'ateliers + d'une sortie hydrogéologie + chargée de TD	2A - géosciences	9
<b>Cindynique</b>	Chargée de cours + suivi de projet jusqu'en 2018	2A - ARTEM	79.5
<b>Analyse des Orogènes /mécanique des failles</b>	Chargée de cours	2A ENSG	3
<b>Décision statistique</b>	Chargée de TD jusqu'en 2017	1A	18
<b>Mécaniques des milieux continus</b>	Chargée de TD	1A	22
<b>Risques sismiques et volcaniques</b>	Chargée de cours	1A	3
<b>Climatologie</b>	<b>Responsable du module. Montage du module</b> , chargée de cours, évaluation des étudiants	1A	10

## - Détails des publications -

### **Publications de rang A (référéncées dans Isi Web of Knowledge)**

En souligné les étudiants en thèse ou post doctorat que j'ai encadré ou dont j'ai participé à l'encadrement

#### En préparation:

- e. Abi Aad E., **Conin M.**, Bonnelye A., Deck O., 3D printed sandstone-like material to assess rupture mechanisms in anisotropic soft material *in prep.*
- d. **Conin M.**, Vannuchi P., importance of the plate mechanical properties on seamount subduction *in prep.*
- c. **Conin M.**, Raimbourg, H., Champallier R., Lemine M., chemical weakening processes in clay-rich fault zones, *in prep.*
- b. **Conin M.**, Marcailloux B., Dampfhofer E., fault slip partitioning in the Lesser Antilles, *in prep.*
- a. **Conin M.**, Finkebeiner T., Km scale stress and fluid flow heterogenities in an active and rapid deforming system : the case of the toe Nankai subduction zone, *in prep.*

#### En révision:

30. Modeste G., Gunzburger Y., **Conin M.**, Diallo M., Surface displacement induced by underground activities from 2014 to 2019 in the former Lorraine coalfield, France, under review at *Bulletin de la Société Géologique de France*
29. Eldursi K., **Conin M.**, Ledru P., Scholtes L., Golfier F., Mercadier J., Possible dual fault failure and formation of structurally-controlled uranium deposits in the Athabasca Basin: Numerical insights, under review at *Economic Geology*
28. - **Conin M.**, Jaber J., Deck O., Abi Aad E., Which asperity wavelengths control dilatancy during shearing on a fault?, submitted to *Tectonophysics*.
27. Abi Aad E., Conin M., Deck O., AlHeib M., Contribution of 3D-printing to assess the role of the matrix mechanical strength on the shear behaviour of a fractal joint., under review at *JGR- Solid Earth*

#### Publiés :

26. Lhoumaud E., Gunzburger Y., **Conin M.**, Kinsher J., Eglinger A., In-situ search for the origin of seismic repeaters in a deep mine through geological and geomechanical measurements, accepted at *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*.
25. Eldursi K., Scholtes L., **Conin M.**, Golfier F., Ledru P., Mercadier J., Collon P., Chemillac R., (2023) 3-D Hydromechanical stimulation of intersecting faults: Influences on fluid circulation and formation of

- oriented-orebodies, *Journal of Structural Geology*, 171, 104864, ISSN 0191-8141, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2023.104864>.
24. Mastio N., Thore P., **Conin M.**, Caumon G., (2020), Consistency of rock physics model predictions and anisotropic time-lapse tomographic results *Geophysics*, 85 (4), pp.C141-C152. 10.1190/geo2019-0526.1
23. Jaber J., **Conin M.**, Deck O., Moumni M., Godard O., Kenzari S. (2020), Investigation of the mechanical behavior of 3D-printed rock joints for reduced scale models, *Rocks Mechanics & Rocks Engineering*, 10.1007/s00603-020-02064-9
22. E. Brodsky, J. Mori, L. Anderson, F. Chester, **M. Conin**, E. Dunham, N. Eguchi, P. Fulton, T. Hino, T. Hirose, M. Ikari, T. Ishikawa, T. Jeppson, Y. Kano, J. Kirkpatrick, S. Kodaira, W. Lin, Y. Nakamura, H. Rabinowitz, C. Regalla, F. Remitti, Christie Rowe, D. Saffer, S. Saito, J. Sample, Y. Sanada, H. Savage, T. Sun, S. Toczko, K. Ujiie, M. Wolfson-Schwehr, T. Yang, (2020), The State of stress on the fault before, during and after the M9.1 Tohoku earthquake, *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 48:1, DOI: 10.1146/annurev-earth-053018-060507
21. Dutilleul J., Bourlange S., **Conin M.**, Géraud Y., (2020) Quantification of Bound, Interstitial and Fracture porosity in the Sediments Entering the North Sumatra Subduction Zone from Cation Exchange Capacity and IODP Expedition 362 resistivity data, *Marine and Petroleum Geology*, 111, 156-165, DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2019.08.007
20. Kameda J., Uno M., **Conin M.**, Ujiie K., Hamada Y., Kimura G., (2019), Fault weakening caused by smectite swelling, *Earth, Planets, and Space*, EPSP-D-19-00130R2
19. Mazuyer A., Cupillard P., Giot R, **Conin M.**, Thore P., Leroy Y., (2018) Stress estimation in reservoirs using an integrated inverse method, *Computers & Geosciences*, 114, 30-40, <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2018.01.004>
18. E. Brodsky, Saffer D., Fulton P., Chester F., **Conin M.**, Huffman K., Moore J. C. and Wu S. (2017), The post-earthquake stress state on the Tohoku megathrust as constrained by reanalysis of the JFAST breakout data, *Geophys. Res. Letters*, DOI: 10.1002/2017GL074027
17. Kameda J., Inaoi C., **Conin M.**, Exchangeable cation composition of the smectite-rich plate boundary fault at the Japan Trench, *Geophys. Res. Letters*, 43, 3112-3119, DOI: 10.1002/2016GL068283
16. Daigle, H., B. Ghanbarian, P. Henry, **M. Conin** (2015), Universal scaling of the formation factor in clays: Example from the Nankai Trough, *J. Geophys. Res. - Solid Earth*, 120, 7361–7375, doi:10.1002/2015JB012262.
15. Bose S., Saha p., Mori J., Rowe C., Ujiie K., Chester F. M., **Conin M.**, Regalla C., Kameda J., Toy V., Kirkpatrick J., Remitti F., Moore J. C., Wolfson-Schwehr M., Nakamura Y., Gupta A., (2015), Deformation structures in the frontal prism near the Japan Trench: Insights from sandbox models, *Journal of Geodynamics*, 89, 29-38, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.06.002>.
14. Lin W, T. B. Byrne, M. Kinoshita, L. C. McNeill, C. Chang, J. C. Lewis, Y. Yamamoto, D. Saffer, J. C. Moore, H.-Y. Wu, T. Tsuji, Y. Yamada, **M. Conin**, S. Saito, T. Ito, H. J. Tobin, G. Kimura, K. Kanagawa, J. Ashi, M. B. Underwood, T. Kanamatsu (2015), Distribution of stress state in the Nankai subduction

- zone, southwest Japan and a comparison with Japan Trench, *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2015.05.008.
13. **Conin M.**, Bourlange S., Henry P., Boiselet A., Gaillot P., (2014), Distribution of resistive and conductive structures in Nankai accretionary wedge reveal contrasting stress paths, *Tectonophysics*, 611, 2014, 181-191, doi: 10.1016/j.tecto.2013.11.025.
  12. Saffer, D. M., P. B. Flemings, D. Boutt, M.-L. Doan, T. Ito, L. McNeill, T. Byrne, **M. Conin**, W. Lin, Y. Kano, E. Araki, N. Eguchi, and S. Toczko (2013), In situ stress and pore pressure in the Kumano Forearc Basin, offshore SW Honshu from downhole measurements during riser drilling, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 14, 1454–1470, doi:10.1002/ggge.20051.
  11. Lin W., **Conin M.**, Moore J. C., Chester F. M., Nakamura Y., Mori J. J., Anderson L., Eguchi N., Expedition 343 scientists (2013), Stress state in the largest displacement area of the 2011 Tohoku-Oki Earthquake, *Science*, 339, 687-690, doi: 10.1126/science.1229379
  10. Chester F. M., Rowe C., Ujiie K., Kirkpatrick J., Regalla C., Remitti F., Moore J. C., Toy V., Wolfson-Schwehr M., Bose S., Kameda J., Mori J. J., Brodsky E. E., Eguchi N., Toczko S., and **Expedition 343 and 343T Scientists** (2013), Structure and Composition of the Plate-Boundary Slip Zone for the 2011 Tohoku-Oki Earthquake, *Science*, 6, 1208-1211.
  9. Ujiie K., Tanaka H., Saito T., Tsutsumi A., Mori J. J., Kameda J., Brodsky E. E., Chester F. M., Eguchi N., Toczko S., and **Expedition 343 and 343T Scientists** (2013), Low Coseismic Shear Stress on the Tohoku-Oki Megathrust Determined from Laboratory Experiments, *Science*, 6, 1211-1214.
  8. Fulton P. M., Brodsky E. E., Kano Y., Mori J., Chester F., Ishikawa T., Harris R. N., Lin W., Eguchi N., Toczko S., and **Expedition 343, 343T, and KR13-08 Scientists** (2013), Low Coseismic Friction on the Tohoku-Oki Fault Determined from Temperature Measurements, *Science*, 6, 1214-1217.
  7. Bourlange, S., M. Mekkawi, **M. Conin**, P.-A. Schnegg (2012), Electrical resistivity structure of the Remiremont-Epinal-Rambervillers migrating seismicity zone deduced from magnetotelluric data, *Bull. Soc. Géol. de France*, 183, 461-470, doi:10.2113/gssgfbull.183.5.461
  6. **Conin M.**, Henry P., Godard V., Bourlange S. (2012), Splay fault slip in a subduction margin, a new model of evolution, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 341, 170-177, doi: 10.1016/j.epsl.2012.06.003
  5. **Conin M.**, P. Henry, S. Bourlange, H. Raimbourg, and T. Reuschlé (2011), Interpretation of porosity and LWD resistivity from the Nankai accretionary wedge in light of clay physicochemical properties: Evidence for erosion and local overpressuring, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12, Q0AD07, doi:10.1029/2010GC003381.
  4. Doan, M.-L., **M. Conin**, P. Henry, T. Wiersberg, D. Boutt, D. Buchs, D. Saffer, L. C. McNeill, D. Cukur, and W. Lin (2011), Quantification of free gas in the Kumano fore-arc basin detected from borehole physical properties: IODP NanTroSEIZE drilling Site C0009, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12, Q0AD06, doi:10.1029/2010GC003284.
  3. Moore J. C., Urgeles R., **Conin M.**, Flemings P. B., Iturrino G. J. (2011), Threshold of breakout formation: Stress orientations and the mechanics borehole failure, Mississippi Fan, Gulf of Mexico, *Geosphere*, 7, 684-693, doi:10.1130/GES00613.1

2. Chang, C., L. C. McNeill, J. C. Moore, W. Lin, **M. Conin**, and Y. Yamada (2010), In situ stress state in the Nankai accretionary wedge estimated from borehole wall failures, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11, Q0AD04, doi:10.1029/2010GC003261.

1. Lin W., Doan M, Moore C. J., McNeill L., Byrne T.B., Ito T. , Saffer D., **Conin M.**, Kinoshita M., Sanada Y., Moe K.T., and the Expedition 319 Scientists (2010), Present-day principal horizontal stress orientations in the Kumano forearc basin of the southwest Japan subduction zone determined from IODP NanTroSEIZE drilling Site C0009, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L13303, doi:10.1029/2010GL043158.

#### **Publications de rang B**

1. Jaber J., Conin M., Deck O., Essai préliminaire de l'application de l'impression 3D à la modélisation physique des massifs rocheux. 2020. *Revue Française de Géotechnique*.

#### **Publications de rang B (IODP Proceedings)**

5. Tobin, H., Hirose, T., Ikari, M., Kanagawa, K., Kimura, G., Kinoshita, M., Kitajima, H., Saffer, D., Yamaguchi, A. Eguchi, N., Maeda, L., Toczko, S., and the Expedition 358 Scientists, 2020. *NanTroSEIZE Plate Boundary Deep Riser 4: Nankai Seismogenic/Slow Slip Megathrust*. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 358: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). <https://doi.org/10.14379/iodp.proc.358.2020>

4. Chester, F.M., Mori, J., Eguchi, N., Toczko, S., and the **Expedition 343/343T Scientists**, 2013. *Proc. IODP, 343/343T*: Tokyo (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). [doi:10.2204/iodp.proc.343343T.2013](https://doi.org/10.2204/iodp.proc.343343T.2013)

3. Vannucchi, P., Ujiie, K., Stroncik, N., and the **Expedition 334 Scientists**, 2012. *IODP Scientific Proceedings, 334*. doi:10.2204/iodp.proc.334.2012

2. Saffer, D., McNeill, L., Byrne, T., Araki, E., Toczko, S., Eguchi, N., Takahashi, K., and the **Expedition 319 Scientists**, 2010. *NanTroSEIZE stage 2: NanTroSEIZE Riser/Riserless Observatory*. *IODP Scientific Proceedings, 319*. doi:10.2204/iodp.proc.319.101.2010

1. Kinoshita, M., Tobin, H., Ashi, J., Kimura, G., Lallemand, S., Screaton, E.J., Curewitz, D., Masago, H., Moe, K.T., and the **Expedition 314/315/316 Scientists**, 2009. *NanTroSEIZE stage 1: IODP Scientific Proceedings, 314/315/316*. doi:10.2204/iodp.proc.314315316.2009

### Communications invitées dans le cadre de l'IODP Distinguished Lecturer

**Titre:** *Thrilling advances in the understanding of the up-dip limit of subduction zones and the associated risks of tsunami and earthquakes through scientific drilling*

**Lieu des conférences:** Gesosciences Montpellier ; ISTERRE Grenoble ; Ifremer, Brest ; Royal Holloway, Londres, GB ; Ocean and Earth Science, National Oceanography Centre Southampton, GB ; Renard Centre of Marine Geology, Gand, Belgique ; Dipartimento di Scienze della Terra, Pise, Italie; Faculty of Oceanography and Geography, Gdansk, Pologne.

### Communications invitées

#### Dans des congrès internationaux

2. **Conin M.**, Y. Hamada, G. Guerin, G. Moore, M. Otsubo, K. Ujiie, A. Dielforder, C. Regalla, B. John, D. Faulkner, A. Yamaguchi, M. Ikari, G. Kimura, H. Kitajima, D. Saffer, H. Tobin, M. Kinoshita, L. Maeda, S. Toczko, N. Eguchi, the IODP Expedition 358 Shipboard Scientific Party. Stress estimation and structural observations around a subduction fault (2019). *13<sup>th</sup> Euro Conference on Rock Physics and Geomechanics - The Guéguen Conference*, Postdam (Germany) , 2 Sept - 6 Sept 2019.
1. **Conin M.**, Henry P., Lallemand S.J., Bourlange S., McNeill L. C., Byrne T. B., Saffer D.M., Araki E., Tobin H., Kinoshita M., Exp. 319 and 322 Scientists, Model of construction of the Nankai margin from drillings results of the Nankai Trough Seismogenic Zone Experiment (NanTroSeiZE) project (IODP Expeditions 314, 315, 316, 319, and 322), *EGU General Assembly 2010*, Vienna, Austria. Abstract: EGU2010-3334.

#### Dans des congrès nationaux

4. **M. Conin**. Results from IODP Exp 358, *Journée IODP France*, Paris, 28-29 novembre 2023
3. **M. Conin**. Fluids and deformation in subduction zones, *Workshop subduction FRENZS*, Barcelonette, juillet 2023
2. **M. Conin**. Keynote: Les avancées majeures des connaissances sur l'alea sismique et tsunamique dans les zones de subduction au cours des 10 dernières années, *Journée de la Société Géologique de France*, Paris. 16-17 Octobre 2019.
1. **M. Conin**. Les risques sismiques et tsunamigéniques et les succès des projets IODP (NanTroSeize, JFAST et CRISP), *Réunion des Sciences de la Terre (RST)*, Sept. 2014. Pau (France).

### Communications dans des congrès internationaux avec actes

41. **Lhoumaud E.**, Gunzburger Y., **Conin M.**, Kinsher J., One multidisciplinary and insitu approach to study the origin of seismic repeaters in a deep mine, *15<sup>th</sup> ISRM Congress 2023 & 72<sup>nd</sup> Geomechanics Colloquium Salzburg, Austria, 9-14 October 2023*.

40. **Conin, M.**, **AbiAad, E.**, Deck, O., and **Jaber, J.**: Investigation of fault behaviour during shear process for weak and strong materials using 3D printing technologies , *EGU General Assembly 2023*, Vienna, Austria, 24–28 Apr 2023, EGU23-9823, 2023.
39. AbiAad E., Deck O. , **Conin M.** , Alheib M., Gaillard L., Physical and numerical modelling of stability of underground mines in a random fractured rock mass, *10th ICPMG (Inter. Conf. On Physical Modelling in Geothermics)*, Daejeon, Korea, 19-23 Sept 2022
38. AbiAad E., **Conin M.**, Deck O. , Alheib M., Investigation of dual joint behaviour during shear process using an innovative equivalent geometrical and 3D printing technology, *Eurock*, 2022
37. Lhoumaud E., Gunzburger Y., Kinsher J., **Conin M.**, Geo-mechanical modeling on seismic repeaters occurrences in Garpenberg mine (Boliden Company), *RaSim10*, Tuscon, AZ, USA, 26-28 April 2022
36. Eldursi K., Scholtes L., Conin M., Golfier F., Ledru P., Mercadier J., Collon P., Chemillac R., The role of fault intersection in fluid flow patterns and the formation of world-class unconformity-related uranium deposits, Athabasca Basin, North Canada, *European Geosciences Union (EGU) General Assembly 2021*, Remote, April 4-13, EGU21-7257
35. Morishita T., Fuji G., Ono S., Kagoshima T., Morgan J-P., **Conin M.**, et al., (2020). IODP proposal for Bend-Fault Hydrology in the Old Incoming Plate (H-ODIN) using CHIKYU: Scientific objectives and drilling site & strategy. *American Geophysical Union (AGU) 2020 Fall Meeting* San Francisco (USA), December 1-17
34. Dutilleul J., **Conin M.**, Bourlange S., Geraud Y.. (2020). Characterization of porosity from Cation Exchange Capacity and resistivity data at IODP Expedition 358 Site C0024: insights on compaction state, stress and deformation history at the frontal thrust of the Nankai margin. *European Geosciences Union (EGU) General Assembly 2020*, Vienna (Austria), May 4-8. [2020EGUGA..2211685D](#)
33. **Conin, M.** and 19 co-authors (2019). Stress state at the toe of the Nankai accretionary margin, with implications for characterization of the decollement. *American Geophysical Union (AGU) 2019 Fall Meeting*, San Francisco (USA), December 2019 [2019AGUFM.T51G0366C](#)
32. Doan, M. L.; Hamada, Y.; Jeppson, T.; Guerin, G.; Tsuji, T.; Yabe, S.; **Conin, M.**; et al. (2019) Insight on the physical properties of sediments within the Nankai inner accretionary prism, from repeated borehole geophysics of NanTroSEIZE IODP expeditions 348 and 358. *American Geophysical Union (AGU) 2019 Fall Meeting* San Francisco (USA), December 2019 [2019AGUFM.T41I0242D](#)
31. Toczko, S.; Aoike, K.; Castillo, D. A.; Colson, T.; **Conin, M.** et al. (2019). The Value Of Real-Time Geomechanics During Riser Drilling Operations In Complex Environments: NanTroSEIZE IODP Exp 358 Case Study *American Geophysical Union (AGU) 2019 Fall Meeting*. San Francisco (USA), December 2019, 2019AGUFM.T51H0398T
30. El Kahi E., Deck O., Khouri M., Mehdizadeh R., **Conin M.** et al. (2019). Influence of Spatial Variability of Soil Properties on Structures Response. Proceedings of the 29th European Safety and Reliability Conference (ESREL), Hannover (Germany), Sep 2019 10.3850/978-981-11-2724-3\_0348-cd
29. **Jaber J.**, **Conin M.**, Deck O., Grandclaude C., Moumni M., Auvray C., Godard O., Kenzari S. (2019). Geometrical and mechanical characterization of 3D-printed rock joints; *ISRM*, Foz do Iguassu (Brésil).
28. **Mastio N.**, Thore P., **Conin M.**, Caumon G. Consistency of Rock Physics Model Predictions and Anisotropic Time-Lapse Tomographic Results. *81st EAGE Conference and Exhibition 2019*, 3-6 June 2019, <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201900820>

27. [Berthelon, J.](#), Maurin T., **Conin M.**, (2018). Impact of a basement lineament on long-term and short-term stress/strain distribution across the Neuquen foreland basin (Argentina), [European Geosciences Union \(EGU\) General Assembly 2018](#), Vienna (Austria), April 4-13, EGU2018-14544.
26. Brodsky E., Saffer D., Fulton P., Chester F., **Conin M.**, K. Huffman, J. Moore, H-Y Wu, (2017). The Post-Earthquake Stress State on the Tohoku Megathrust as Constrained by Reanalysis of the JFAST Breakout Data, [American Geophysical Union \(AGU\) 2017 Fall Meeting](#), New Orleans (USA). December 2017. Abstract: T14C-02
25. [Berthelon, J.](#), Maurin T., **Conin M.**, Leclère B., Mazuyer A., Aubourg C.T., Dhont D., (2017). Deciphering second order spatial stress variations from multiple data sources, the case of the Neuquén basin in Argentina. [American Geophysical Union \(AGU\) 2017 Fall Meeting](#), New Orleans (USA), December. T11B-0459
24. [Mazuyer A.](#), Giot R., Cupillard P., **Conin M.**, Thore P.. Stress Estimation in Reservoirs by a Stochastic Inverse Approach. [7th International Symposium on In-Situ Rock Stress](#), Tampere (Finland), 10-12 May 2016.
23. [Mazuyer A.](#), Giot R., Cupillard P., Thore P., **Conin M.**, Leroy Y-M. (2017) Integrated inverse method to estimate virgin stress state in reservoirs and overburden. [79th EAGE Conference and Exhibition 2017](#), London (United Kingdom), June 2017
22. [Mazuyer A.](#), **Conin M.**, Giot R., Cupillard P.. Could faults be modelled with elastic materials? [The Geology of Geomechanics](#), London (United Kingdom), Oct 2015. Poster.
21. Marcaillou et al, Imaging the structure of the Northern Lesser Antilles (Guadeloupe – Virgin Island) to assess the tectonic and thermo-mechanical behavior of an arcuate subduction. [AGU 2015 Fall Meeting](#), San Francisco, USA.
20. Nakamura Y., Kodaira S., Yamamoto Y., Fujie G., Obana K., Miura S., Takahashi N.; Cook B., **Conin M.**, Chester F. M., Mori J., Eguchi N., Toczko S., Results from a new seismic survey around the JFAST drill site, [AGU 2013 Fall Meeting](#), San Francisco, USA. [Abstract: T31F-2571](#).
19. Moore J.C., **Conin M.**, Cook B.; Kirkpatrick J. D.; Remitti F.; Chester F.; Nakamura Y.; Lin W.; Saito S.; Expedition 343 Scientific Team, Finding Faults: Tohoku and other Active Megathrusts/Megasplays, [AGU 2012 Fall Meeting](#), San Francisco, USA. [Abstract: T22A-01](#).
18. Lin W., **Conin M.**, Moore J.; Chester F.; Nakamura Y.; Anderson L.; Mori J.; Eguchi N.; Toczko S.; Expedition 343 Scientific Team, Horizontal stress orientations in the largest displacement area of the Mw9.0 Tohoku earthquake, [AGU 2012 Fall Meeting](#), San Francisco, USA. [Abstract: T21F-04](#).
17. Nakamura Y., Cook B., **Conin M.**, Miura S., Takahashi N., Kodaira S., Mori J. J., Chester F. M., Eguchi N., Toczko S., High-resolution seismic profiling in the trench axis area of the Japan Trench and its preliminary correlation with the results of IODP Expedition 343, [AGU 2012 Fall Meeting](#), San Francisco, USA. [Abstract: T13A-2582](#).
16. **Conin M.**, Henry P., Godard V., Bourlange S., Conditions for splay fault slip in a subduction margin and implications, [AGU 2011 Fall Meeting](#), San Francisco, USA. [Abstract: T21B-2362](#).
15. **Conin M.**, Boiselet A., Bourlange S., Henry P., Gaillot P., Characterization of compactant and dilatant deformation in the Nankai accretionary margin and implications for stress paths, [EGU General Assembly 2010](#), Vienna, Austria. [Abstract: EGU2010-13277](#).

14. Henry P., Boiselet A., **Conin M. (oratrice et principal auteur)**, Bourlange S., Gaillot P., Characterization of compactant and dilatant deformation in the Nankai accretionary margin from LWD resistivity data and images, and CT-scan data analysis, *AGU 2009 Fall Meeting*, San Francisco, USA. Abstract: T14B-02.
13. Flemings P.B., Kano Y., **M. Conin**, Saffer D., Buchs D., Cukur D., Huftile G., Kawabata K., Moore C., Kyaw Thu M., Toczko S., Araki E., McNeill L., Byrne T., Araki E., Moore G., and Expedition 319 Scientists, Architecture and Along-Strike Variation of the Nankai Megasplay Fault: Results from IODP Expedition 319, *AGU 2009 Fall Meeting*, San Francisco, USA. Abstract: T12A-03.
12. McNeill L.C., D. Saffer, T. Byrne, E. Araki, N.O. Eguchi, K. Takahashi, S. Toczko, S N. Hayman, G. Huftile, J.C. Moore, W. Lin, T. Ito, M. Doan, P.B. Flemings, Y. Kano, D.F. Boutt, **M. Conin**, A. Sacks. In situ stress and deformation patterns across the Nankai Kumano basin and forearc: Results from IODP Expedition 319, *AGU 2009 Fall Meeting*, San Francisco, USA. Abstract: NH34A-06.
11. Saffer D.M., L. McNeill, T. Byrne, E. Araki, P.B. Flemings, **M. Conin**, N. Eiiguchi, K. Takahashi, S. Toczko, D. Boutt, M. Doan, Y. Kano, T. Ito, W. Lin, and Expedition 319 Scientists, Stress and pore pressure measurement in IODP riser drilling: An example of scientific and operational insights from Expedition 319, Kumano Basin offshore SW Honshu, Japan, *AGU 2009 Fall Meeting*, San Francisco, USA. Abstract: NH34A-07.
10. Chang C., W. Lin, L.C. McNeill, J.C. Moore, **M. Conin**, Constraining in situ stress tensor in the Kumano forearc basin, Nankai, based on borehole wall failure analysis, *AGU 2009 Fall Meeting*, San Francisco, USA. Abstract: T21C-1832.
9. **Conin M.**, Henry P., Godard V., Bourlange S., Consequences of the presence of a weak fault on the stress and strain within an active margin, *AGU 2009 Fall Meeting*, San Francisco, USA. Abstract: T23B-1916.
8. Moore J. C., **Conin M.**, Flemings P., Urgeles R., Iturrino J., Threshold of Breakout Formation: Stress Orientations and the Mechanics Borehole Failure, *AGU 2009 Fall Meeting*, San Francisco, USA. Abstract: NH31A-1096.
7. Chang C., L.C. McNeill L.C., Moore J.C., Yamada Y., Tobin H., Kinoshita M., Lin W., **Conin M.**, Gulick, S., Constraining in situ stress tensors in the upper Nankai accretionary wedge using borehole wall failures observed in the LWD boreholes, C0001, C0002 and C0004, *AGU 2008 Fall Meeting*, San Francisco, USA. Abstract: T22B-03
6. Miyakawa A., Yamada Y., Saito S., Bourlange S., Chang C., **Conin M.**, Tomaru H., Tobin H., Kinoshita M., 314/315/316 Scientists, Estimation of gas hydrate saturation with temperature calculated from hydrate threshold at C0002 during IODP NanTroSEIZE Stage 1 expeditions in the Nankai Trough, *AGU 2008 Fall Meeting*, San Francisco, USA. Abstract: T21F-01.
5. Kinoshita M., Moore J.C., McNeill L.C., Yamada Y., Chang C., Bourlange S., **Conin M.**, Miyakawa A., Tobin H. J., 314/315/316 Scientists, Estimation of strain accumulation around the Kumano Mega-Splay during IODP NanTroSEIZE Stage 1 expeditions in the Nankai Trough, *AGU 2008 Fall Meeting*, San Francisco, USA. Abstract: T31B-1989

4. **Conin M.**, Bourlange S., Henry P. and IODP Expeditions 314/315/316 Scientific Party, Interpretation of LWD resistivity from Nankai accretionary wedge in the light of clay physico-chemical properties, *AGU 2008 Fall Meeting*, San Francisco, USA. Abstract: T31B-1999.

3. Henry P., **Conin M.**, Godard V., Bourlange S., Fine element modeling of a weak Fault within a coulomb wedge, *AGU, 2008 Fall Meeting*, San Francisco, USA. Abstract: T31A-1968.

2. Gaillot P., Henry P., **Conin M.**, Bourlange S. and scientific party of IODP legs 315 and 316, X-ray Computed Tomography Images of the Nankai Trough Seismological Experiment (NanTroSEIZE) Cores : Results From IODP Expeditions 315 and 316 and Comparison With log Density, *AGU 2008 Fall Meeting*, San Francisco, USA. Abstract: T31B-2000.

1. **Conin M.**, Chang C., Bourlange S., Henry P. and the Nantroseize Shipboard Science Party (Exp. 314 and 315), Estimation of the horizontal stresses from breakouts data collected at Site C0002 of the Nankai accretionary wedge during IODP Leg 314, *EGU general assembly 2008*, Vienna, Austria. Abstract: EGU2008- A-08079

### **Conférences nationales**

2. Jaber J., **Conin, M.**, Bonina, D., Godard, o., Deck, O., Kenzari, S. Caractérisation du comportement des discontinuités rocheuses par fabrication additive, JNGG 2018.

1. **Conin M.**, Chang C., Bourlange S., Henry P. and the Nantroseize Science Party (Exp. 314 and 315), Estimation des contraintes horizontales à partir des données de breakouts collectées au Site C0002 du prisme d'accrétion de Nankai lors du Leg IODP 314, RST 2008, Nancy.

## II. Présentation de mes activités de recherche

### Avant-propos

Avant d'entamer le résumé de mes travaux de recherche et d'en présenter les perspectives, il me semble important de présenter succinctement mon parcours qui m'a emmené des zones de subduction jusque dans les mines.

J'ai réalisé ma première mission en mer à bord du navire de recherche français l'ATALANTE au cours de mon Master 2 sur le prélèvement de gaz sur la faille Nord-Anatolienne en avril 2007. Cette expérience m'a emportée dans ce milieu de la géologie marine et dans celui des failles sismogènes. Elle fut suivie par un doctorat en Sciences de la Terre à l'Université Paul Cézanne (Aix -Marseille 3) sur *l'évolution des propriétés physiques des sédiments et des zones de failles du front de déformation à la zone sismogène: cas de la marge de Nankai*, en embarquant dès le premier jour de mon contrat à bord du Chikyu, l'un des 2 navires de forages océaniques profonds scientifiques, pour la première expédition du projet NanTroSEIZE qui visait à mieux comprendre la sismicité dans les zones de subduction. Depuis, j'ai effectué 7 autres missions en mer dans les zones de subduction (Japon, Nankai, Antilles, Costa Rica), et je m'apprête à être co-cheffe sur une 8<sup>ème</sup> mission (Japon). J'ai toujours effectué ma recherche dans un contexte international, avec de nombreuses collaborations avec d'autres instituts (Japon, US, Italie, Allemagne), et je suis très fortement impliquée dans le programme international de forages océaniques profonds IODP. En 2014, j'ai rejoint mon conjoint à Nancy, et obtenu un poste de Maitresse de Conférences à l'Ecole des Mines de Nancy et au laboratoire GeoRessources dans une équipe de géomécanique spécialisée dans l'analyse de risques, et la stabilité des ouvrages de génie civil et génie minier. Ce poste m'a amenée à réorienter partiellement ma recherche vers des objets plus en lien avec le monde de la carrière et des mines, et à me tourner vers des approches expérimentales, que je développe maintenant depuis quelques années.

Au cours de mes années de recherche **j'ai construit une méthodologie de recherche basée sur la multidisciplinarité en mêlant les raisonnements, le vocabulaire et les outils méthodologiques de la géologie, de la géophysique et de la géomécanique**. J'ai notamment utilisé l'interprétation des données sismiques et bathymétriques, l'analyse des microstructures sur carottes, les mesures de propriétés physiques sur échantillons et *in-situ (diagraphie)*, les quantifications des pressions de fluide et des contraintes, l'analyse des propriétés mécaniques des roches et des failles mesurées au laboratoire et des modèles numériques mécaniques 3D pour comprendre et quantifier les processus de déformations des massifs rocheux, et l'activation des failles sismogènes. Cette multidisciplinarité explique l'étendue de mes outils, et ma volonté de ne pas me spécialiser dans une approche spécifique.

*Vous trouverez en bleu, les articles dans lesquels je suis auteur.*

## A. Bilan de mes activités de recherche

Les marges de subduction sont des objets géologiques complexes et fascinants où s'entremêlent volcanisme, déformations long terme façonnant les reliefs et risque sismique. D'une part, l'aléa sismique y est particulièrement important car la zone capable de générer des séismes, appelée zone sismogène, y est plus large et plus continue que pour les autres failles crustales. Il y est d'autant plus élevé que ces séismes s'accompagnent régulièrement de tsunamis énergétiques (Kanamori, 1972). Comme les zones côtières situées à l'aplomb des zones de subduction sont bien souvent densément peuplées, notamment du fait des activités halieutiques et portuaires, cet aléa se croise avec de nombreux enjeux et entraîne un niveau de risques socio-économiques particulièrement élevé (Birkmann et al., 2014). Ces zones sont donc particulièrement surveillées et instrumentées. D'autre part, ce sont des systèmes actifs où l'on peut observer des déformations et des mouvements sur les failles dans un système en raccourcissement. On y voit notamment des déformations court terme liées au cycle sismique, mesurables en géophysique et en géodésie, qui se surimposent à des déformations long terme observables notamment par de l'imagerie sismique et des forages océaniques profonds (Audin et al., 2008; Boston et al., 2017; Dielforder, 2017; Espurt et al., 2012; Moore et al., 2009, 2015, 2007; Saillard et al., 2017; Tobin et al., 2009; Westbrook et al., 1988).

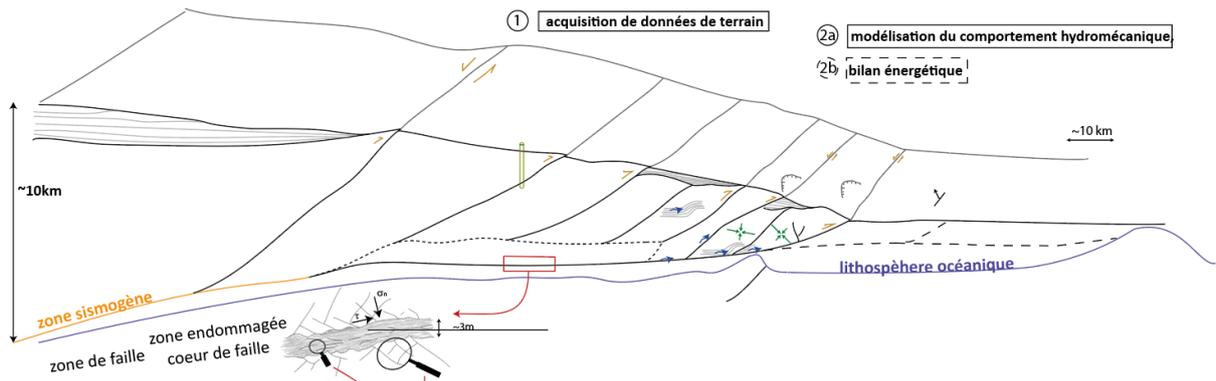
Le terme de subduction est vaste puisqu'il regroupe un ensemble de processus par lesquels une partie de lithosphère est entraînée sous une autre. On peut le voir comme une chaîne de systèmes en interactions qui vont du domaine cassant jusqu'à la fusion partielle à 100 km de profondeur en moyenne. Pour ma part, mes travaux de recherche se focalisent uniquement sur la partie frontale des zones de subduction, et s'arrêtent à la transition haute de la partie sismogène (~10 km de profondeur, et jusqu'à ~100 km de la fosse), dans le domaine cassant. Je m'intéresse particulièrement au comportement mécanique de la partie frontale des zones de subduction, et au fonctionnement des failles.

Au front des deux grands types de marges, en accréation et en érosion, les plaques plongeante et supérieure sont marquées par des déformations actives (plissement, failles, déformations volumiques de l'encaissant) qui se poursuivent sur plusieurs dizaines de kilomètres en s'éloignant de la fosse de subduction (e.g. Moore et al., 2009 ; Schleicher and Jurado, 2019) et qui accommodent une partie de la convergence. L'activation / désactivation des structures à l'échelle des temps géologiques, la mise en place de sauts de décollement et de sous-placage, ainsi que les phases d'érosion basale intéressent les tectoniciens depuis plus d'un siècle et sont expliquées par un équilibre mécanique subtil entre les efforts aux limites du système, les géométries des structures et leurs propriétés mécaniques, ainsi que les circulations de fluides (e.g. Bose et al., 2015; Conin et al., 2012; Cubas et al., 2008; Dahlen, 1984; Davis et al., 1983; Graveleau et al., 2012; Ruh et al., 2012; Sample and Moore, 1987; Sapin et al., 2009; Souloumiac et al., 2010; Westbrook et al., 1988). Par ailleurs, le comportement sismique dans ces parties situées à la limite supérieure de la zone sismogène

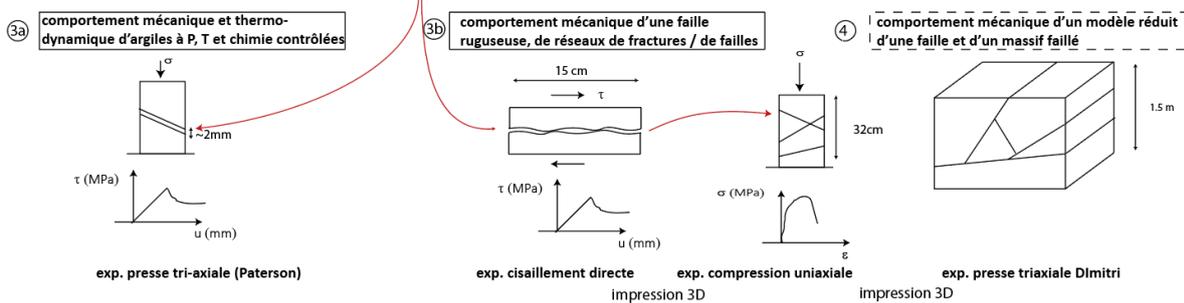
apparaît de plus en plus hétérogène (Lay and Nishenko, 2022). Sur l'interface de subduction, on observe des glissements co-sismiques engendrés par des mégaséismes et pouvant se propager jusqu'à la fosse (e.g. Fujiwara et al., 2011; Simons et al., 2011 à Tohoku; Sakaguchi et al., 2011 à Nankai), ainsi que des glissements post-sismiques et des glissements lents, parfois de génération spontanée, dont l'origine et la répartition géographique (par patches) sont encore mal expliquées (Barnes et al., 2020; Bürgmann, 2018; Obara and Kato, 2016; Rogers and Dragert, 2003; Saffer and Wallace, 2015; Schwartz and Rokosky, 2007; Socquet et al., 2017; Vallée et al., 2013). En parallèle on y observe des tremors et des séismes très basses fréquences (e.g. Ito et al., 2009). Le comportement mécanique de l'interface de subduction est très souvent expliqué par une combinaison entre (i) le modèle rhéologique du rate-and-state qui associe un changement de frottement sur le plan à un changement de vitesse de glissement (e.g. Burridge and Knopoff, 1967; Rice and Ruina, 1983; Scholz, 1998; Perfettini et al., 2010), (ii) les propriétés élastiques du milieu environnant la zone de faille, capable de stocker de l'énergie de déformation élastique avant un séisme et de la restituer au système pendant le glissement, ainsi que par (iii) l'état de contrainte effective sur l'interface (e.g. Perfettini and Avouac, 2004; Scholz, 1998). L'ensemble de ces données (contraintes effectives, rhéologies de l'encaissant et de l'interface), est donc un élément essentiel à la compréhension de la sismicité dans ces zones.

Dans ce contexte mes travaux de recherche s'intéressent principalement à comprendre le fonctionnement des failles et les modalités de déformations de ces zones de front de marges. Cela revient à comprendre comment se comporte mécaniquement un massif rocheux faillé sous sollicitations mécaniques, notamment quand il est découpé de failles qui interagissent entre elles, et à caractériser en détails le comportement mécanique de ces failles (Figure 1).

**CHANTIER A : Etude du comportement hydro-mécanique du front des marges**



**CHANTIER B : Etudes expérimentales du comportement des failles**



**Figure 1** : Schéma récapitulatif de mes actions de recherches. Les encadrés énoncent les chantiers : les cadres en traits pleins présentent mes activités de recherches présentes et passées ; les cadres en pointillés présentent mes projets de recherche. Chantier A. : étude du comportement mécanique de la marge. Les flèches bleues correspondent à la circulation de fluides, les flèches vertes au tenseur des contraintes, les flèches marron aux déplacements sur les failles. Chantier B. : études expérimentales du comportement des failles et des massifs faillés.

En parallèle de ces travaux, j'ai développé un nouveau pan de recherche sur les propriétés mécaniques des failles (point ③)- Figure 1) et leur lien avec l'encaissant. Un premier ensemble de travaux, que j'ai financés par des projets INSU et maintenant par l'ANR SMEC dont je porte un volet (responsable du partenaire Université de Lorraine), vise à comprendre le comportement mécanique des argiles qui composent la plupart des plans de glissements dans la partie frontale des zones de subduction. J'ai d'abord récolté des données de terrain montrant qu'il existaient des anomalies de composition cationiques dans les argiles de zones de failles de Nankai et de Tohoku et que ces anomalies pouvaient affaiblir la zone de faille (Kameda et al., 2019, 2016). Ces données suggèrent également que ces anomalies sont liées à des circulations de fluides. J'ai ensuite élaboré et réalisé une série d'expériences de cisaillement d'argiles à pression, température et chimie contrôlées (ne contenant plus qu'un seul type de cation) en presse Paterson. Les expériences de cisaillement ont été réalisées à l'ISTO par mon étudiant de M2 Mohammed Lemine, en collaboration avec H. Raimbourg. Les résultats montrent que dans des conditions de pression et de température similaires à celles observées sur le décollement au front de la marge de Tohoku, la composition cationique des argiles a un impact fort sur leur résistance en cisaillement (Conin et al., in prep.). A noter qu'à la suite de ce projet que j'ai initié et porté, nous avons élaboré avec H. Raimbourg (PI) le projet

ANR SMEC portant sur l'effet de la déshydratation des argiles sur le potentiel sismique des failles. Un second ensemble de travaux, financés par des projets régionaux, CARNOT et Lorraine Université d'Excellence, portent sur l'effet de la rugosité du plan de faille sur ses propriétés mécaniques (Jaber et al., 2020; AbiAad et al., soumis; Conin et al., soumis). L'originalité de ce second volet, développé dans le cadre de deux thèses que j'ai montées et financées (Jana Jaber et Emilio AbiAad ; point 3.b - Figure 1), est que nous imprimons et cisailons au laboratoire des surfaces rugueuses contenant des aspérités de différentes longueurs d'ondes, dans des matériaux dont nous contrôlons les propriétés mécaniques. Ces travaux nous ont permis d'identifier les longueurs d'ondes les plus impliquées dans les propriétés mécaniques des surfaces rugueuses, et de mettre en lumière le rôle essentiel que joue l'encaissant sur l'évolution du glissement sur l'interface rugueuse. En parallèle, j'imprime des éprouvettes contenant un réseau de ces surfaces rugueuses pour étudier la répartition des déformations et des glissements dans le réseau au cours d'un chargement mécanique. Les résultats de cette action de recherche sont en cours d'interprétation.

À l'échelle intermédiaire entre les deux extrêmes que représentent le terrain et le laboratoire, je participe également à un projet de recherche qui vise à comprendre les modalités de chargement d'aspérités sismiques rompant régulièrement (répéteurs sismiques) (Lhoumaud et al., in press). Ces travaux ont été réalisés par Emeline Lhoumaud, étudiante en thèse que j'ai co-encadrée, dans le cadre d'une collaboration avec l'Ineris et la mine de Garpensberg (Suède). Dans cette mine en activité, nous avons foré et instrumenté avec des sismomètres et des jauges de déformation deux zones où plusieurs familles de répéteurs sismiques ( $M_w < 1$ ) sont actives depuis plusieurs mois. Les analyses combinées des données géophysiques, tectonique et mécaniques montrent tout d'abord les difficultés de réconcilier ces jeux de données, notamment d'identifier sur le terrain des objets identifiés par des inversions géophysiques (Lhoumaud et al., in press). Elles montrent également que ces aspérités qui rompent régulièrement semblent parfois se charger par déformation de la masse rocheuse, et non par glissement lent dans la zone de faille entourant de l'aspérité, comme cela est généralement proposé (Chen and Lapusta, 2019) (thèse d'Emeline Lhoumaud).

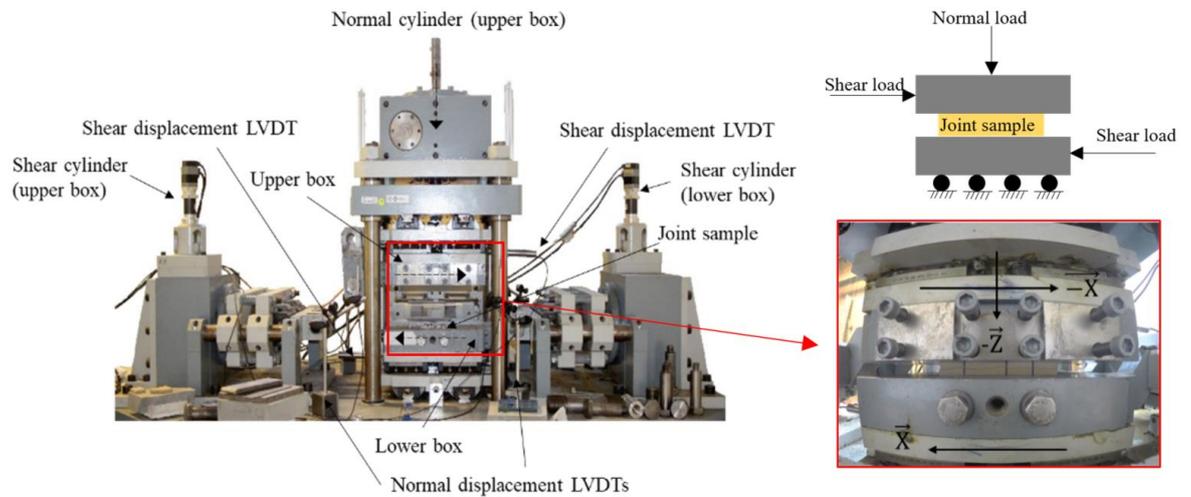
Je compte poursuivre ces travaux au travers de trois nouveaux projets de recherche que je présenterai à la suite du détail de mes activités des recherches.

## **B. Introduction générale sur le fonctionnement des failles, et des zones de subduction**

### **1. Le fonctionnement mécanique des failles, et les différents types de glissement**

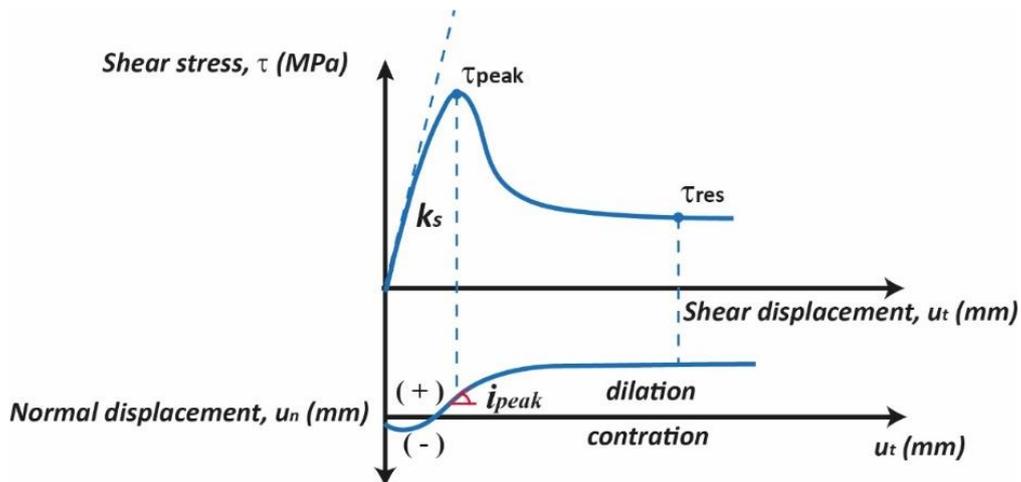
D'un point de vue mécanique, une faille peut être vue comme une discontinuité frottante entre deux blocs, de longueur supérieure au mètre (on l'appellera fracture si sa longueur est inférieure au mètre), caractérisée par une orientation dans l'espace et ses propriétés mécaniques, notamment sa dilatance, ses raideurs tangentielle et normale, sa

cohésion et ses angles de frottement au pic de résistance et au résiduel. Au laboratoire, ces propriétés sont typiquement caractérisées par des essais de cisaillement direct, contrôlés en vitesse de chargement, à contrainte normale constante, avec ou sans fluide (Figure 2).



**Figure 2** : machine de cisaillement direct MCDA-3D du laboratoire GeoRessources, Nancy. En haut à droite : schéma représentant les conditions aux limites sur l'échantillon pendant les expériences de cisaillement. Notre dispositif permet de cisainer des surfaces de 15cm x 15 cm à contrainte normale constante, ou rigidité constante. Les axes sont munis de capteurs d'efforts (100kN), et la machine est équipée de capteurs LVDT permettant de mesurer les déplacements horizontaux (shear displacement,  $u_t$  en mm), et les déplacement verticaux (normal displacement,  $u_n$  en mm) pendant le cisaillement.

A vitesse de cisaillement constante, les courbes caractéristiques du comportement quasi statique de ces surfaces sont les suivantes (cf. Figure 3):



**Figure 3** : comportement typique d'un joint cisainé à vitesse constante, et à contrainte normale constante (e.g. (Barton, 1976) ).  $k_s$  est la raideur tangentielle (en Pa/m),  $\tau_{peak}$  et  $\tau_{res}$  sont les résistances au cisaillement au pic et au résiduel (en MPa),  $i_{peak}$  est l'angle de dilataance mesuré au pic de résistance, il correspond généralement à l'angle de dilataance maximal.

Ce type d'essai permet de définir un critère de glissement sur la surface, en fonction des composantes tangentielle ( $\tau$ , en MPa), et normale ( $\sigma_n$ , en MPa) du vecteur contrainte qui s'applique sur le plan de faille. Le critère le plus classique restant le critère de Coulomb:

$$\tau = \mu (\sigma_n - P_f) + C \quad (1)$$

Où  $\mu$  est le coefficient de frottement ( $\mu = \tan \varphi$ , avec  $\varphi$  l'angle de frottement sur la discontinuité en °),  $C$  est la cohésion de l'interface (en MPa), souvent considérée comme nulle, et  $P_f$  est la pression de fluide (en MPa). Une augmentation de la pression de fluide favorise donc l'activation de la discontinuité. Ce critère reste assez simple, linéaire, valable uniquement dans un plan de contraintes principales (donc c'est un critère 2D), et décrit avec peu de paramètres le comportement frottant d'une zone de faille dans son ensemble, sans discuter de la nature sismique ou non du glissement. Pour cette raison, il est utilisé par toutes les communautés, des géophysiciens aux mécaniciens, et à toutes les échelles, et le « frottement effectif »  $\mu$  souvent issu d'inversions devient un paramètre un peu vague englobant beaucoup d'hétérogénéités le long d'un plan et dans l'encaissant, ainsi que plusieurs physiques, du frottement mécanique sur une interface (e.g. [Conin et al., 2012](#)) jusqu'à l'élévation thermique dans un volume au cours du cisaillement (e.g. [Wang et al., 1995](#)). D'autres critères plus élaborés tiennent compte de la rugosité de la surface et de son endommagement pendant le glissement, notamment lorsque le glissement a lieu à forte contrainte normale effective. Ces critères sont plus représentatifs de ce qui se passe à petite échelle sur le plan, ou dans la gouge de faille. On trouve notamment les critères de [Bahaaddini et al., \(2013\)](#); [Barton and Choubey, \(1977\)](#); [Ladanyi and Archambault, \(1975\)](#); [Patton, \(1966\)](#) pour les discontinuités rugueuses. Si ces critères sont bien connus des mécaniciens des roches, ils sont en revanche peu utilisés dans les autres communautés des géosciences, notamment par les tectoniciens.

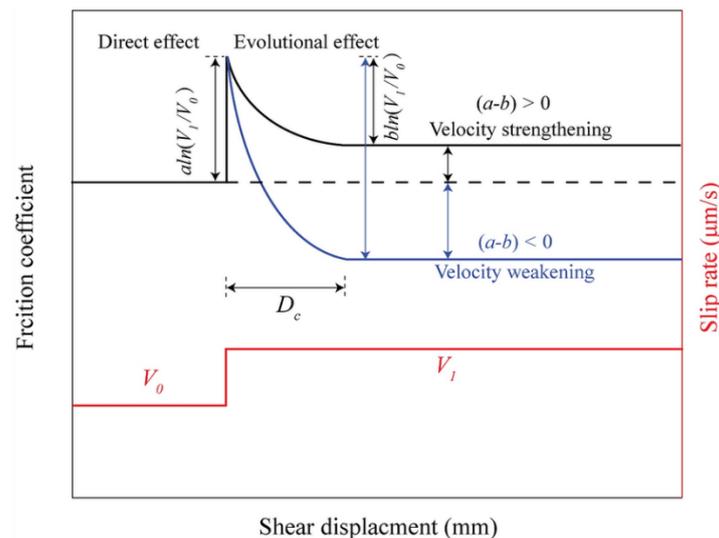
Une faille peut également être vue comme un volume rempli d'une gouge dont le comportement est proche de celui des milieux poreux ou granulaires, incluant de la compaction et/ou de la dilatance au cours de la déformation. Dans ce cas le comportement de la faille est lié au frottement interne dans ces matériaux, à leur variation de volume, et aux variations des pressions de fluides liées aux déformations volumiques (e.g. [Brantut et al., 2008](#); [Noël et al., 2023](#)). Il est donc très lié à la porosité du matériau. Le comportement de ce type de milieu est étudié depuis longtemps en laboratoire, très souvent à partir d'échantillons fabriqués à partir de lithologies classiquement trouvées dans des gouges (argiles, silts, mélanges de lithologies), compactés dans des œdomètres puis cisailés sous presses tri-axiales (e.g. [Ikari et al., 2009](#)). Les deux approches d'étude sont en réalité réconciliables, et les lois de comportements développées historiquement sur des surfaces frottantes ([Dieterich, 1979](#); [Dieterich and Kilgore, 1996](#)) sont également vérifiées sur des gouges de failles ([Marone et al., 1990](#); [Perfettini and Avouac, 2004](#)).

En complément de cette approche quasi-statique, le potentiel sismogène d'une faille est traité à partir d'essais de laboratoire sur des gouges ou des surfaces lisses cette fois en regardant la réponse frictionnelle du système à un changement de vitesse. De ces expériences, est venu le

modèle de rate-and-state qui associe un changement de frottement sur le plan à un changement de vitesse de glissement (e.g. Burridge and Knopoff, 1967; Dieterich, 1979; Marone et al., 1990; Perfettini et al., 2010; Perfettini and Avouac, 2004; Rice and Ruina, 1983; Scholz, 1998). Le matériau est dit rhéo-durcissant (velocity strengthening, correspondant à  $(a-b) > 0$ , Figure 4) si sa résistance au frottement augmente avec l'augmentation de la vitesse de glissement ( $\mu > \mu_0$  quand  $V > V_0$ ,  $V$  en  $\text{m.s}^{-1}$ ), rhéo-adoucissant (velocity weakening,  $(a-b) < 0$ ) si elle diminue avec l'augmentation de la vitesse de glissement ( $\mu < \mu_0$  quand  $V > V_0$ ) (Figure 4). La loi classique est la suivante (équation 3) :

$$\tau = \left[ \mu_0 + a \ln\left(\frac{V}{V_0}\right) + b \ln\left(\frac{V_0 \theta}{D_c}\right) \right] (\sigma_n - P_f) \quad (2)$$

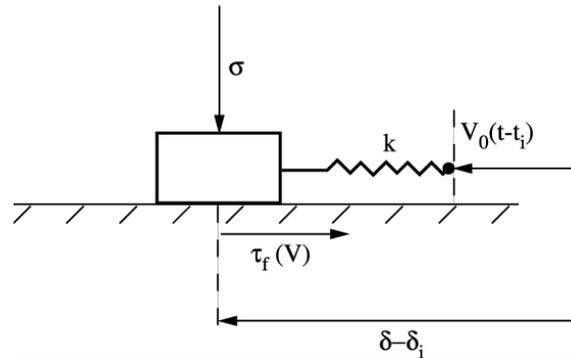
Où  $\mu_0$  est le coefficient de frottement à  $V=V_0$ ,  $D_c$  (en m) est la distance critique de glissement à atteindre avant de parvenir aux propriétés résiduelles de glissement, et  $\theta$  est un paramètre d'état dont la dérivée dépend de la vitesse, et de la valeur de  $\theta$ . Physiquement, il peut être associé à l'évolution de l'endommagement de la surface au cours du cisaillement, et à la variation du temps de contact entre les épontes lorsque la vitesse varie. La distance critique  $D_c$  est de l'ordre de grandeur de la taille des aspérités cisillées.



**Figure 4 :** courbe coefficient de frottement versus déplacement tangentiel montrant les deux comportements typiques d'une discontinuité sous l'effet d'un changement de vitesse de cisaillement (schéma tiré de Jia et al., 2021).

A elle seule la rhéologie de la zone de faille n'est pas suffisante pour expliquer le potentiel sismogène d'une faille. Un glissement co-sismique est en effet une compétition entre l'énergie élastique stockée dans un système, qui dépend donc des propriétés mécaniques de l'encaissant, et sa capacité à relâcher cette énergie au cours du glissement sur le plan de faille.

Le modèle le plus utilisé pour illustrer cela reste celui du patin ressort (e.g. Marone et al., 1990; Perfettini and Avouac, 2004; Scholz, 1998) (Figure 5).



**Figure 5** : modèle du patin ressort, où  $k$  est la raideur du ressort (en  $\text{Pa}\cdot\text{m}^{-1}$ ),  $\sigma$  (ou  $\sigma_n$ ) est la contrainte normale sur la surface frottante (en Pa),  $\tau$  est la contrainte cisailante sur la surface frottante (en Pa) qui résiste à l'effort généré par l'allongement du ressort ( $\delta - \delta_i$  en m). Figure de (Perfettini et Avouac, 2004).

Dans ce modèle à un degré de liberté, un effort latéral est exercé sur un ressort attaché à un patin. L'effort transmis via ce ressort est repris en cisaillement à la base du patin. Lorsque le cisaillement atteint la résistance au cisaillement de l'interface, elle se met à glisser et relâche l'énergie stockée dans le ressort de raideur  $k$  (en  $\text{Pa}/\text{m}$ ). Pour que le glissement ait lieu il faut qu'il y ait toujours de l'énergie à relâcher dans le système au cours du glissement, notamment sur toute la distance  $D_c$ . Dans ce modèle, d'un côté cette énergie correspond au travail de la force nécessaire pour déplacer le ressort jusqu'au point de rupture, elle est donc liée à la raideur du ressort ; de l'autre elle correspond à l'effort nécessaire pour faire glisser le patin sur la distance  $D_c$ , qui lui dépend du paramètre  $k_c$  (en  $\text{Pa}/\text{m}$ ) suivant:

$$k_c = \frac{(\sigma_n - P_f)(\mu_s - \mu_d)}{D_c} \quad (3)$$

Où  $\mu_s$  est  $\mu_d$  sont respectivement les frottements statique et dynamique, et  $(\sigma_n - P_f)(\mu_s - \mu_d)$  correspond à la chute de contrainte cisailante sur l'interface au cours du glissement. Dans le cas d'un matériau rhéo-adoucissant (« velocity weakening »), si  $k > k_c$  le modèle est stable, et la rupture s'arrêtera rapidement. Si  $k < k_c$  la rupture pourra se propager si la variation de vitesse entre les deux états permet du velocity weakening. On dit alors que le glissement est instable. Si  $k < k_c$  mais que la variation de vitesse n'est pas suffisante, on dit que le domaine est conditionnellement stable.

Pour le cas des failles, il faut imaginer que le stockage de l'énergie se fait dans l'encaissant autour de la zone bloquée. La raideur du ressort correspond alors aux propriétés élastiques de l'encaissant, notamment à son module de cisaillement ( $G$  en Pa) :

$$k = \frac{G}{H} \quad (4)$$

$H$  est une des longueurs caractéristiques du problème (par exemple l'épaisseur de la zone endommagée, en m). C'est le relâchement brutal de cette énergie qui génère de la sismicité.

Les séismes ne peuvent nucléer que dans des régions où la faille se trouve dans le domaine instable. Ils peuvent se propager dans les régions conditionnellement stables si la propagation de la rupture continue à produire un saut de vitesse suffisant pour déstabiliser la faille à une contrainte normale donnée (Scholz, 1998). Cela signifie également qu'une zone de faille peut glisser sismiquement ou asismiquement selon la quantité d'énergie stockée dans l'encaissant, la contrainte normale sur le plan, et la variation de vitesse au cours du glissement. Une fois que le glissement a eu lieu et que l'énergie stockée est relâchée, le temps de contact entre les parois de la discontinuité augmente et le frottement revient progressivement à sa valeur initiale.

Plusieurs difficultés persistent dans les études en laboratoire, notamment car il est très compliqué d'échantillonner une zone de faille, et donc de cisailier un échantillon ayant déjà la bonne texture, structure, et histoire de chargement mécanique, tout en simulant également le comportement de l'encaissant. Par ailleurs pour appliquer des contraintes élevées dans une presse au laboratoire, l'échantillon doit être de petite taille, ce qui cause d'importants biais liés au saut d'échelle, notamment pour respecter les longueurs d'ondes des aspérités, les distances de glissement, etc. D'un autre côté, il est extrêmement coûteux et compliqué d'instrumenter une zone de faille, même si beaucoup d'efforts ont été réalisés dans ce domaine (Chen and Lapusta, 2019; Guglielmi et al., 2015, [Expéditions IODP 319, 343, Lhoumaud et al., in press](#)). Les résultats de laboratoire restent néanmoins cruciaux dans la compréhension des mécanismes et de la physique à l'origine de la sismicité des failles.

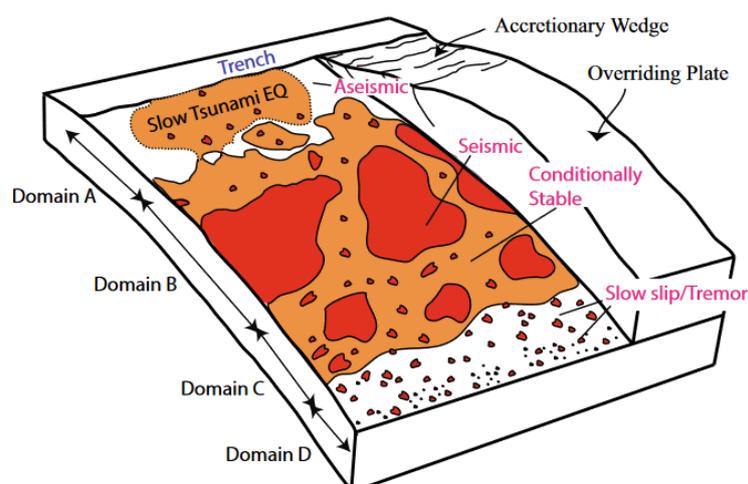
Par ailleurs, d'importantes questions demeurent sur le rôle de l'encaissant dans la sismicité, notamment sur sa capacité à stocker ou à dissiper de l'énergie, et sur les modalités de chargement des zones bloquées (des aspérités). Sur le second point, des essais d'injections de fluides dans des failles instrumentées suggèrent que l'arrivée de fluides sous pression dans des zones de failles entraîne leur activation et un glissement asismique (au titre de ce qui est décrit dans l'équation 1), qui peut charger des aspérités situées un peu plus loin et provoquer leur rupture sismique (e.g. Guglielmi et al., 2015). Les travaux sur les répéteurs sismiques observés sur la faille de San Andreas suggèrent également que ces répéteurs correspondent à la rupture successive d'une même aspérité, régulièrement chargée par du glissement lent sur la faille autour de l'aspérité (vitesse de l'ordre des vitesses de mouvement des plaques) (Chen and Lapusta, 2019). Il se pourrait également que le chargement se fasse par fluage dans la masse rocheuse environnant l'aspérité ([Lhoumaud et al, in press](#)).

## **2. La partie frontale des zones de subduction**

Les marges de subduction sont des zones particulièrement étudiées notamment car elles sont à la fois le locus des séismes et de tsunamis de très fortes magnitudes (e.g. Heuret et al., 2011 et références citées), de différents types de glissements (rapides, lents, sismiques, asismiques) et le lieu d'importantes déformations court termes et long termes, qui façonnent les reliefs (e.g. Dielforder et al., 2020; Pajang et al., 2022). Si malgré les enjeux, l'aléa sismique

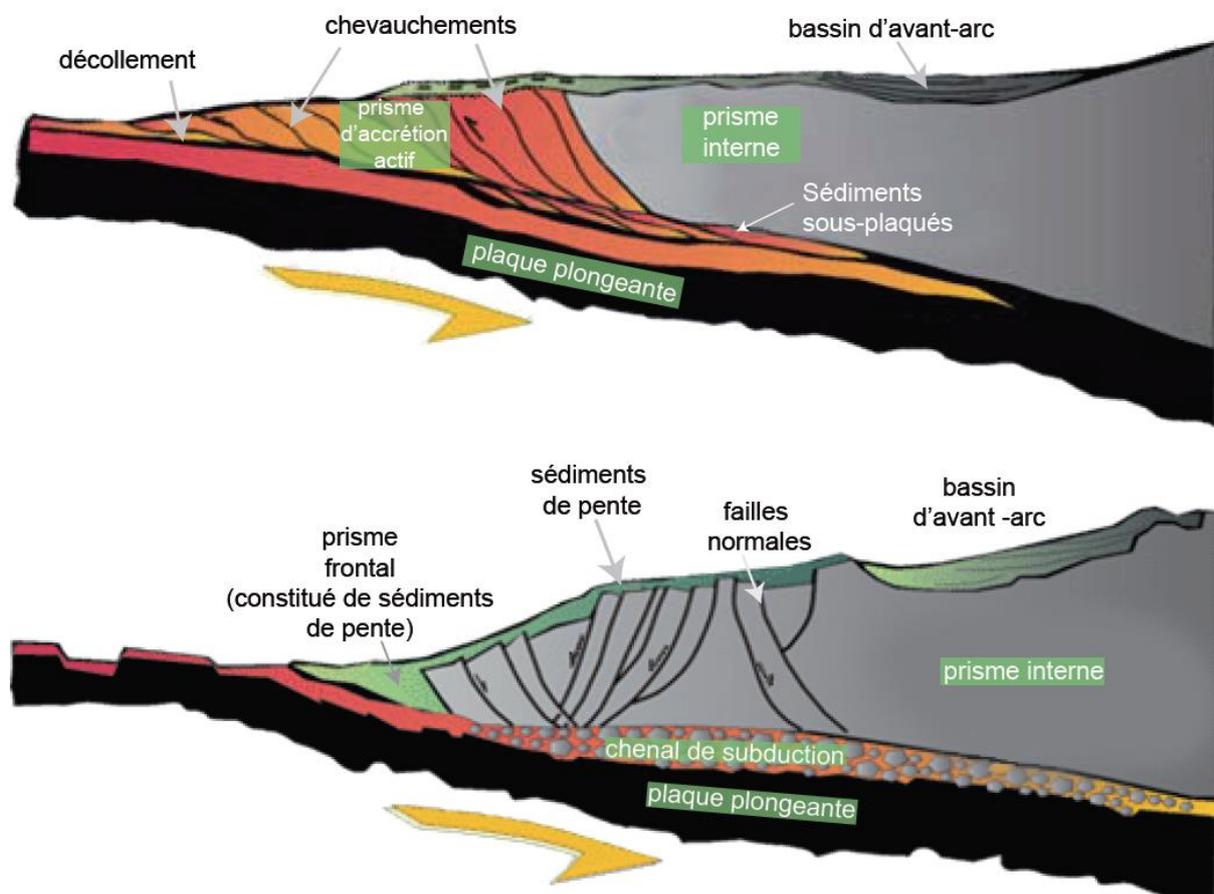
est encore mal prévu, c'est notamment par manque de données ou d'observations *in-situ*. C'est également lié à la difficulté d'appréhender tous les paramètres et les mécanismes rentrant en jeu au cours de la nucléation et de la propagation d'une rupture sismique, et de faire le lien entre ce qui est vu au laboratoire et l'échelle naturelle.

Les mégaséismes de subduction nucléent sur l'interface de subduction dans une zone appelée "zone sismogène", bloquée au cours de l'intersismique et donc accumulant de la déformation élastique, et où le glissement est instable. La limite supérieure est vraisemblablement due à un changement de propriétés mécaniques de l'interface due aux conditions P, T, (e.g. Moore and Vrolijk, 1992.; Saffer and Marone, 2003) et à l'intensité des contraintes effectives. A plus faible profondeur, proche de la fosse, il n'y a pas de nucléation de mégaséismes de subduction mais les ruptures co-sismiques peuvent se propager jusqu'à la fosse (e.g. Fujiwara et al., 2011 à Tohoku; Sakaguchi et al., 2011 à Nankai). Dans ce domaine le glissement est stable ou conditionnellement stable, mais il est n'est pas continu dans le temps pour autant. Un nombre important d'observations montre la présence de patches de glissements lents de générations spontanées (slow slip events - SSE) pouvant présenter des variations de vitesses au cours du glissement (e.g. : Radiguet et al., 2011). Ces glissements sont souvent associés à des séismes très basses fréquences (Very Low Frequency Earthquakes, VLFE). La taille caractéristique de ces patches, et les raisons de leur présence sont encore très mal contraintes, mais ils semblent très liés à des hétérogénéités géométriques sur le plan de faille causées par la rugosité de la plaque plongeante, avec pour exemple les VLFE associés à des ruptures de pentes sur le décollement (Hashimoto et al., 2022) , les glissements lents (slow slip events) liés à la présence de monts sous-marins à Hikurangi (Barnes et al., 2020) ; à des hétérogénéités lithologiques liées aux variations de composition des sédiments entrants (e.g. Shreedharan et al., 2022) ; à la présence de surpressions de fluides locales (Saffer and Wallace, 2015). Les différents domaines de ruptures dans une zone de subduction sont présentés en Figure 6.



**Figure 6** : schéma des différents domaines de rupture sur l'interface de subduction (Lay and Nishenko, 2022). EQ : Earthquake. Les zones en rouge représentent les zones où la nucléation des grands séismes est possible, les zones en orange représentent les zones où la propagation de la rupture est possible sous certaines conditions. Dans le domaine, A au front de la marge, on trouve également des glissements lents (SSE), et des séismes basses à très basses fréquences (VLFE).

Une zone de subduction est également un objet géologique fortement tectonisé et déformé. Si l'on considère que le potentiel sismique d'une zone de subduction dépend de la géométrie et des propriétés de l'interface de subduction d'une part, et des propriétés de l'encaissant d'autre part, il devient intéressant de regarder l'architecture des zones de subduction, notamment dans mon cas, de la partie frontale de ces zones. Si toutes les zones de subduction ont leurs caractéristiques, il existe deux grandes typologies avec des marges en accrétion, et des marges en érosion même s'il est vraisemblable que les marges puissent alterner d'un état à l'autre au cours de leur histoire en fonction, notamment, de la quantité de sédiments à la fosse (e.g. Clift and Vannucchi, 2004).



**Figure 7** : schéma de la partie frontale des deux types de marges rencontrées dans les zones de subduction. En haut : marge en accrétion ; en bas : marge érosive (figure adaptée de figures non publiées de P. Vannuchi).

Au front des marges en accrétion, une partie des sédiments déposés sur la plaque océanique sont décollés au niveau de la fosse pour former un ensemble plissé et faillé appelé prisme d'accrétion. La partie restante des sédiments est d'abord subduite sous le prisme puis peut ensuite être sous-plaquée, ou transportée plus en profondeur (Figure 7). Dans les autres

cas, l'épaisseur sédimentaire sur la plaque plongeante est en général plus faible et tous les sédiments entrent en subduction. De leur côté, les marges érosives sont caractérisées par la présence de failles normales dans la plaque supérieure accompagnée d'une subsidence. Cette subsidence peut atteindre épisodiquement plusieurs mm/an au Costa Rica par exemple (Vannucchi et al., 2013) et résulte de l'érosion tectonique de la marge à sa base. Le toit de la marge peut être alors être recouvert d'importants dépôts. La zone entre la marge et la lithosphère océanique subduite est appelée le chenal de subduction et c'est dans ce chenal, ou le long de ses limites que se localise le plan de glissement principal activé lors des mégaséismes. Son épaisseur et la localisation de la déformation varient à mesure que la profondeur augmente (Rowe et al., 2013). Dans le cas d'une marge en accrétion, le matériel dans le chenal de subduction est essentiellement constitué de sédiments marins plus ou moins lithifiés et peut également comprendre des lambeaux de lithosphère océanique. Dans le cas d'une marge érosive, il peut comprendre une part importante de matériel arraché à la plaque supérieure. Différents processus ont été envisagés pour expliquer cette érosion: l'échappement de fluides surpressés du chenal de subduction, les variations de la friction et de l'état de contrainte au cours du cycle sismique, et la rugosité de la plaque plongeante. Dans tous les cas, le matériel constituant l'interface de subduction apparaît assez hétérogène.

Dans les deux types de marges les plaques plongeantes et supérieures sont marquées par des déformations actives, qui continuent à jouer même à plusieurs kilomètres de la fosse de subduction, et qui accommodent une partie de la convergence, limitant la quantité d'énergie élastique pouvant être stockée. L'activation / désactivation des structures à l'échelle des temps géologiques, la mise en place de sauts de décollement et de sous-placage, ainsi que les phases d'érosion basale résultent d'un équilibre mécanique subtil entre les efforts aux limites du système, les géométries des structures et leurs propriétés mécaniques, et les circulations de fluides (e.g. Dahlen 1984 ; Conin et al., 2012, Conin et al., in prep<sub>a</sub>). La description mécanique la plus classique des prismes d'accrétion est celle de la théorie du prisme critique de Coulomb qui repose sur un bilan des forces (Dahlen 1984 ). Cette théorie suppose qu'un prisme en cours de construction va se déformer jusqu'à atteindre une pente critique lui permettant de contrecarrer les forces de frottement sur le décollement et de glisser dessus. Dans le cas où cette pente critique est effectivement atteinte, la topographie du prisme peut donc être utilisée comme indicateur du frottement sur le décollement (e.g. : Dahlen 1984, Cubas et al., 2013). Dans ces modèles, et dans l'immense majorité des modèles utilisés notamment par les géophysiciens pour étudier les zones de subduction, les déformations internes des plaques, notamment les failles et des déformations volumiques des sédiments ne sont pas prises en compte. Cela s'explique très bien pour des raisons de calculs, de données disponibles, et également de physique, car beaucoup de modèles géophysiques reposent uniquement sur la réponse élastique du milieu à une sollicitation. Pourtant l'ensemble des déformations élastiques et plastiques jouent un rôle essentiel dans la distribution de l'état de contrainte dans une marge, et donc sur l'interface de subduction, y compris à l'échelle du cycle sismique, et dans la libération des fluides dans le système.

Mes travaux de recherche visent à répondre à plusieurs problématiques soulevées dans cette introduction :

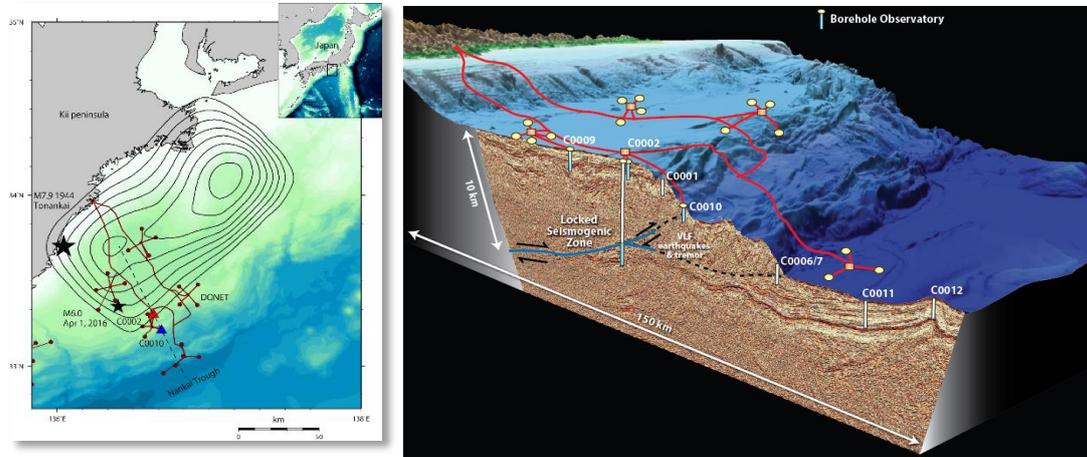
- Quelles sont les déformations et l'état de contrainte effectif au front des marges de subduction ? Comment varient-ils dans le temps et dans l'espace ? Quelles sont les implications tectoniques et sismiques ?
- Comment se comporte mécaniquement un massif rocheux faillé ? Qu'est ce qui contrôle l'activité des failles et la circulation des fluides ? Quelle est l'influence du comportement mécanique du massif rocheux environnant une faille sur le fonctionnement de cette faille ?
- Quel est l'effet de la rugosité d'une faille et de son endommagement sur son comportement mécanique ? Quel est l'effet de la lithologie, notamment de la présence d'argiles gonflantes sur les propriétés mécaniques d'une faille ?
- Comment se chargent les aspérités sismiques ? Quel est l'effet de l'encaissant sur le chargement de ces aspérités ?

### **C. Fonctionnement hydromécanique du front des marges de subduction : conséquences sur la structuration de la marge et sur l'aléa sismique.**

Je présente ici ma vision actuelle du fonctionnement hydromécanique de la partie frontale des marges de subduction. Les données et le raisonnement que je développe sont principalement basés sur le prisme d'accrétion de Nankai, la marge du Japon et la marge en érosion du Nord Antilles, mais mes conclusions se veulent plus générales.

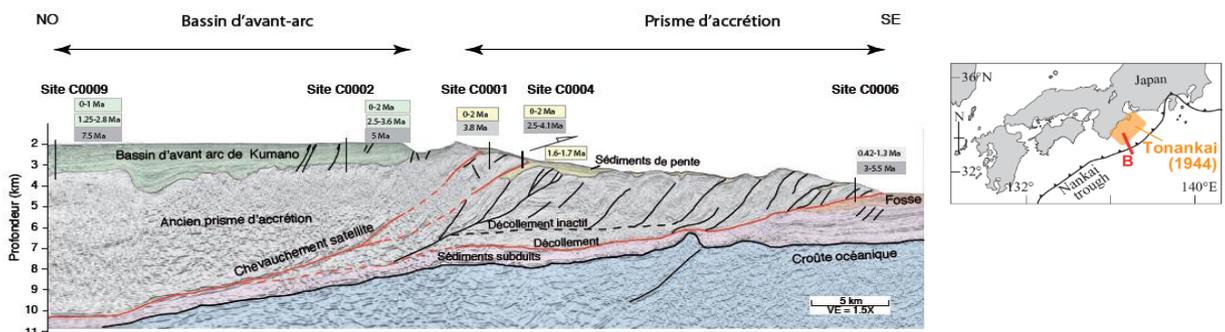
La marge de Nankai se situe au Sud du Japon et constitue le point de passage en subduction de la plaque Philippines sous le continent Japonais. Les données acquises grâce au réseau dense de GPS (GEONET) et l'obtention de mesures de vitesse instantanées (Kato et al., 1998) donnent une direction et une vitesse de convergence de  $310^{\circ}\text{N}$  et  $44 \text{ mm.an}^{-1}$  dans la partie Est de la marge de Nankai (e.g. Loveless and Meade, 2010). L'angle d'obliquité y est donc inférieur à  $5^{\circ}$ . Les archives historiques sur plus de 1300 ans ont montrées que dans ce secteur, la zone de subduction connaissait des séismes majeurs tous les 90 à 120 ans (Hori et al., 2004 ; Ishibashi et Satake, 1998). Au XXème siècle, deux séismes de  $M_w > 8$  ont frappé la zone, le séisme de 1944 dans la partie Est de Nankai a causé un tsunami de plus de 9 mètres et causé environ 5000 morts, et le séisme de 1946. Depuis ces séismes, la péninsule de Kii s'est densément peuplée, et les scénarii de risques causés par un  $M_w 9$  dans la zone laissent prévoir plusieurs centaines de milliers de morts (source : gouvernement japonais). L'inversion des données de tsunami du séisme de 1944 ont permis de contraindre la localisation de la partie haute de zone sismogène (Baba et al., 2002), et de proposer un programme de forages océaniques profonds capables d'atteindre cette zone de nucléation de séisme. Il s'agit du programme NanTroSEIZE auquel j'ai participé depuis ses débuts en 2007 (Figure 8). Par ailleurs

le réseau géophysique comprenant entre autres des sismomètres, accéléromètres, du GPS, des observatoires en puits est très dense à terre comme en mer dans cette région. L'ensemble de ces données a permis de mesurer de d'instrumenter de manière unique la partie frontale d'une zone de subduction.



**Figure 8 :** Localisation des puits de forages du projet NanTroSeize au large de la péninsule de Kii (Japon), et des câbles sous-marins du réseau de surveillance géophysique DONET (crédit image : JAMSTEC).

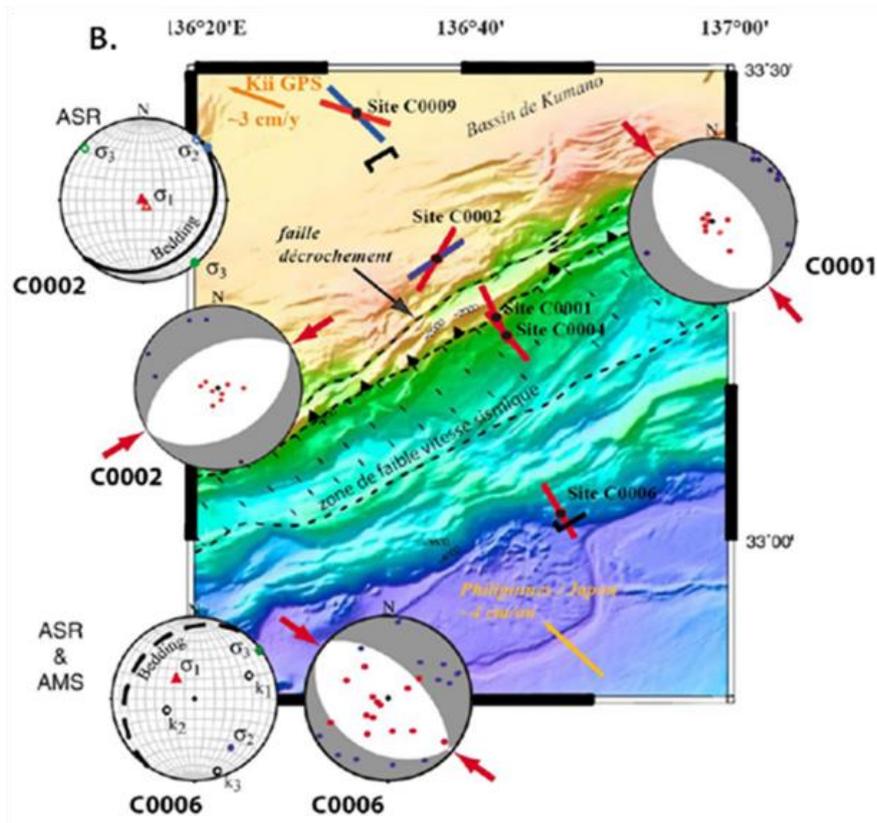
Dans le secteur où se trouvent les forages (Figure 9), le front de la marge est composé d'un prisme qui n'est plus en accrétion depuis ~400.000 ans (Screaton et al., 2009), ce qui joue vraisemblablement un rôle important dans les états de contrainte mesurés actuellement. Il présente une série d'écaillés imbriquées séparées par des chevauchements dont certains sont visiblement actifs, un saut de décollement vers un niveau inférieur (Moore et al., 2009), une zone d'anomalie de vitesse des ondes P interprétée comme la présence de surpression de fluides (Bangs et al., 2009). Dans les modèles d'inversion de tsunami, la limite supérieure de la zone sismogène s'arrêterait au niveau de l'enracinement du chevauchement satellite sur le décollement (Baba et al., 2002) (cf. Figure 9). Ce chevauchement marque la transition entre le prisme externe actif, et le prisme interne surmonté d'un bassin d'avant-arc.



**Figure 9 :** localisation du séisme de ToNankai (en haut à droite), et coupe sismique interprétée au travers de la marge de Nankai (en haut à gauche, adaptée de Moore et al., 2009). Les âges des unités stratigraphiques traversés en forage sont indiqués en vert pour les sédiments du bassin d'avant arc, en jaune pour les sédiments de pente et en gris pour les sédiments accrétés.

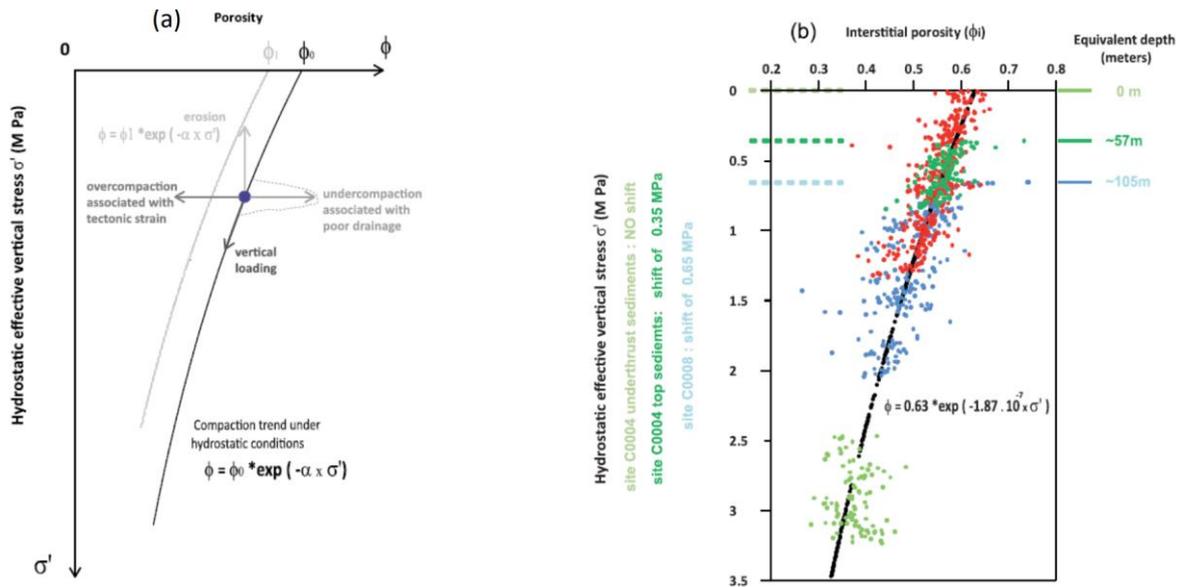
## 1. Observation grande échelle des états de contraintes et des déformations dans un prisme d'accrétion : un effet important des chevauchements

Dans la marge de Nankai, mes travaux d'analyses des données de fracturation de puits (ovalisation de puits et fracturation hydraulique) réalisés en collaboration avec les collègues présents sur les missions de forages (Chang et al., 2010; Lin et al., 2010; Saffer et al., 2013), associés à des inversions de mesures sur carottes (Byrne et al., 2009) et des données sismiques (Ito et al., 2009) ont montré que l'état de contrainte dans les zones forées dans le prisme (<3km) n'est pas dominé par une contrainte horizontale forte, telle que l'on pourrait l'imaginer dans une zone de convergence. Au contraire, ces données montrent des états de contraintes favorisant l'occurrence de décrochements, voire de failles normales jusqu'à plusieurs centaines de mètres sous le plancher océanique au front de la marge (Figure 10). L'étude de la bathymétrie et des images sismiques montrent par ailleurs la présence de failles normales et décrochantes actives dans le prisme, malgré la faible obliquité de la zone (Martin et al., 2010; Schottenfels and Regalla, 2021). Si l'orientation de la contrainte maximale dans le plan horizontal est généralement subparallèle au vecteur convergence, nos données mettent également en évidence une surprenante zone où ce vecteur tourne de 90° en arrière du chevauchement satellite (Figure 10). Cette rotation est associée à un changement de ratio des contraintes verticale et horizontales, et à une zone d'extension (cas où la contrainte maximale est verticale, toutes les contraintes sont positives c'est à dire compressives) qui se prolonge jusqu'à au moins 3 km de profondeur. De telles zones d'extension dans des zones en fort raccourcissement sont observées dans d'autres marges, ainsi qu'en Himalaya (e.g. Mugnier et al., 1994; Riesner et al., 2021), mais elles étaient jusqu'alors très mal comprises. L'interprétation mécanique de la présence de cette zone et plus globalement de l'hétérogénéité du champ de contrainte dans un prisme sont des résultats majeurs que je présenterai un peu plus tard dans ce manuscrit (Conin et al., 2012 ; Conin et al., in prep<sub>a</sub> ; Conin et al., in prep<sub>b</sub>).



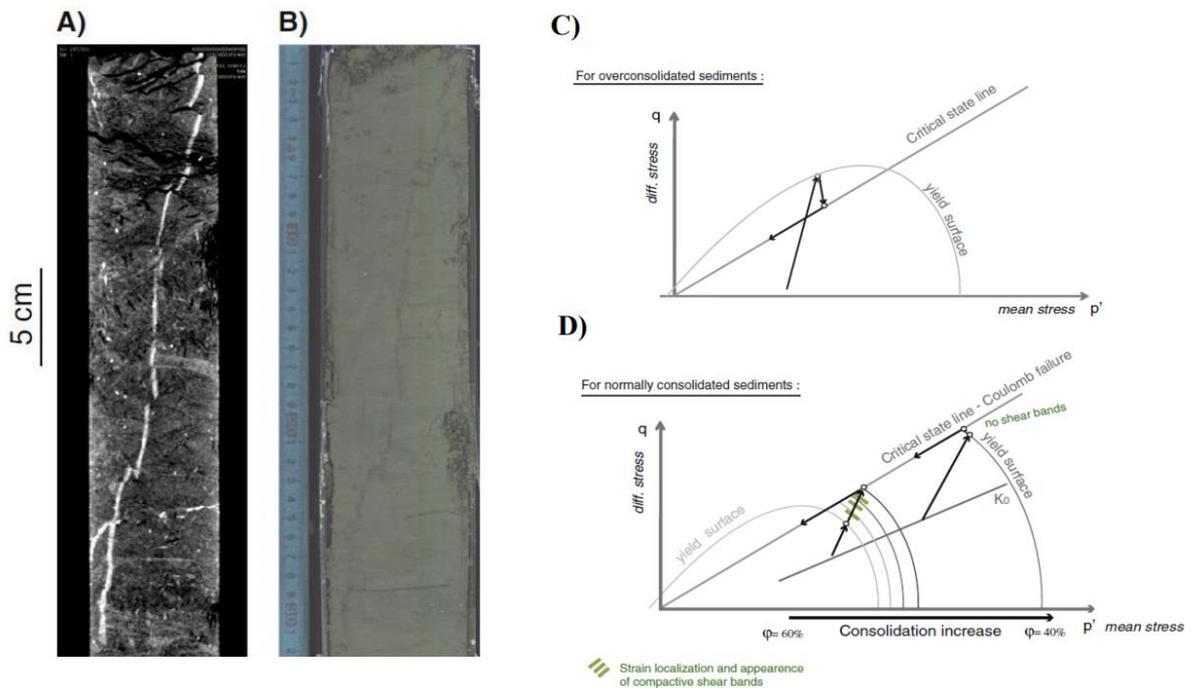
**Figure 10** : carte bathymétrique montrant l'orientation de l'état de contraintes déduit de l'inversion de l'analyse des structures sur carottes, des données de recouvrement de la contrainte anélastique (ASR), des données d'analyse d'anisotropie de susceptibilité magnétique (AMS) et de l'analyse des ovalisations de puits (les traits rouges et bleus indiquent la contrainte horizontale maximale ( $S_{Hmax}$ ) dans le prisme à partir des données d'ovalisation de puits). Aux Sites C0002 et C0009 les traits correspondent à l'orientation des contraintes dans les sédiments du prisme (bleu), et dans les sédiments du bassin (rouge) (Modifié d'après (Byrne et al., 2009, Lin et al., 2010, Chang et al., 2010).

En parallèle, l'étude systématique des courbes de compaction des sédiments dans le prisme permet d'y contraindre des zones d'anomalies dans le toit des failles actives. Elles mettent en évidence des zones sur-compactées au toit du chevauchement satellite et du chevauchement frontal (Site C0006 en Site C0004, Figure 9). Ces zones peuvent être expliquées par une érosion importante, de cinquante à plusieurs centaines de mètres, à la surface du prisme (Figure 11) quantifiée avec précision à l'aplomb du chevauchement satellite (57m et 105m). Ces estimations sont obtenues en comparant les courbes porosité / contrainte effective à une courbe de référence établie à un site où l'on sait que la compaction des sédiments a été purement uniaxiale (Figure 11) (Conin et al., 2011). Des estimations similaires de la quantité d'érosion ont été obtenues à partir de l'étude de loupes d'arrachement au-dessus des branches du principal chevauchement satellite (Strasser et al., 2011). Ces loupes sont encore visibles sur la bathymétrie et sont donc récentes. L'érosion semble donc intimement liée au fonctionnement des chevauchements.



**Figure 11 :** (a) Schéma expliquant les anomalies théoriques de variation de la porosité interstitielle en raison de processus hydrologiques ou tectoniques. Cette porosité est obtenue en soustrayant l'eau liée aux argiles (eau interfoliaire et adsorbée) à la quantité d'eau totale (Conin et al, 2011). Elle est calculée sur échantillon, via des mesures de capacité d'échanges cationiques (CEC), et à partir de log de résistivité et d'une loi d'Archie améliorée que nous avons développée (Bourlange et al., 2003; Conin et al., 2011). (b) porosité interstitielle versus contrainte verticale effective pour les sédiments en arrière du chevauchement satellite (en rouge – Site C0001), et au toit d'une branche active du chevauchement satellite C0004 (vert foncé au toit du chevauchement satellite et vert pâle au mur de la faille, la faille passe entre les 2 groupes de points), et C0008 (en bleu). La courbe porosité/ contrainte des sédiments au site C0001 est utilisée comme référence d'une compaction uniaxiale.

D'un point de vue mécanique, les sédiments sur-compactés sont plus fragiles. La conséquence est qu'aux endroits où il y a eu une forte érosion au toit du prisme, les structures dilatantes (faille et fracture) prédominent dans le prisme (Conin et al, 2014 ; Conin et al., in prep<sub>a</sub>). Le relevé exhaustif des déformations compactantes (bande de déformation compactée) et des déformations dilatantes à la fois sur carottes et sur les images de résistivité diagaphiques a pu montrer que ces fractures se localisaient sur des bandes de compaction cisailantes formées précocement (Figure 12) (Conin et al, 2014 ; Conin et al., in prep<sub>a</sub>).



**Figure 12** : A. Image de scanner au rayon X d'une carotte au puits C0001. On observe une bande claire interprétée comme une bande de compaction cisillante. Cette bande est recoupée par une série de failles apparues après sa formation. B. La même bande observée sur une photographie de la carotte. Cette bande apparaît noire. C. et D. Diagramme de contrainte déviatorique ( $q$ ) vs contrainte effective moyenne ( $p'$ ) montrant les différents chemins de contraintes possibles conduisant à la localisation d'une déformation ductile pour des sédiments sur-consolidés (C.) et normalement consolidés (D.) (Conin et al., 2014).

Il apparaît donc que le long d'un transect dans l'avant arc de cette marge, à relativement faible profondeur, les déformations, le degré de fracturation et les états de contrainte sont très hétérogènes, et que ces hétérogénéités semblent principalement liées au fonctionnement des failles. ***Ces hétérogénéités ont des conséquences importantes sur la réponse hydro-mécanique du milieu à une sollicitation. D'une part les zones intensément fracturées sont moins rigides et stockent moins d'énergie élastique au cours d'un cycle sismique. Elles sont aussi moins susceptibles de maintenir des surpressions de fluide significatives. D'autres part les variations de l'état de contrainte dans le prisme sont plutôt défavorables à la propagation d'une rupture co-sismique, et favorisent l'occurrence de glissements lents (e.g. Scholtz, 1998).***

## 2. Preuves de surpressions de fluides près des failles

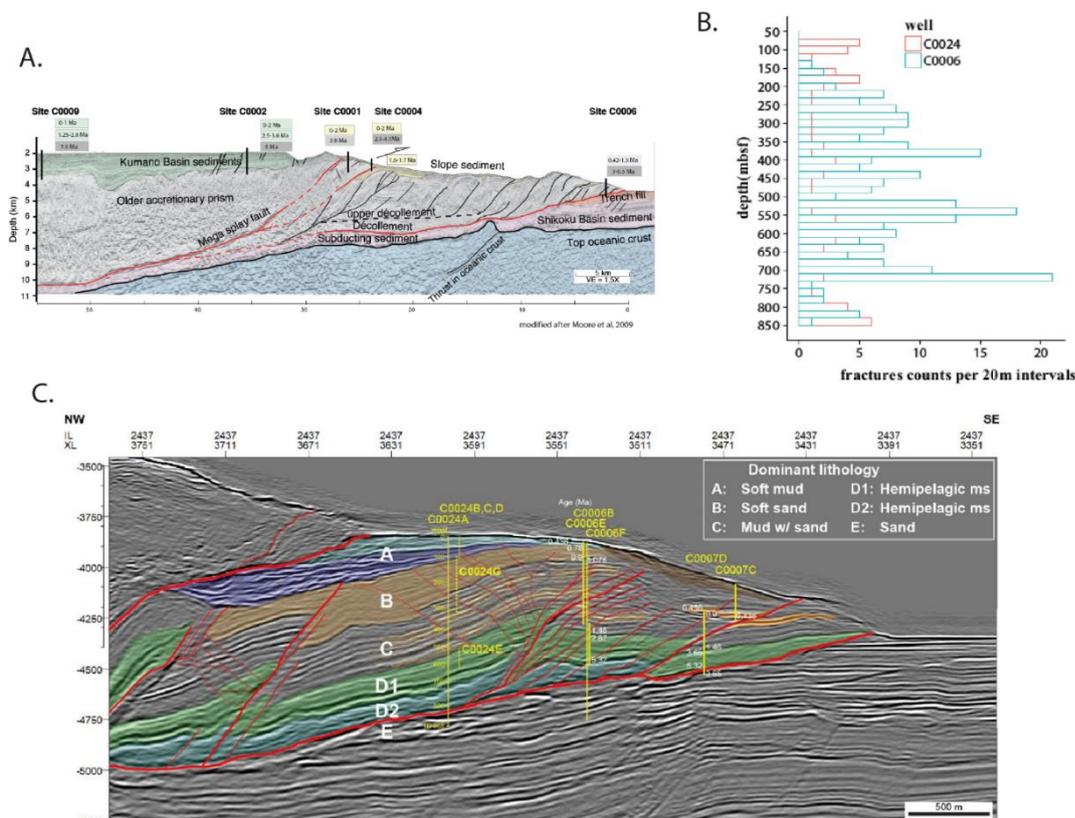
Mes analyses d'évolution de la porosité avec la contrainte effective ont également mis en évidence que les sédiments sous le chevauchement satellite ne sont pas sur-compactés, malgré la présence d'érosion au toit, ce qui suggère que la porosité a été maintenue anormalement élevée dans le mur de la faille (points verts, Figure 11). Aucune trace de cimentation des grains n'a été trouvée pour expliquer ce maintien d'une forte porosité. Ceci suggère qu'il existait une pression de fluide importante dans les sédiments du mur de la faille,

possiblement liée à l'augmentation rapide de la contrainte normale dans les sédiments due à l'activité du chevauchement dans un milieu faiblement drainé (Conin et al., 2011). Cela montre également que ces failles sont des barrières verticales à la circulation de fluides. Le même type d'observations a été réalisés à Hikurangi sur la faille de Papayu (Nouvelle-Zélande) (Dutilleul et al., 2020; Morgan et al., 2022).

***La présence de ces barrières verticales susceptibles de générer des pressions de fluides importantes dans les sédiments du mur de faille est particulièrement intéressante. En effet les surpressions de fluides dans les failles sont souvent invoquées pour expliquer l'occurrence des glissements lents observés dans ces régions (Saffer et Wallace, 2015), même s'il existe peu de preuves directes de leur existence. Nos observations montrent qu'elles existent, et qu'elles sont directement liées au fonctionnement des chevauchements.*** Un travail plus poussé sur cette asymétrie de propriétés mécaniques entre le mur et le toit des zones de faille dans différentes zones de subduction est actuellement en cours avec un de mes étudiants de thèse (Antoine Barbe).

### **3. Modélisation hydro-mécanique des contraintes et des déformations d'une écaille de prisme**

Mes travaux à l'échelle de la marge m'ont donné une première compréhension des modalités de déformations d'un avant-arc. Afin d'avoir vision plus fine de ces déformations, j'ai également travaillé à l'échelle d'une écaille. L'étude détaillée de la première écaille de la marge de Nankai est permise via l'étude comparative de deux puits traversant le décollement, forés à seulement 800 mètres de distance et séparés par une faille. Ces deux puits montrent deux faciès de déformation et deux états de contraintes significativement différents (Conin et al., in prep<sub>a</sub>). Au Site C0006, l'analyse des données de porosité indique une érosion importante, sans doute supérieure à 300 mètres (puits C0006, Figure 13C). Les sédiments y sont donc surcompactés et se déforment de manière fragile. En conséquence, la densité de fractures observée dans le puits est bien supérieure à celle observée au puits C0024 (Figure 13B) situé dans le mur d'un chevauchement actif sous des sédiments de pente. A ce site, les sédiments sont chargés verticalement par le poids des sédiments de pente et l'on y observe principalement des marqueurs de raccourcissement et de compaction. L'orientation des bandes de compaction indique que la compaction peut-être très précoce, liée à la compaction des sédiments lors de leur dépôt sur la plaque inférieure avant leur entrée en subduction, ou tectonique.



**Figure 13** : A. Coupe sismique interprétée au travers de la marge de Nankai (en haut à gauche, adaptée de Moore et al., 2009). B. Densité de fractures aux puits C0006 et C0024 par intervalles de 20 mètres mesurée à partir des données observées sur les images des parois du puits. C. Coupe sismique interprétée du front de la marge de Nankai (Yamaguchi et al., 2020).

L'analyse des états de contrainte entre les deux puits (C0006 et C0024, Figure 13) montre des variations du tenseur de contraintes à moins de 800 mètres de distance, le premier puits ayant un état en contrainte en faveur de failles normales, le second en faveur de décrochements et de failles inverses (Conin et al., en prep<sub>a</sub>). Par ailleurs, l'estimation des pressions de fluide suggère la présence de surpressions sous le puits C0024, qui disparaissent sous le puits C0006 (Pwavodi et Doan, in press). Cette longueur d'onde d'hétérogénéités est compatible avec celle des variations de comportements sismiques proposés par Lay and Nishenko, (2022) au front de la marge (Figure 6).

La quantité et la qualité des données disponibles permettent de réaliser une modélisation hydromécanique du fonctionnement de cette écaille. Je l'ai réalisée avec un code discontinu aux différences finies (UDEEC, code aux éléments distincts d'Itasca) qui permet de prendre en compte des rhéologies proches de celles des argiles (plastique avec écrouissage positif), et la présence de fluide. Il permet également de réaliser des modèles hydromécaniques parfaitement couplés, c'est à dire que la réponse hydraulique du milieu (perméabilité du milieu, écoulement et pression des fluides) évolue en fonction de la déformation mécanique du milieu à chaque incrément de calculs (e.g. Cappa et al., 2018). Les failles et le massif rocheux y sont simulés comme des surfaces inter-blocs et des blocs déformables élasto-plastiques. La

résolution du problème mécanique dans les blocs est basée sur des différences finies et les failles sont traitées comme des éléments de contacts.

La réponse élastique de ces contacts à des efforts mécaniques sont régies par les lois suivantes :

$$\Delta F_n = -K_n \Delta U_n A_c \quad (5)$$

$$\Delta F_s = -K_s \Delta U_s A_c \quad (6)$$

où  $\Delta F_n$ ,  $\Delta F_s$  sont les incréments d'efforts normaux et cisailants (kN),  $K_n$  et  $K_s$  les rigidités des failles ( $\text{Pa.m}^{-1}$ ),  $U_n$ , et  $U_s$  les déplacements incrémentaux (m), et  $A_c$  est la surface de contact ( $\text{m}^2$ ). Lorsque  $U_n > 0$  les failles se dilatent (cf. Figure 3 dans la partie linéaire de la courbe de dilatance).

Ces contacts peuvent rompre en traction ou en cisaillement. L'effort de traction maximal  $T$  (en kN) et égal à :

$$T_{max} = -T A_c \quad (7)$$

avec  $T$  la résistance à la traction (en Pa). L'effort de cisaillement maximal est fixé par le critère de rupture, pris ici comme un critère de Coulomb:

$$F_{max}^s = c A_c + F_n \tan \varphi \quad (8)$$

avec  $c$  la cohésion (en Pa) et  $\varphi$  l'angle de frottement. Quand la rupture se produit les points de contact de part et d'autre de la faille se déplacent, et la dilatance liée à ce déplacement tangentiel est calculée à partir d'une force additionnelle définie par :

$$\Delta F_{n,dil} = K_n \Delta U_s \tan \psi A_c \quad (9)$$

où  $\psi$  est l'angle de dilatance défini comme  $\tan \psi = \frac{\Delta U_n}{\Delta U_s}$ .

L'écoulement des fluides dans les failles répond à la loi de Darcy :

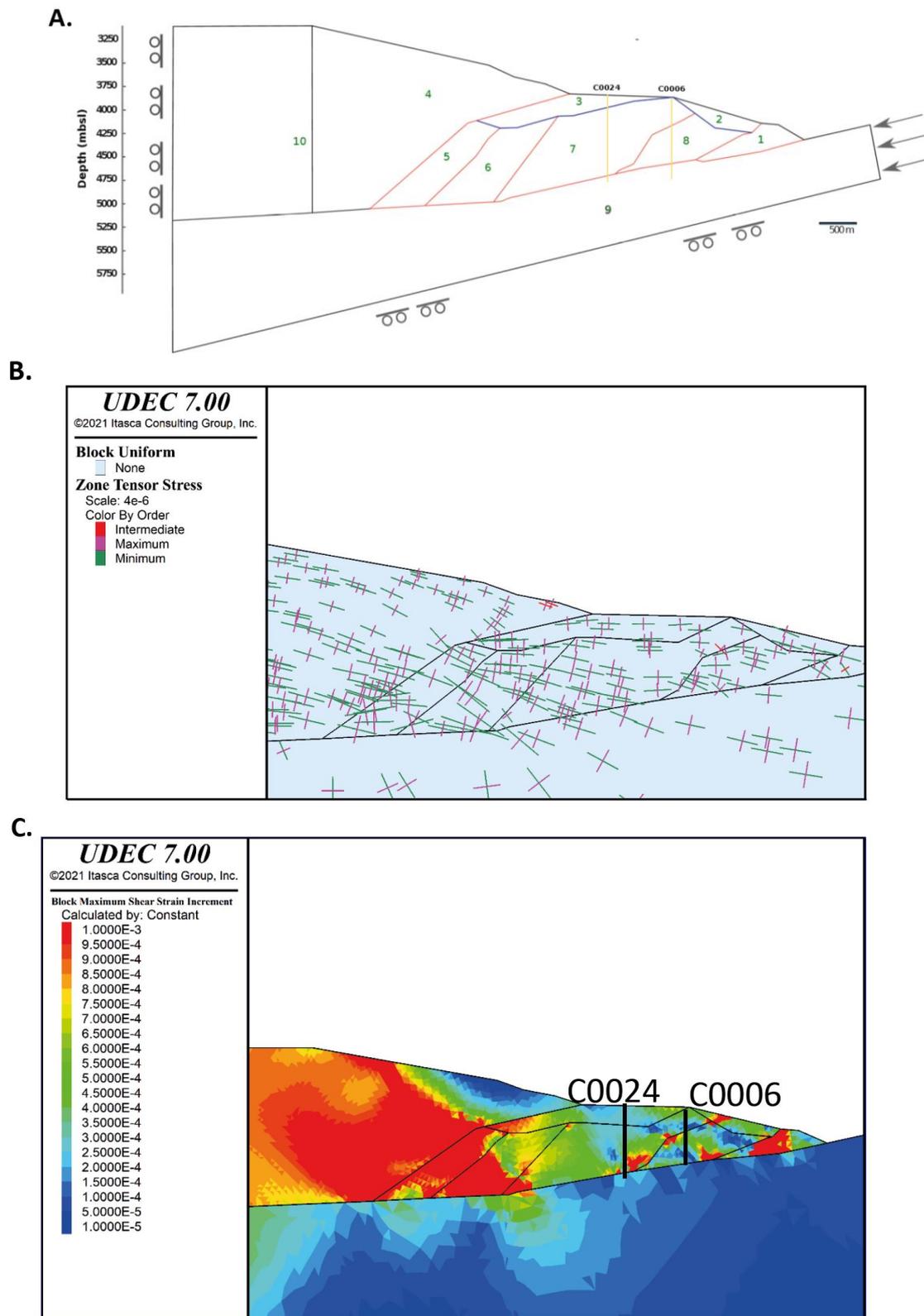
$$\bar{q} = -\frac{k}{\mu_f} [\bar{\nabla} P_f + \rho_f \bar{g}] \quad (10)$$

où  $\bar{q}$  est le vecteur vitesse de Darcy (en  $\text{m.s}^{-1}$ ),  $k$  est la perméabilité (en  $\text{m}^2$ ),  $\mu_f$  est la viscosité dynamique du fluide (en  $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ ),  $\bar{\nabla} P_f$  est le gradient de pression de fluide (en  $\text{Pa.m}^{-1}$ ),  $\rho_f$  est la densité du fluide (en  $\text{kg.m}^{-3}$ ),  $\bar{g}$  est le vecteur accélération de pesanteur (en  $\text{m.s}^{-2}$ ). L'écoulement du fluide est gouverné par la loi cubique, qui donne la perméabilité  $k$  en fonction de l'ouverture hydraulique  $a_h$  (en m) :  $a_h = \sqrt{12k}$  (Witherspoon et al., 1980).

Dans les failles, le couplage entre la déformation et la pression de fluide est donnée par l'équation de diffusion appliquée à la pression:

$$\frac{\partial P_f}{\partial t} = \frac{a_h^2 K_f}{12 \mu_f} P_f - \frac{K_f}{a_h} \frac{\partial a_h}{\partial t} \quad (11)$$

Où le terme  $\frac{K_f}{a_h} \frac{\partial a_h}{\partial t}$  représente le changement de pression de fluide dans la faille due à la déformation de la faille et des blocs, et  $K_f$  est le module d'incompressibilité du fluide (en Pa).



**Figure 14** : modélisation de l'état de contrainte au front de la marge de Nankai à l'aide du logiciel de modélisation UDEC (Conin et al., in prep<sub>a</sub>). A. : description du modèle numérique avec les conditions aux limites. B. : modélisation mécanique de l'état de contrainte (on voit ici les 3 composantes principales) au front de marge à l'intersismique réalisée sur le logiciel de modélisation UDEC. C.: modélisation mécanique de ce front de marge à l'intersismique réalisée sur le logiciel de modélisation UDEC. Les couleurs correspondent à la déformation cisailante maximum incrémentale (entre deux pas

de calcul – sans unité). On montre ici l'hétérogénéité de la déformation cisailante totale accumulée après une centaine de mètres de déplacement de la plaque inférieure.

Les modèles effectués, même s'ils respectent les données de terrains, n'ont pas vocation à fournir une valeur précise de l'état de contrainte dans cette zone. Ils montrent par contre trois choses fondamentales : (i) **plusieurs failles d'une écaille d'un prisme peuvent être actives en même temps, et leur activité n'est pas continue dans le temps**. Dans cette géométrie, le décollement, la faille qui sépare les deux puits forés et le chevauchement le plus proche de la côte qui limite cette première écaille sont actifs. Ces résultats sont en accord avec la paléoreconstruction du fonctionnement des failles dans cette écaille proposée par Yamaguchi et al. (*in prep*), estimées à partir des données sismiques et de l'âge des sédiments calculées à partir de tephres (cendres volcaniques). L'activation de ce dernier chevauchement (le plus à gauche dans les modèles de la Figure 14) entraîne un début de sous-charriage de l'écaille comme cela est suggéré par la reconstitution des chemins de chargements des sédiments à partir de mesure de laboratoire (Kitajima et al., 2012); (ii) **les failles actives constituent des drains pour la circulation des fluides. Autour des failles on observe une importante déformation volumique, ce qui est favorable au développement de surpressions de fluides, notamment dans les zones peu drainantes comme le mur des failles ;** (iii) **l'état de contrainte de part et d'autre des structures actives est perturbé. L'état de contrainte dans cette écaille, et sur le décollement au front est donc hétérogène à des longueurs d'ondes inférieures au kilomètre (Conin et al., *in prep*<sub>a</sub>).**

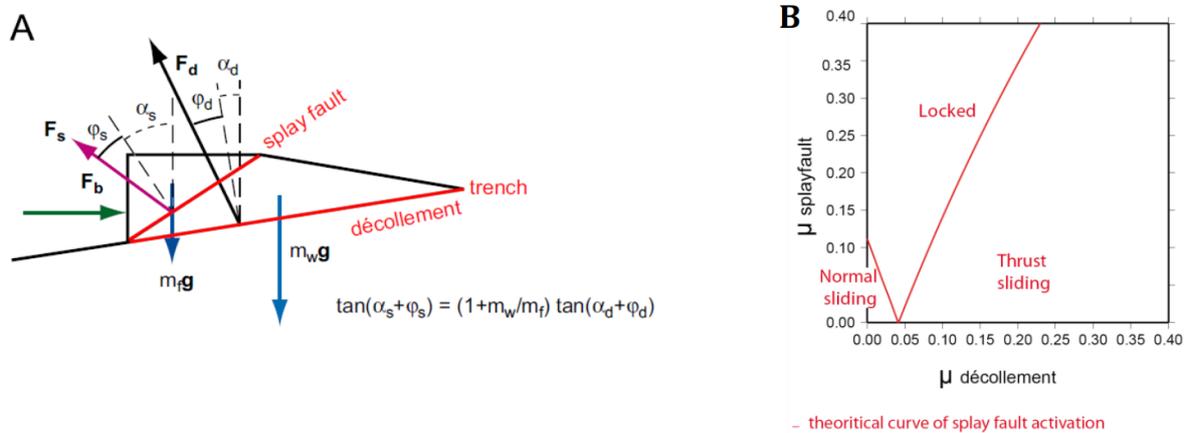
*Nos résultats montrent que dans une même écaille il existe une compartimentation mécanique de différents blocs séparés par des failles actives, et que l'état de contrainte sur le décollement est très hétérogène à des longueurs d'ondes inférieure au kilomètre (Conin et al., *in prep*<sub>a</sub>). Ce type d'hétérogénéités favorise donc l'arrêt de la propagation de la rupture co-sismique (régime conditionnellement stable). Le fonctionnement des chevauchements semble également favoriser l'occurrence de surpressions de fluides dans le mur de la faille, et favoriser la présence de glissements lents au front des marges. D'un point de vue tectonique, ces modélisations mécaniques montrent également qu'en fonction de l'activation des chevauchements, des écailles entières peuvent commencer à être sous-charriées dans le prisme.* Le papier relatif à ces résultats est en cours de finalisation pour une soumission dans un journal à fort impact.

#### 4. Critère d'activation des failles dans les prismes

##### a. Cas des chevauchements dans les prismes d'accrétion

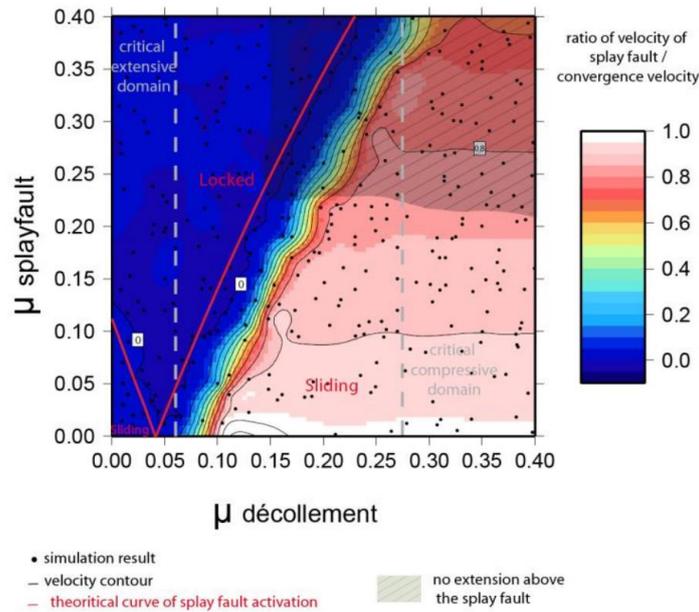
Les hétérogénéités observées apparaissent intimement liées au fonctionnement des chevauchements du prisme. Ceci m'a amenée à me concentrer sur les modalités d'activation de ces structures à différentes échelles de temps et d'espace. L'étude de l'équilibre des forces dans un prisme, couplée à une modélisation numérique avec un code en éléments finis (code

ADELI, (Hassani et al., 1997) m'a permis de dégager un nouveau modèle d'activation des failles satellites et une expression analytique de cette activation (Conin et al, 2012) (Figure 15 et Figure 16).



**Figure 15** : A. Forces appliquées sur le prisme et calculs d'équilibre des forces nous permettant de prédire la condition analytique d'activation du chevauchement satellite (splay fault). A la condition limite du glissement, l'orientation des forces sur la faille ( $F_s$ ) et sur le décollement ( $F_d$ ) dépend des angles de frottements effectifs sur la faille et sur le décollement ( $\phi_s$  et  $\phi_d$ ) et de l'angle des deux surfaces avec l'horizontale (respectivement  $\alpha_s$  et  $\alpha_d$ ).  $m_f$  et  $m_w$  étant les masses des deux blocs. B. Courbes d'activation du chevauchement satellite en faille normale, ou en faille inverse, en fonction des coefficients effectifs sur le chevauchement satellite et sur le décollement (Conin et al, 2012).

Le critère d'activation fait apparaitre que pour une géométrie donnée, l'activation des chevauchements dépend d'un rapport de coefficient de frottement entre les failles, et d'un rapport de masse entre les écailles (cf. critère d'activation dans la Figure 15). On parle de coefficient effectif car la valeur des coefficients de frottement peut rendre compte des zones de fortes pressions de fluides. Cette condition analytique permet d'expliquer l'évolution au cours du temps du mouvement sur le chevauchement satellite dans un prisme. L'activité en faille inverse du chevauchement satellite est conditionnée par le rapport entre la croissance du prisme d'accrétion, et l'érosion du toit de la faille (Figure 16). Les calculs montrent également qu'il est théoriquement possible d'activer la faille en faille normale lorsque le décollement sous le prisme frontal est particulièrement faible. Cette faiblesse du coefficient de frottement pouvant être transitoire, notamment lors d'un glissement co-sismique.



**Figure 16** : rapport de la vitesse du chevauchement satellite versus vitesse de convergence (échelle de couleur) en fonction des coefficients de frottement effectif sur le chevauchement satellite (splay fault) et sur le décollement. Ces résultats ont été obtenus à partir d'une série de modélisations mécaniques réalisées avec le logiciel aux éléments finis ADELI (Hassani et al., 1997). Les points noirs correspondent aux coefficients de frottement utilisés pour une simulation. Les courbes noires correspondent aux contours de vitesse interpolés à partir des résultats de simulation. La courbe rouge correspond à la condition analytique d'activation du chevauchement satellite en tant que faille inverse (coin droit de l'espace  $\mu_s, \mu_d$ ), et faille normale (coin en bas à gauche de l'espace  $\mu_s, \mu_d$ ). Les lignes grises correspondent aux limites des domaines de stabilité du prisme d'accrétion de Nankai calculée à partir de la théorie du prisme critique (Dahlen, 1984). La zone grise hachure correspond à la zone où il n'y a pas d'extension au-dessus du chevauchement satellite (Conin et al, 2012).

Ce modèle a été testé avec succès sur les données du programme NanTroSEIZE (région de Nankai, Sud Japon) et du programme JFAST (au Nord Japon). Les résultats sont en accord avec les frottements effectifs obtenus sur le décollement à partir de modèles en analyse limite (e.g. Cubas et al., 2013), avec les frottements mesurés en laboratoire sur les failles carottées dans ces deux zones (Ujiie et al., 2013) et avec l'inversion des données de température dans la zone de faille du forage JFAST au Nord Japon (Fulton et al., 2013). L'observation de jeux transitoires en faille normale de ces chevauchements satellites ont été observées au moins au Nord Japon (Conin et al, 2012) et dans les Aléoutiennes (Bécel et al., 2017). Les modélisations 2D quasi-statiques de cette configuration géométrique à l'aide d'un code aux éléments finis (code ADELI) permettent d'expliquer l'inactivation du chevauchement satellite observée actuellement dans le prisme de Nankai (Strasser et al., 2009) et la présence de la zone d'extension en arrière de cette faille (e.g. Moore et al., 2009, Chang et al., 2010 - cf section II.C.1. ; zone non hachurée sur la Figure 16). Ils montrent de plus que l'orientation et la valeur des contraintes correspondent à celles anticipées par la théorie du prisme critique de Dahlen

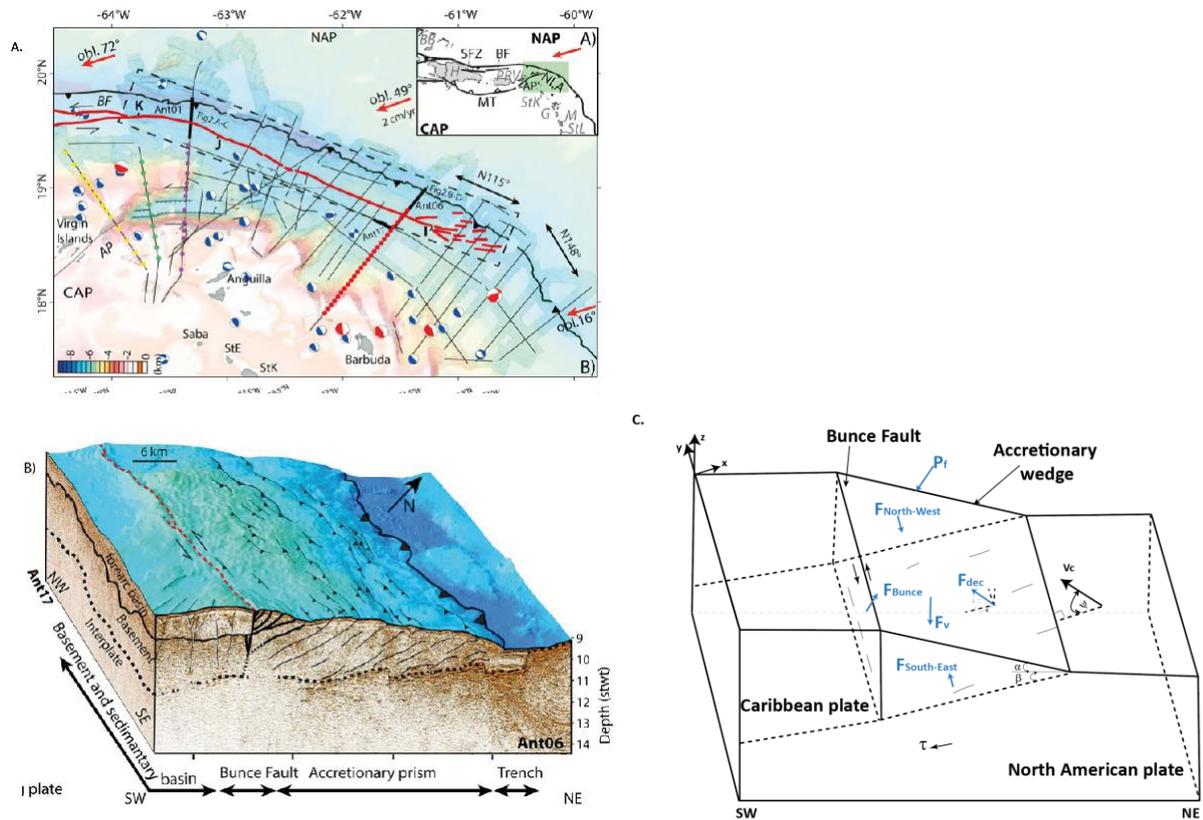
(Dahlen et al., 1983) uniquement dans le cas où le chevauchement satellite est aussi fort que le matériel environnant, ce qui n'est vraisemblablement pas le cas.

***Ces résultats ont plusieurs implications majeures dans le fonctionnement mécanique de l'avant des marges. Ils montrent que le maintien de l'activité des chevauchements en régime permanent nécessite soit de l'érosion au toit de la faille, soit le maintien d'un ratio de masse constant entre le mur et le toit de la faille (croissance homothétique). Ils montrent également que l'activité des chevauchements satellites et celle du décollement sont très liées ; et que l'activité des chevauchements perturbent l'état de contrainte dans le prisme et sur le décollement. En cela, l'activité des chevauchements favorise plutôt l'occurrence de glissements lents. Par ailleurs, j'ai montré que l'activation du chevauchement satellite en faille normale n'est possible que si le coefficient de frottement sur le décollement est proche de zéro ce qui suggère une réduction co-sismique. Cette réduction induit que le prisme avant devient instable en extension au sens de la théorie du prisme de Coulomb, ce qui pourrait faciliter la propagation de la rupture vers le front de la marge pendant les mégaséismes.***

**b.** Cas des décrochements dans les marges à forte obliquité

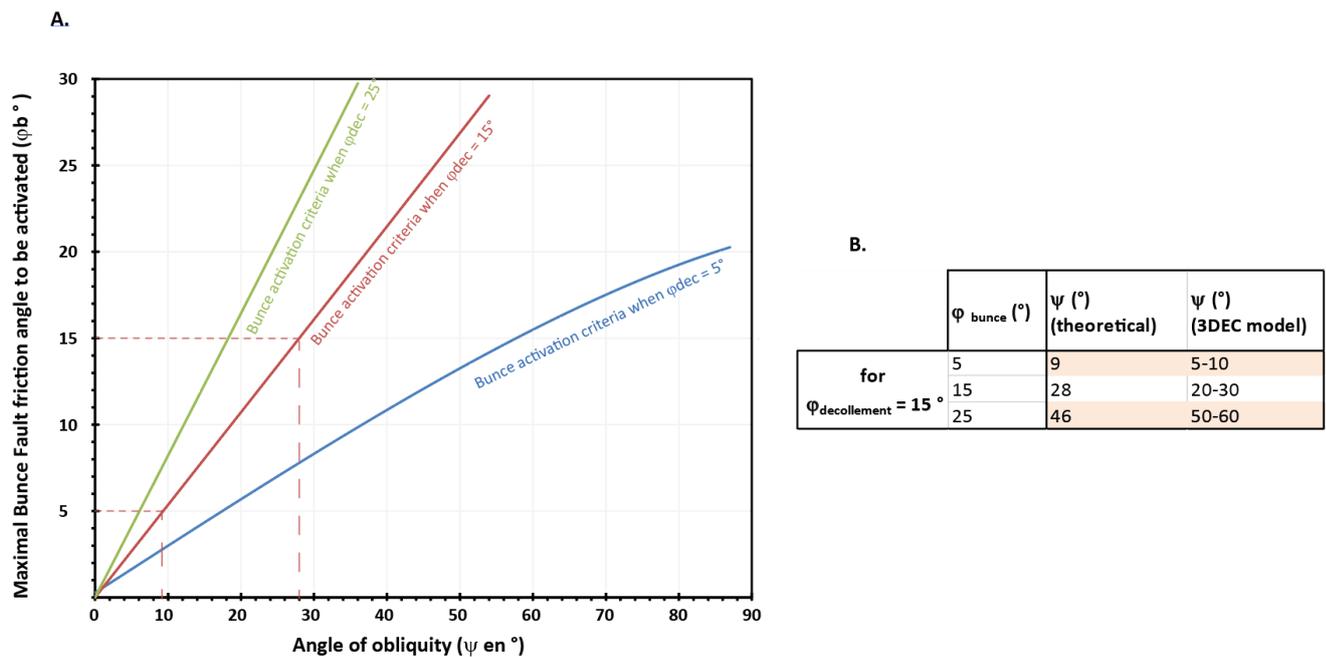
Les travaux présentés ci-dessus ont été réalisés dans des marges où la convergence est quasi frontale, avec très peu d'obliquité. Or, dans un certain nombre de marges l'obliquité peut être significative et dépasser les 80°. La convergence y est accommodée par des chevauchements, et par des structures plus verticales principalement décrochantes accommodant la composante oblique, mais le partitionnement de la déformation et des glissements le long de ces failles sont encore peu résolus d'un point de vue mécanique.

Dans les Antilles cette obliquité augmente du Sud vers le Nord jusqu'à dépasser 70° au niveau du passage d'Anegada (Laurencin et al., 2019) (Figure 17). Au moment où cette obliquité dépasse 16°, des structures de partitionnement de la déformation commencent à apparaître dans le prisme, puis à se localiser en une structure subverticale, appelée faille de Bunce (Figure 17). Cette faille se trouve à une dizaine de kilomètres de la fosse, et lui est parallèle. L'enjeu de cette étude est de comprendre la part de la convergence qui est prise par glissement sur ces structures obliques. Les modèles mécaniques quasi statiques permettent également d'avoir une première intuition sur la capacité de ces failles à s'activer au co-sismique, notamment en cas de réduction brutale du coefficient de frottement sur le décollement pendant un séisme. Leur activation peut avoir d'importantes conséquences sur l'amplitude des tsunamis.



**Figure 17** : A. carte bathymétrique de la zone Nord des Antilles avec localisation des profils sismiques issus de la campagne Anthithésis, montrant l’augmentation de l’obliquité de la convergence vers le Nord (Laurencin et al., 2019) ; B. profils sismiques Ant06 et Ant17 interprétés (voir A. pour leur localisation) (Laurencin et al., 2019). C. schéma de la géométrie de la faille de Buncce, du vecteur convergence, et des forces s’appliquant sur les surfaces externes du prisme bordé par la faille de Buncce :  $F_{dec}$  = force sur le décollement ;  $F_{Buncce}$  = force appliquée sur la faille de Buncce ;  $F_v$  = force de volume dans le prisme ;  $P_f$  = force liée au poids de l’eau sur le toit du prisme ;  $F_{North-West}$  et  $F_{South-East}$  = forces sur les faces correspondantes, liées au terrains environnant ;  $\beta$  = angle du décollement,  $\alpha$  = pente du prisme ;  $\psi$  = angle d’obliquité.

A partir d’un équilibre des forces et sous l’hypothèse que les blocs sont indéformables, j’ai développé avec une étudiante de Master 2, Elsa Dampfhofer, une solution analytique simple qui explique l’activation des failles obliques au front des zones de subduction, en fonction de l’angle de convergence ( $\psi$ ), de la pente du prisme ( $\alpha$ ) et du décollement ( $\beta$ ), et des coefficients de frottements de ces failles ( $\phi_b$ ) et du décollement ( $\phi_{dec}$ ). Ce type d’analyse est similaire à celle réalisée par Chemenda et al., (2000). Le modèle a été testé avec la géométrie du front de la marge des Antilles, et de la faille de Buncce. Cette solution analytique est ensuite vérifiée avec un modèle mécanique discontinu 3D (code en élément distincts, 3DEC, Itasca) où les blocs sont élastiques (Figure 18, Conin et al., in prep<sub>b</sub>).



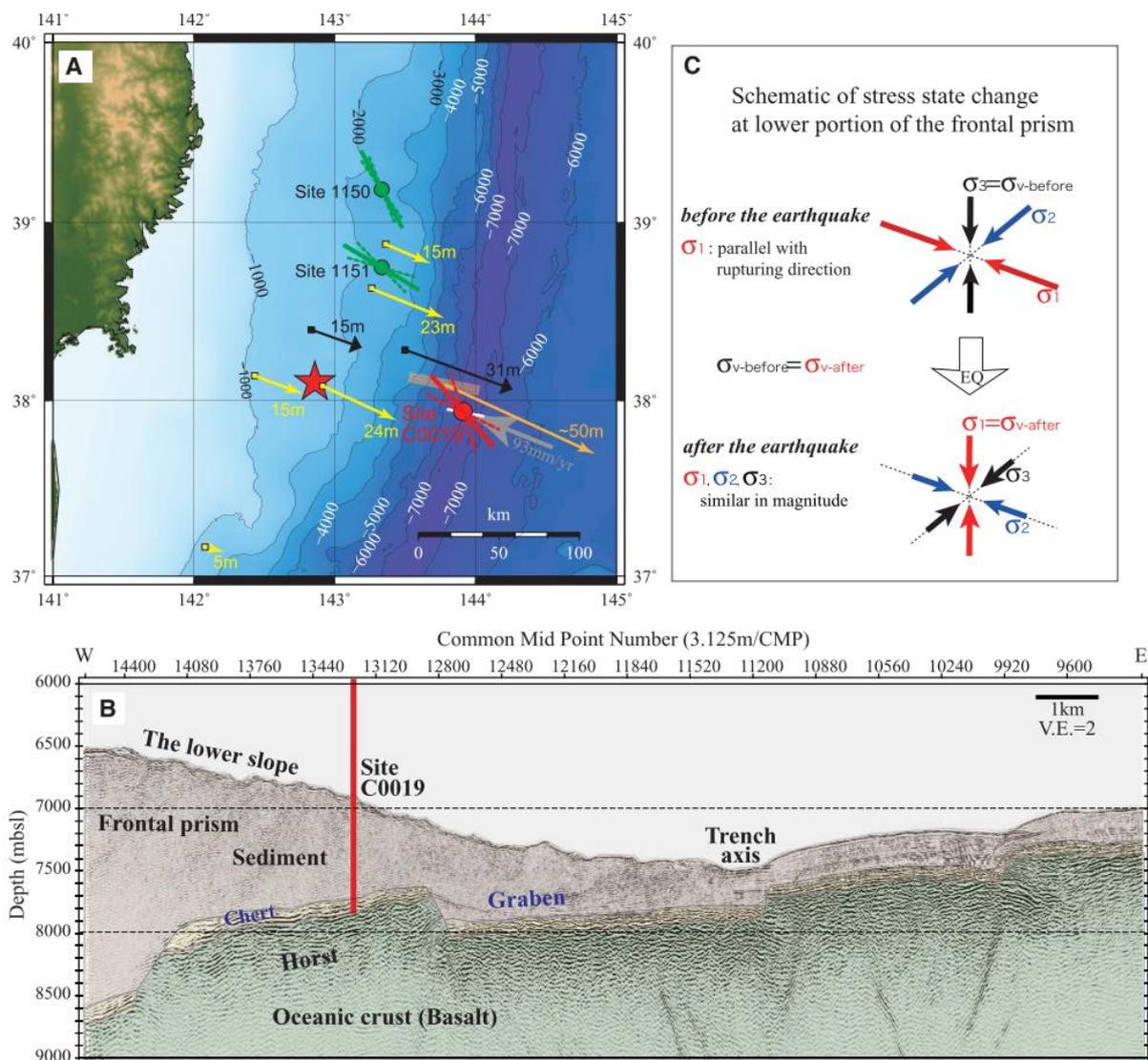
**Figure 18** : A. critère analytique d’activation de la faille de Bunce en fonction de l’angle d’obliquité ( $\psi$ ) et de l’angle de frottement sur la faille de Bunce, pour trois valeurs d’angle de frottement sur le décollement. Si l’angle de frottement sur la faille de Bunce est inférieur ou égal à la valeur lue sur le critère, elle sera active. B. tableau comparatif des angles de convergences nécessaires pour activer la faille de Bunce en fonction de l’angle de frottement sur cette faille, entre l’analyse théorique et la modélisation numérique pour un angle de frottement du décollement de  $15^{\circ}$ . Les lignes en pointillés sur le graphe montrent 2 exemples repris ensuite dans le tableau.

Cette expression analytique montre qu’il est toujours possible d’activer des structures sub-verticales en décrochement, même avec une obliquité ( $\psi^{\circ}$ ) très faible. Cette activation dépend du ratio entre le frottement sur le décollement et le frottement sur les failles obliques. Dans le cas des Antilles, on peut activer la faille de Bunce pour des obliquités inférieures à  $20^{\circ}$  si la faille de Bunce est faible comparée au décollement (angle de frottement de Bunce de  $18^{\circ}$ , si l’angle de frottement du décollement est de  $25^{\circ}$ ). La Figure 18 montre également que si l’obliquité augmente, les frottements des deux failles peuvent être équivalents, voir sensiblement inférieur pour le décollement en cas de forte obliquité. Dans les Antilles, les travaux récents sur le flux de chaleur montrent des preuves de circulations de fluides importantes dans la marge à  $15^{\circ}$  d’obliquité, ce qui pourrait favoriser un affaiblissement de la résistance au frottement sur la faille de Bunce et son activation (Marcailloux, communication personnelle). Ces travaux suggèrent également qu’une réduction brutale du coefficient de frottement sur le décollement au co-sismique aurait plutôt tendance à désactiver la faille de Bunce dans les zones de faible obliquité, mais ne devrait pas la désactiver plus au Nord, ce qui a d’importantes conséquences sur le risque tsunamique dans la région. **Ce résultat permet également d’expliquer la présence de structures décrochantes dans des zones de faibles obliquités**, comme cela est observé à Nankai (Schottenfels and Regalla, 2021).

Une publication est en cours de rédaction sur ce travail. Il est complété par une série de modélisations mécaniques 3D incluant plusieurs structures dans une plaque supérieure élasto-plastique actuellement réalisée par une étudiante de Master, Ouiame Essaghir. Son travail de master a pour but pour mieux comprendre la répartition des déformations, entre les failles et dans le massif rocheux, dans une marge où la convergence est oblique.

## **5. Estimation de l'état de contrainte post-sismique, et variation au cours du cycle sismique**

A la suite du séisme de Tohoku de mars 2011, de magnitude Mw 9.0, la communauté scientifique a déployé des moyens considérables pour modéliser la rupture (Fujiwara et al., 2011; Simons et al., 2011) dans une zone déjà relativement bien instrumentée, ce qui a permis de contraindre avec une précision rarement atteinte la zone de rupture du séisme, et la réponse post-sismique. En moins d'un an, la communauté de forage internationale a également mis sur pied une expédition de forages océaniques profonds – *JFAST* pour réponse rapide - pour mesurer l'état de contrainte post-sismique, forer la faille qui a glissé sur 60 à 80 mètres à la fosse (e.g. Sun et al., 2017) et installer un observatoire de température permettant de revenir à l'élévation de température au cours du glissement co-sismique (Lin et al., 2013 ; Chester et al., 2012 ; Fulton et al., 2012). Nous avons montré que moins d'un an après le Mw9 l'état de contrainte à l'avant de la marge était plutôt en faveur de l'occurrence de failles normales, c'est-à-dire que la composante horizontale du tenseur des contraintes est relativement faible par rapport à la composante verticale. Cette composante horizontale résultant en bonne partie du cisaillement sur le décollement, ce résultat suggère une chute de contrainte cisailante quasi-totale durant le glissement co-sismique (Lin et al., 2013, Brodsky et al., 2017 ; Figure 19). Ces données ont également permis d'établir un bilan énergétique de la rupture (Brodsky et al., 2020).



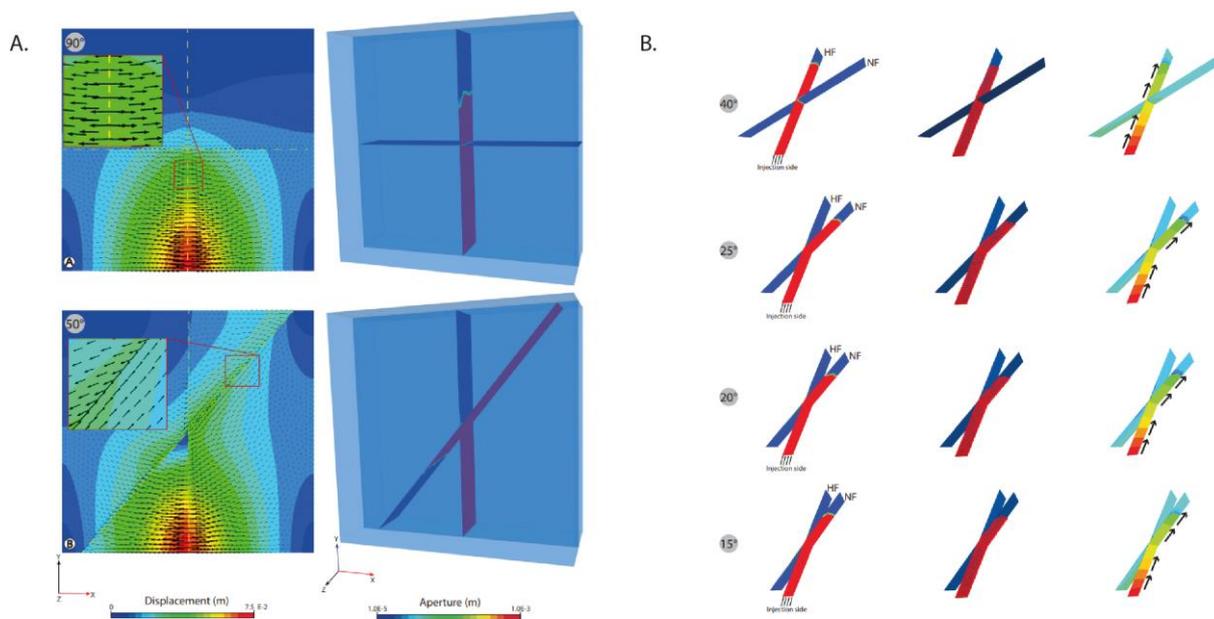
**Figure 19** : A. Localisation du profil sismique dans la marge du Japon. En rouge, orientation de la contrainte horizontale principale déduite de l'étude des ovalisations de puits. B. profil sismique de l'expédition JFAST (Lin et al, 2013).

En 2024, nous repartirons forer ce même site pour étudier l'évolution temporelle de l'état de contrainte et des propriétés physiques du prisme et des failles au cours du cycle sismique, 13 ans après un Mw9 et 12 ans après les dernières mesures (cf section projet de recherche - IIIA) (Kodaira et al., 2023).

## 6. Conséquence de l'activité des failles sur la circulation des fluides dans les milieux fracturés (Eldursi et al., 2023 ; Eldursi soumis à Ore Geology , ANR EarthBeat)

L'application de ces résultats d'activation / inactivation de réseaux de failles ne s'applique pas qu'au domaine des zones de subduction. J'ai également travaillé sur les circulations de fluides dans des réseaux de failles soumis à un état de contrainte régional donné, et à des injections de pulses de fluides pour comprendre la mise en place de minéralisations notamment dans le bassin uranifère d'Athabasca (Eldursi et al., 2023 ; Eldursi et al, soumis). Là encore ces travaux sont issus d'une modélisation numérique mécanique 3D

avec le code aux éléments distincts 3DEC. Dans cette modélisation les fluides peuvent circuler dans les failles et dans la matrice autour des failles. La perméabilité des zones de failles dépend de leur ouverture en suivant la loi cubique, classiquement utilisée pour ce genre d'étude. L'ouverture des failles dépend quant à elle de l'état de contrainte et de la quantité de glissement (cf. Figure 20). **Nos résultats montrent que dans le cas le plus simple, avec un duo de failles et une zone d'injection de fluide à haute pression dans l'une des deux failles, la bifurcation du fluide dans la seconde faille dépend de l'angle entre les deux failles, de l'état de contrainte en champ lointain et de la perturbation de cet état de contrainte générée par l'arrivée du fluide surpressé (Figure 20). Dans le cas où la perturbation de la contrainte sur la seconde faille implique une diminution de la contrainte normale et/ou une augmentation de la contrainte cisailante sur la structure, cette faille commencera à se dilater sous l'effet de l'arrivée du fluide, faisant chuter la contrainte effective et entraînant sa rupture en cisaillement (Eldursi et al., 2023).** Cette succession d'une première phase de dilatance liée uniquement à de la pression de fluide suivie d'une seconde phase liée à du glissement est invoquée dans l'interprétation des différentes phases de glissements et de pressions de fluides observées lors d'expériences d'injection de fluides dans des failles (e.g. Cappa et al., 2022; Guglielmi et al., 2015). Nous avons également travaillé sur un modèle numérique mécanique 3D contenant les principales failles du bassin uranifère d'Athabasca pour expliquer pourquoi les minéralisations se trouvaient le long de deux principales directions de failles (Eldursi et al, soumis).



**Figure 20** : A. déplacement et ouverture hydraulique autour des deux failles liées à l'injection de fluide dans l'une des deux failles, dans le cas où l'angle entre les 2 failles vaut 90° (haut), et dans le cas où il en vaut 50° (bas). B. ouverture hydraulique, rupture en traction et pression de fluide le long de deux failles en fonction de l'angle entre les failles (HF) « hydraulic fault » dans laquelle on injecte du fluide, (NF) natural fault.

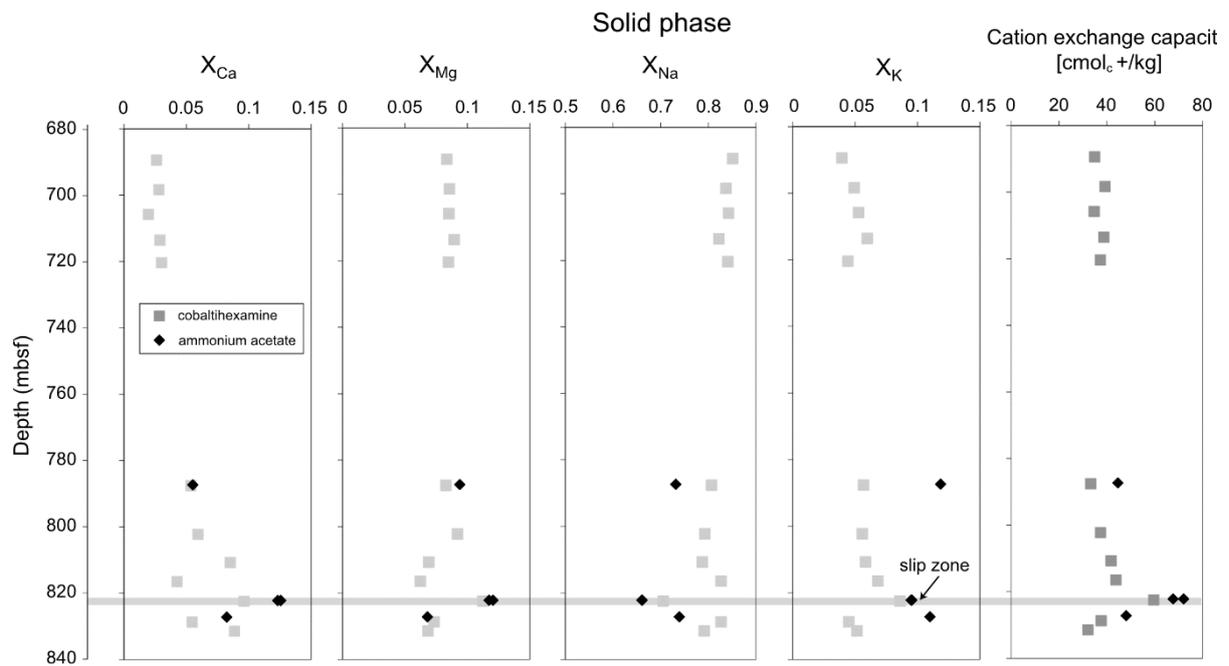
## D. Apport à la compréhension du comportement mécanique des failles

### 1. Effet de la composition cationique sur le coefficient de frottement d'une faille (Kameda et al., 2015 ; Kameda et al. 2017 , ANR SMEC)

L'amortissement du mouvement co-sismique à l'approche de la fosse dans les zones conditionnellement stables est souvent expliqué par le comportement mécanique des argiles gonflantes appelées smectites, qui sont les principales composantes des failles de subduction dans leur partie peu profonde (< 15 km de profondeur) (e.g. Moore et al., 2001). De nombreuses études en laboratoire ont montré que ces argiles sont mécaniquement faibles mais que leur résistance au cisaillement augmente lorsqu'elles sont cisailées rapidement (velocity strengthening) (e.g. Moore et al., 2001; Saffer and Marone, 2003). Au cours de l'expédition océanique IODP 434-JAST, nous avons pu carotter la zone de faille qui a rompu lors du séisme de Tohoku d'avril 2011. Les expériences de cisaillements rapides en laboratoire ont effectivement montré que la résistance au cisaillement des argiles prélevées au toit de la zone de faille semblait s'effondrer lorsque ces dernières étaient cisailées rapidement (e.g. Ikari et al., 2015; Ujiie et al., 2013), sans que l'on ne comprenne la raison physique de la faiblesse de ces propriétés. Dans tous les cas la propagation du mouvement jusqu'à la fosse, et l'abaissement de la résistance au cisaillement des argiles composant l'interface de subduction ont très largement contribué à augmenter le mouvement de la partie frontale de la marge vers la mer (Conin et al., 2012; Cubas et al., 2013) et à générer le gigantesque tsunami. C'est ce tsunami qui est responsable de près de 90% des morts ayant eu lieu ce jour-là. Il est donc crucial de mieux comprendre les paramètres ou les mécanismes qui ont conduit à un tel comportement mécanique de l'interface de subduction dans sa partie peu profonde. Pour ce faire, j'ai testé mécaniquement un modèle d'affaiblissement de la résistance mécanique de l'interface de subduction, lié à la déstabilisation des argiles par la percolation de fluides hors équilibre dans la zone de faille avant le séisme.

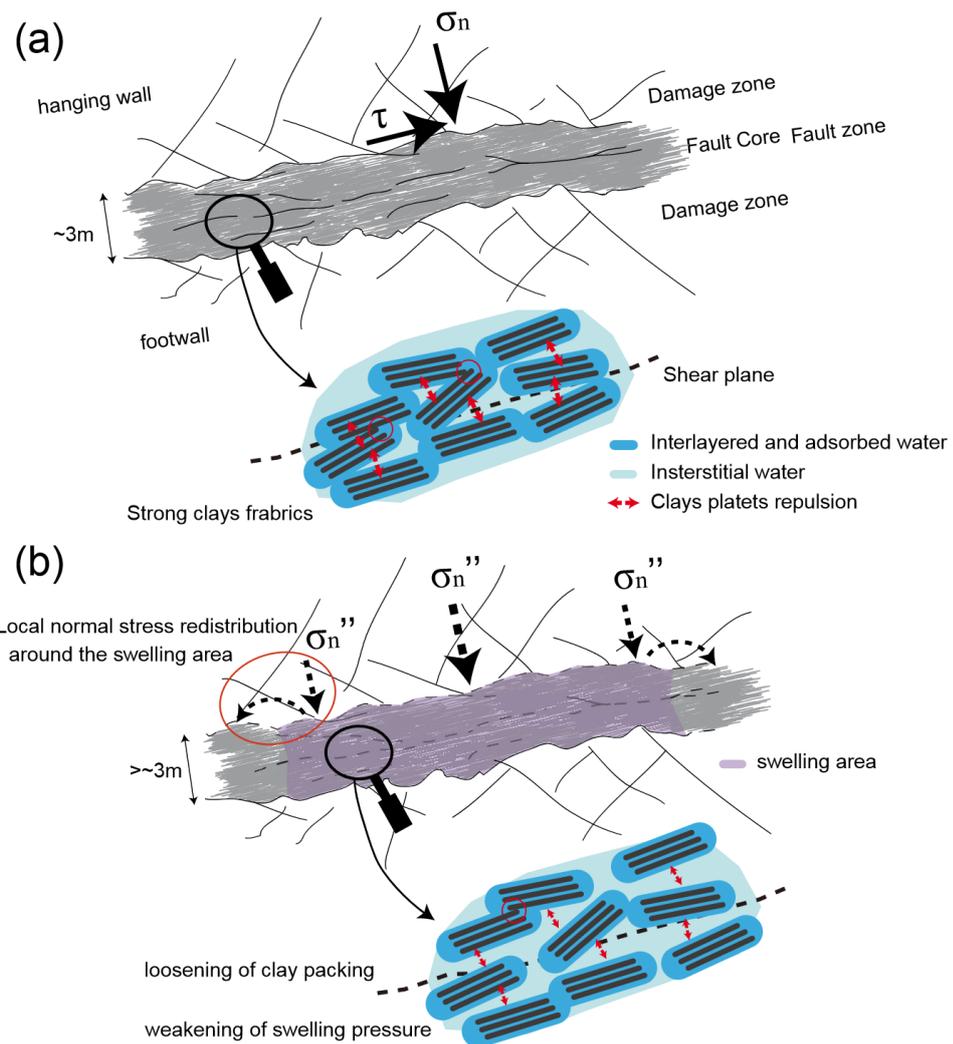
Les grands séismes de subduction ont quasiment tous été précédés de séismes précurseurs qu'on imagine accompagnés de pulses de fluides profonds remontant le long de la faille (e.g. Bourlange and Henry, 2007). Ces fluides issus principalement de la déshydratation du panneau plongeant sont pauvres en sodium. Théoriquement, les smectites des zones de faille de subduction sont initialement saturées en eau de mer, et sont en équilibre avec celle-ci (e.g. Kameda et al., 2016). Ce sont donc principalement des smectites sodiques, qui ont une résistance à la friction sensiblement plus forte que les smectites magnésiennes et calciques (Behnsen and Faulkner, 2013; Moore and Lockner, 2007). Or les argiles sont connues pour échanger des cations présents entre les feuillets ou adsorbés sur ses surfaces externes. En effet chaque cristal de smectite possède une charge par feuillet qui est équilibrée par la présence de ces cations (e.g. Emmerich et al., 2009). Dans la nature, ces cations sont préférentiellement  $\text{Na}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ , et dans une moindre mesure  $\text{K}^{+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$ , et ils sont facilement échangeables avec d'autres cations présents en excès dans une solution. Dans la zone de faille à Tohoku, les argiles

sont principalement magnésiennes et calciques (Kameda et al., 2016) (Figure 21), ce qui suggère un remplacement des cations échangeables, potentiellement dès l'arrivée de fluides profonds hors équilibre.



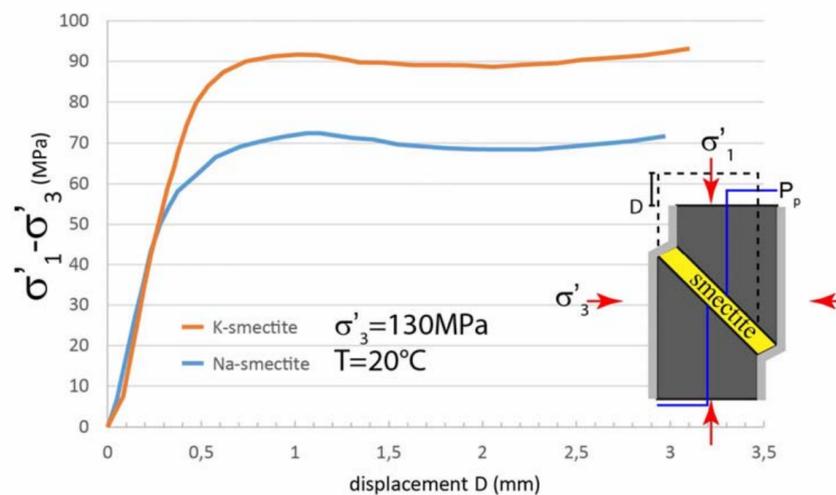
**Figure 21** : composition cationique des sédiments mesurés sur des échantillons situés autour et dans la zone de faille qui a rompu pendant le séisme de Tohoku de Mars 2011 (Kameda et al., 2016).

L'arrivée de ces fluides profonds modifie les interactions électrochimiques à la surface des argiles, ce qui en théorie a trois conséquences directes (Figure 22): (i) cela modifie les forces d'attractions / répulsions entre les pellets d'argiles, et donc modifie la cohésion entre ces pellets (Moyné and Murad, 2002), or cette cohésion joue un rôle important dans la résistance au cisaillement des argiles, d'autant plus lorsque la pression de confinement est importante et lorsque les argiles ont déjà été cisailées (Ikari and Kopf, 2011); (ii) cela augmente la pression de gonflement des argiles et par conséquent diminue la contrainte effective sur la zone de faille (Kameda et al., 2019); (iii) cela engendre une redistribution de la contrainte tangentielle sur les zones qui ont moins gonflé, et donc favorise le glissement sur ces zones. Tous ces processus réduisent la résistance au cisaillement sur la faille.



**Figure 22** : schéma conceptuel de l'interface de subduction de Tohoku, et réponses possibles à un accroissement de la pression de gonflement entre des pellets d'argiles, et à une modification du contenu cationique dans la zone de faille. (a) Organisation des pellets d'argile dans la zone de faille avant l'arrivée de fluides hors équilibre. Les petites flèches rouges indiquent les forces de répulsions entre les pellets d'argiles. Les cercles rouges représentent les zones de contacts grain à grain qui portent la contrainte effective résultante. Les rectangles noirs représentent les couches de chaque minéral d'argile (b) Schéma conceptuel des conséquences de l'arrivée de fluides hors équilibre tel qu'envisagées par notre modèle. Dans le cas où l'arrivée de l'eau entraîne un remplacement des cations échangeables à la surface des argiles, il y a modification des forces d'attractions - répulsions à la surface des pellets d'argiles et modification de la cohésion du paquet argileux, et donc de sa résistance au cisaillement. Dans le cas où il y a gonflement des argiles (variation volumique), la densité du paquet argileux chute, les pellets d'argiles se désorganisent, et la résistance au cisaillement chute. Dans le cas où le confinement est trop important pour qu'il y ait gonflement, il y a augmentation de la "pression de gonflement" qui diminue la contrainte effective entre les pellets d'argiles. Enfin nous supposons que la présence d'une zone d'argiles gonflantes, ou développant une pression osmotique, engendre une redistribution de la contrainte tangentielle sur les zones qui ont moins gonflées, et donc favorise le glissement sur ces zones (Conin et al., in prep.).

Dans un premier temps, nous avons testé l'hypothèse de l'effet du contenu cationique des argiles sur la pression de gonflement. Des tests œdométriques en laboratoire confirment l'effet du contenu des cations sur la capacité des argiles à récupérer de l'eau, ce qui dans un milieu confiné entraîne une augmentation de la pression de gonflement, et une diminution de la contrainte normale effective sur la zone de faille (Kameda et al., 2019). En parallèle j'ai développé un protocole pour fabriquer des échantillons argileux compactés et homoionisés, afin qu'ils n'aient plus qu'un seul type de cations à leur surface. J'ai ensuite testé l'effet de la composition des cations sur la résistance au cisaillement des argiles dans la presse Paterson d'Orléans (Conin et al., in prep<sub>c</sub>) avec l'aide de Mohammed Lemine, étudiant en Master 2, et de Hugues Raimbourg. Les résultats montrent que les argiles potassiques ont une résistance aux frottements plus forte que les argiles sodiques (Figure 23).

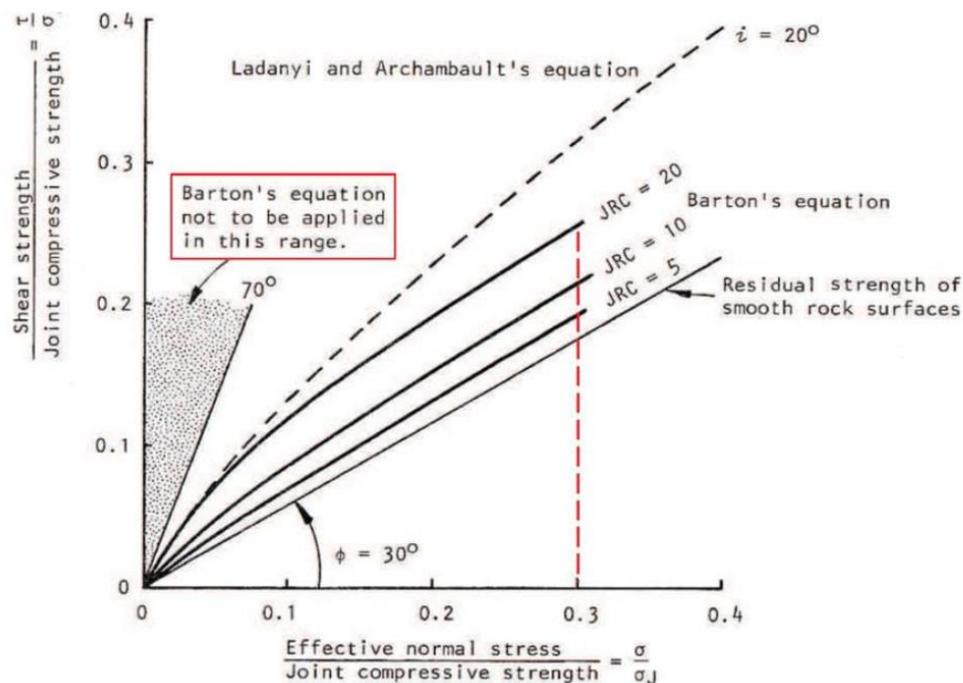


**Figure 23** : courbe contrainte-déplacement pour deux échantillons d'argiles homoionisées, en potassium (K) et en sodium (Na), obtenues à partir d'essai en presse triaxiale Paterson, pour une contrainte effective minimale de 130MPa, et une température de 20°C.

Cette différence s'explique par le fait que la présence du potassium réduit la capacité des argiles à conserver plus d'une couche d'eau interfoliaire après compaction. Elles se retrouvent dans le même état d'hydratation que les illites, qui ont une résistance au frottement plus élevées que les smectites mais qui sont rhéo-adoucissantes (« velocity weakening ») (Behnsen and Faulkner, 2013; Ikari et al., 2007). Dans le cas des sédiments prélevés au nez de la marge de Tohoku, les anomalies positive de potassium, et négative de sodium jouent un rôle sur la stabilité des argiles de la zone de faille qui ne favorisent pas l'occurrence de glissements lents (Conin et al., in prep<sub>c</sub>). Ce travail a été financé par des projets INSU, et la poursuite de ce travail est maintenant intégrée à l'ANR SMEC portée par Hugues Raimbourg à Orléans dont je suis co-PI. La clef pour comprendre le comportement mécanique de ces feuilletés à une couche d'eau est sans doute à trouver à l'échelle des forces électrostatiques entre les pellets d'argiles (cf. Figure 22).

## 2. Effet de la rugosité de l'interface de frottement et de la résistance du matériau sur le comportement mécanique du joint (Jaber et al., 2020 ; AbiAad et al., en révision ; Conin et al., soumis).

L'effet de la rugosité et de son endommagement sur le comportement mécanique des joints (faille et fractures) est étudié au laboratoire depuis de nombreuses années notamment grâce à des expériences de cisaillement direct à contrainte normale constante. Ces expériences ont abouti à l'élaboration d'une série de critères de glissement en fonction des caractéristiques géométriques des surfaces (e.g. Bahaaddini et al., 2013; Bahaaddini et al., 2016; Barton, 1976; Fathi et al., 2016; Gentier et al., 2000; Ladanyi and Archambault, 1975; Li et al., 2019; Patton, 1966; Yang et al., 2016). Ces critères ont en commun de ne pas être linéaires et de dépendre de l'intensité de la contrainte normale, voire de la résistance mécanique du matériau cisailé (cf Figure 24). Cette dépendance vient de l'endommagement des aspérités au cours du cisaillement qui est lui-même fonction de l'intensité des contraintes et des propriétés des matériaux.



**Figure 24 :** critères de rupture d'un joint rugueux tenant en compte de l'endommagement des aspérités lorsque que les essais se font à plus forte valeur de contrainte normale (Barton and Choubey, 1977). Les axes des contraintes normales et tangentielles sont normalisés par la résistance mécanique du matériau constituant les épontes et donc les aspérités sur le plan de la discontinuité. Le Joint Roughness Coefficient (JRC) est le coefficient de rugosité. Sa valeur est estimée en comparant visuellement la rugosité de la discontinuité avec des profils tabulés (Barton, 1976), il varie de 0 à 20, 20 correspondant à un joint très rugueux.

Typiquement, le critère empirique de Barton et Choubey (1977) dépend de l'angle de frottement de la discontinuité ( $\phi$ ), de la résistance à la compression des parois du joint (JCS) et du coefficient de rugosité (Joint Roughness Coefficient, JRC en MPa) (équation 12) :

$$\tau = \sigma_n \tan \left[ \phi + \text{JRC} \cdot \log \left( \frac{\text{JCS}}{\sigma_n} \right) \right] \quad (12)$$

La résistance à la compression uniaxiale du matériau (Unconfined Compressive Strength, UCS, en MPa) est souvent utilisée comme proxy pour la valeur de JCS, notamment si les matériaux composant les parois de l'interface ne sont pas altérés par des circulations de fluides ou de la fracturation. La valeur du JRC est estimée en comparant visuellement la rugosité de la discontinuité avec des profils tabulés. Ce critère empirique montre que l'effet de la rugosité sur la résistance au cisaillement devient critique à faible profondeur (de l'ordre du kilomètre), ou lorsque le matériau est très résistant par rapport à la contrainte normale effective (rapport  $\sigma_n/\text{UCS}$  faible). Dans ces cas les aspérités sont peu endommagées pendant leur cisaillement et elles contrôlent à la fois la dilatance du joint, et sa résistance. A plus forte profondeur lorsque la contrainte normale effective sur la surface est plus importante, ou lorsque le matériau constituant les parois de l'interface est faible par rapport à la contrainte normale (rapport  $\sigma_n/\text{UCS}$  élevé), certaines aspérités deviennent fortement endommagées et on se rapproche d'un critère de Coulomb. Barton and Choubey, (1977) concluent également que les aspérités de petites longueurs d'ondes gouvernent la résistance au cisaillement sous une faible contrainte normale appliquée. A mesure que la contrainte normale appliquée augmente, elles sont cisillées et les aspérités de plus grandes tailles prennent alors le contrôle.

Dans le détail, il existe une importante littérature sur l'effet de la rugosité et de son endommagement sur le comportement mécanique d'un joint (e.g. Asadi et al., 2013; Fathi et al., 2016a; Huang et al., 2002; Li et al., 2019b; Song et al., 2015; Wan et al., 2018; Zhang et al., 2019). Ces études se sont en particulier intéressées à la forme et à la longueur d'onde des aspérités impliquées pendant le cisaillement. En les mettant bout à bout, ces analyses révèlent les rôles critiques du rapport  $\sigma_n/\text{UCS}$ , ainsi que de la forme des aspérités (amplitude (A), longueur de la base (l), rapport de forme (A/l) et volume des aspérités (V)) sur le comportement en cisaillement du joint. Malgré cette importante littérature, le processus d'endommagement des aspérités de différentes tailles est encore mal compris pour toutes les gammes de  $\sigma_n/\text{UCS}$ , notamment pour les valeurs élevées. Le problème vient du fait qu'il faut travailler sur des surfaces de taille suffisamment importante pour cisiller des aspérités sur des distances au moins égales à leur taille. Or, plus la longueur de la surface cisillée est importante, plus il est difficile de lui imposer des contraintes importantes. Pour cette raison, la plupart des travaux sur des surfaces rugueuses se font à un ratio  $\sigma_n/\text{UCS}$  faible (cf tableau 1, et les références associées).

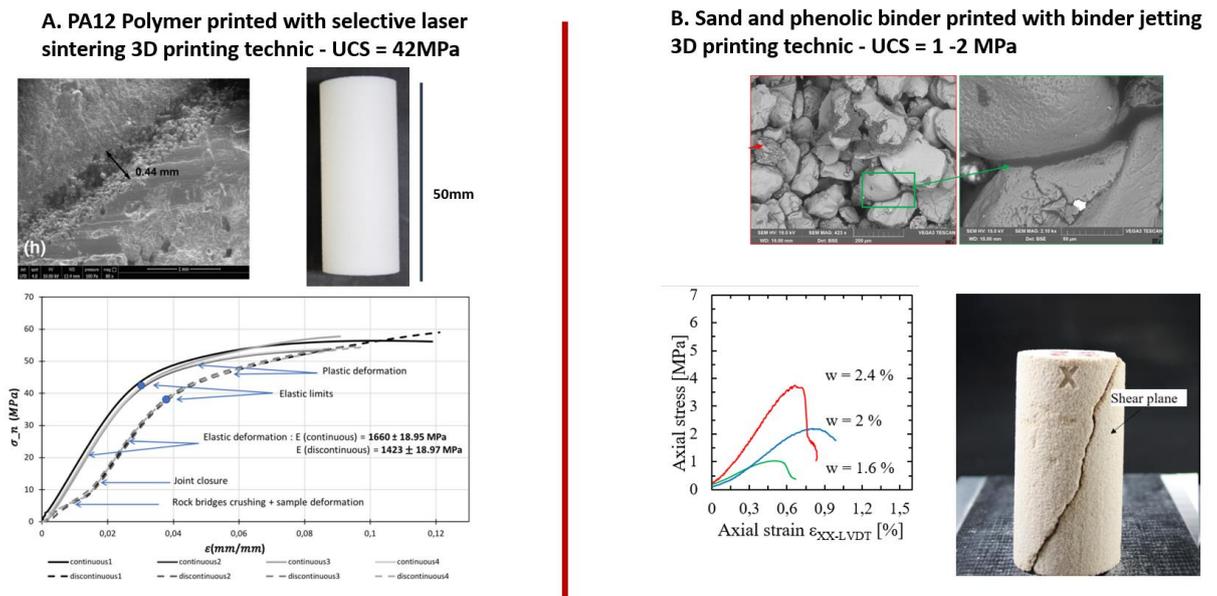
**Tableau 1** : synthèse bibliographique non exhaustive des essais de cisaillement réalisés sur des surfaces rugueuses, en fonction du ratio  $\sigma_n/UCS$  (thèse d'Emilio Abi Aad)

Morphology	Material	$\sigma_n/UCS$	Reference
Natural fault surface	Natural rock	<b><math>0.01 &lt; \sigma_n/UCS &lt; 1</math></b>	Barton, (1973)
Molded on a natural fault surface	Mortar	<b><math>0.05 &lt; \sigma_n/UCS &lt; 0.25</math></b>	Flamand et al., (1994)
1D triangle-shaped asperity	Mix of chalk, sand and water	<b><math>0.01 &lt; \sigma_n/UCS &lt; 0.18</math></b>	Huang et al., (2002)
Molded on a natural fracture surface in mica-schist	Mortar	<b><math>0.007 &lt; \sigma_n/UCS &lt; 0.35</math></b>	Yang et al., (2010)
1D triangular and wavy shaped asperity	Mortar	<b><math>0.05 &lt; \sigma_n/UCS &lt; 0.085</math></b>	Asadi et al. (2013)
Fresh surface of tensile fractures	Granit and Sandstone	<b><math>0.005 &lt; \sigma_n/UCS &lt; 0.05</math></b>	Yang et al., (2016)
1D multi-scale wavy component	Gypsum Cement	<b><math>0.04 &lt; \sigma_n/UCS &lt; 0.11</math></b>	Li et al., (2016)
Molded on a natural fault surface in unweathered granite	Mortar	<b><math>\sigma_n/UCS = 0.001</math></b>	Fathi et al., (2016)
One triangle -shaped asperity	Gypsum Cement	<b><math>0.02 &lt; \sigma_n/UCS &lt; 0.09</math></b>	Bahaaddini et al., (2016)

Il existe des machines de cisaillement capables de cisailer des surfaces à des niveaux de contraintes bien supérieures, mais les échantillons sollicités sont souvent de l'ordre du  $cm^2$ . Il existe également quelques presses dans le monde capable de cisailer des échantillons de grande taille mais les efforts axiaux imposables sont limités par des contraintes techniques (rigidité de la machine, fonctionnement des vérins hydrauliques), et ne permettent pas d'atteindre des contraintes normales supérieures à quelques MPa dans les échantillons. On trouve notamment celle de l'USGS (Menlo Park, USA) capable de travailler sur des échantillons de 150 cm x 150 cm x 4 cm (avec une surface cisailée de 200 cm) taillée dans la diagonale (Dieterich, 1981) ; celle de l'université de Tokyo au Japon (Mogi and Mochizuki, 1992) capable de cisailer des échantillons de 100 cm sous une force axiale de 3 MN, et celle du CEREMA, Bron (France) capable de cisailer des échantillons de 100 cm sous une force axiale de 4 MN (Mouzannar et al., 2016). Au final il n'existe que quelques presses dans le monde capables de solliciter des échantillons de longueurs cisillées supérieures à 10 cm à des contraintes normales de plusieurs dizaines de MPa. On trouve notamment BRAVA à Rome qui fournit depuis 2014 d'excellentes données sur des échantillons pouvant mesurer 20 cm x 20 cm avec des pressions de confinement de 70 MPa et des pressions des fluides pouvant aller jusqu'à 30 MPa (Colletini et al., 2014). Dans notre laboratoire, nous disposons d'une machine de cisaillement directe capable de cisailer des échantillons de 15 cm x 15 cm sous une force axiale de 100 kN, et dont j'ai financé la remise à neuf en 2020. Ne pouvant pas monter très haut en contrainte avec cette machine, nous avons fait le choix de travailler sur des matériaux

équivalents avec des comportements similaires à des roches et des UCS très faibles afin d'avoir un ratio  $\sigma_n/UCS$  autour de 0.5. Ces matériaux ont été obtenus par impression 3D, ce qui nous permet de contrôler parfaitement la géométrie de nos surfaces cisillées, et de reproduire nos essais à l'infini.

Le choix des matériaux ainsi que de la technique d'impression est très dépendant des phénomènes que l'on souhaite observer. Il n'existe pas de matériau ni de technique d'impression parfaitement adaptée et le développement de ce pan de recherche a nécessité de nombreux mois de préparation. Nous travaillons principalement avec deux matériaux, l'un étant plastique (PA12) avec une résistance à la compression comparable à celle d'une roche tendre (42 MPa), l'autre est composé de sable et liant et se comporte comme un grès anisotrope (avec dilatance, et localisation de la déformation) mais avec une résistance à la compression uniaxiale particulièrement basse (1 à 2 MPa). Une caractérisation exhaustive du comportement mécanique de ces deux matériaux imprimés a été réalisée à partir notamment de tests uniaxiaux, tri-axiaux et de rupture 3 points (Jaber et al., 2020 ; Abi Aad et al., in prep<sub>e</sub> ; Figure 25).

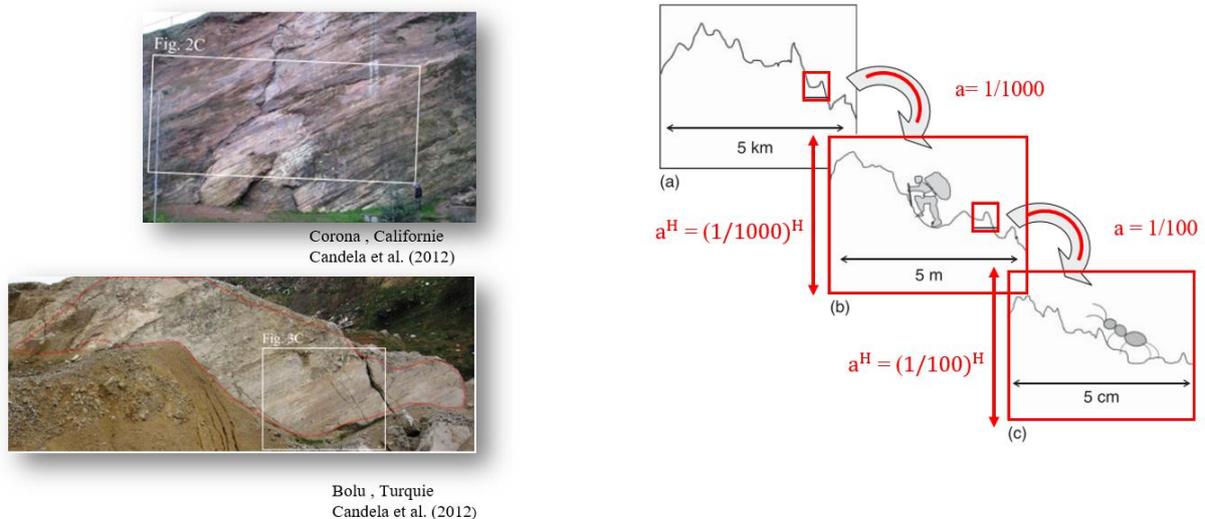


**Figure 25** : comportement mécanique et images MEB des deux matériaux utilisés dans cette étude. A. PA12 imprimé par frittage laser ; B. sable et liant phénolique imprimé par la technique de projection de liant (Jaber et al., 2020 ; AbiAad et al. in prep<sub>e</sub>)

L'objectif premier de cette étude est avant tout de comprendre le fonctionnement mécanique d'une surface rugueuse. Je cherche notamment à comprendre (i) quelles tailles / ratio de forme d'aspérités jouent un rôle dans le comportement mécanique (résistance et dilatance) d'un joint, (ii) comment s'endommagent ces aspérités au cours du cisaillement d'une faille en fonction de la résistance du matériau composant ces aspérités, de la quantité de cisaillement (la distance de glissement), et de la contrainte normale appliquée sur le plan.

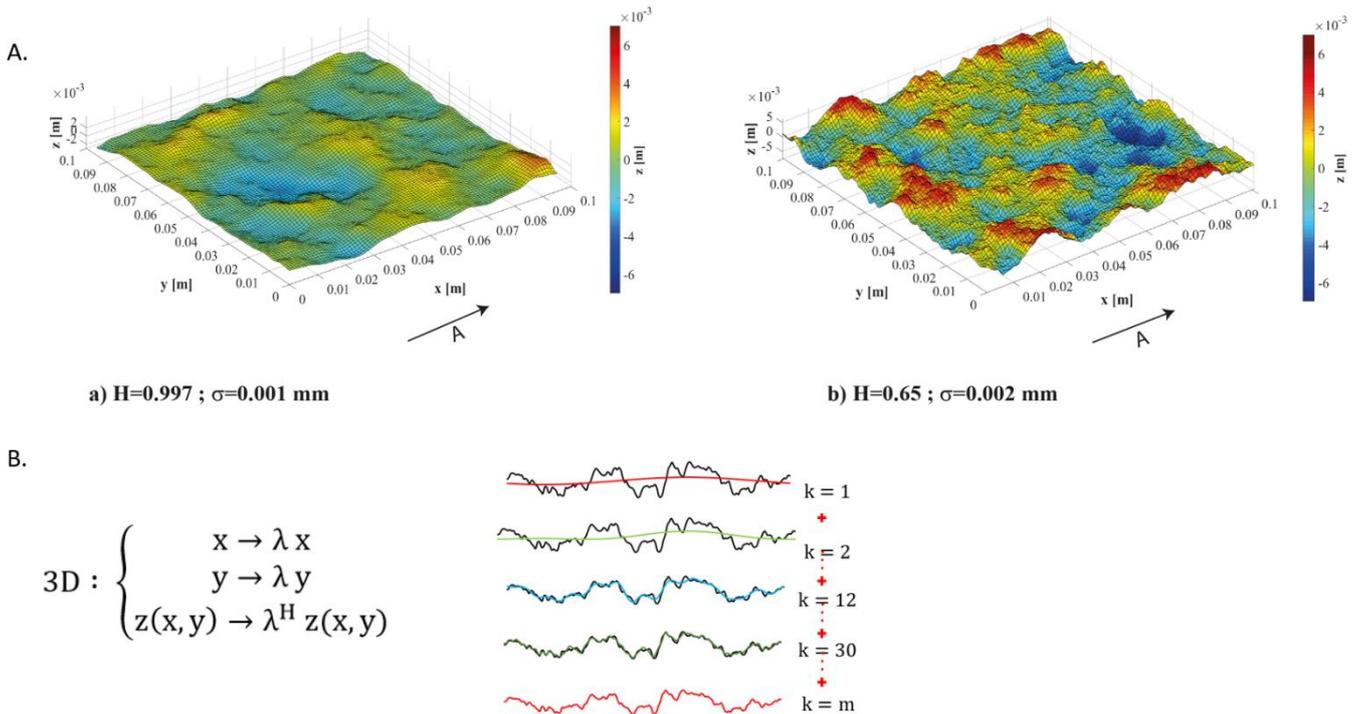
Ce travail a été effectué par deux étudiants en thèse que j'ai dirigés, Jana Jaber, et Emilio AbiAad. Nous avons construit et imprimé une cinquantaine de surfaces rugueuses respectant une propriété fractale pour coller aux propriétés des failles et fractures observées sur le terrain (e.g. Candela et al., 2012; Huang et al., 1992; Li and Huang, 2015; Poon et al., 1992)(Figure 26). Ces surfaces vérifient les caractéristiques suivantes, avec H l'exposant de Hurst:

$$3D : \begin{cases} x \rightarrow \lambda x \\ y \rightarrow \lambda y \\ z(x,y) \rightarrow \lambda^H z(x,y) \end{cases} \quad (12)$$



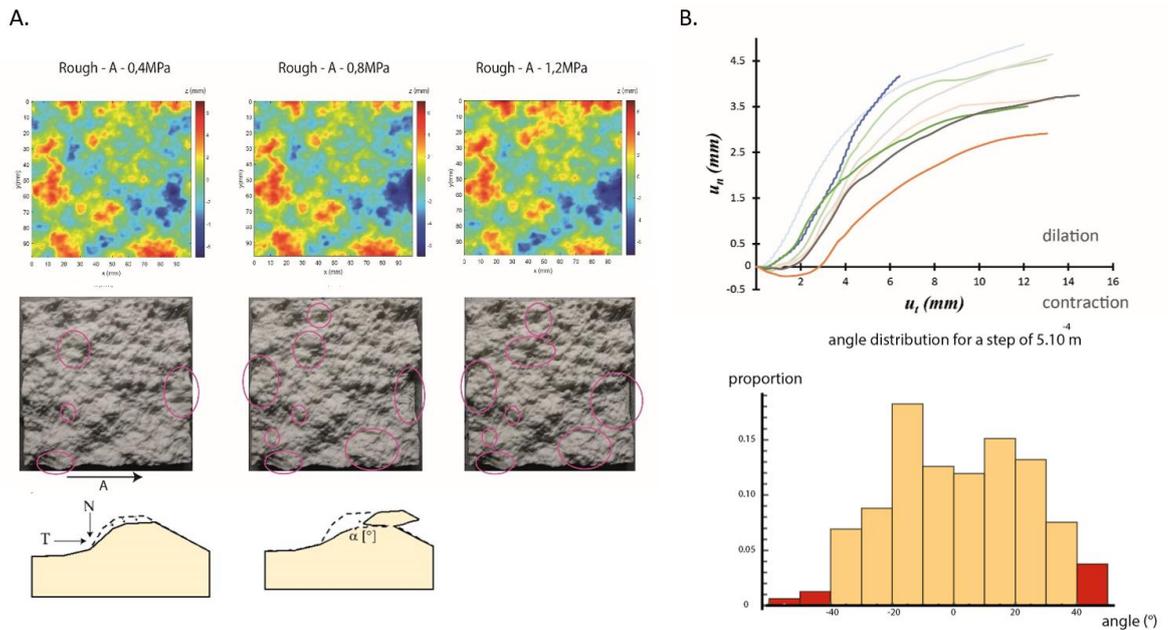
**Figure 26** : photo de surfaces de failles suivant une propriété fractale (Candela et al., 2012), et schéma expliquant le principe de cette propriété fractale, avec H l'exposant de Hurst (illustration empruntée à Emilio AbiAad).

Les plans d'expérience pour tester différentes morphologies de surfaces sont détaillés dans les articles (Jaber et al., 2020 ; AbiAad et al., soumis ; Conin et al., soumis). Les surfaces théoriques ont été construites à partir de la méthode dite Inverse Fast Fourier Transform technique (IFFT) classiquement utilisée pour ce type d'analyse, et modélisées à partir de cet algorithme dans le logiciel Matlab (Kanafi, 2018) (Figure 27). La méthode de construction de nos surfaces permet d'analyser finement les longueurs d'ondes des aspérités impliquées dans leur comportement cisailant.



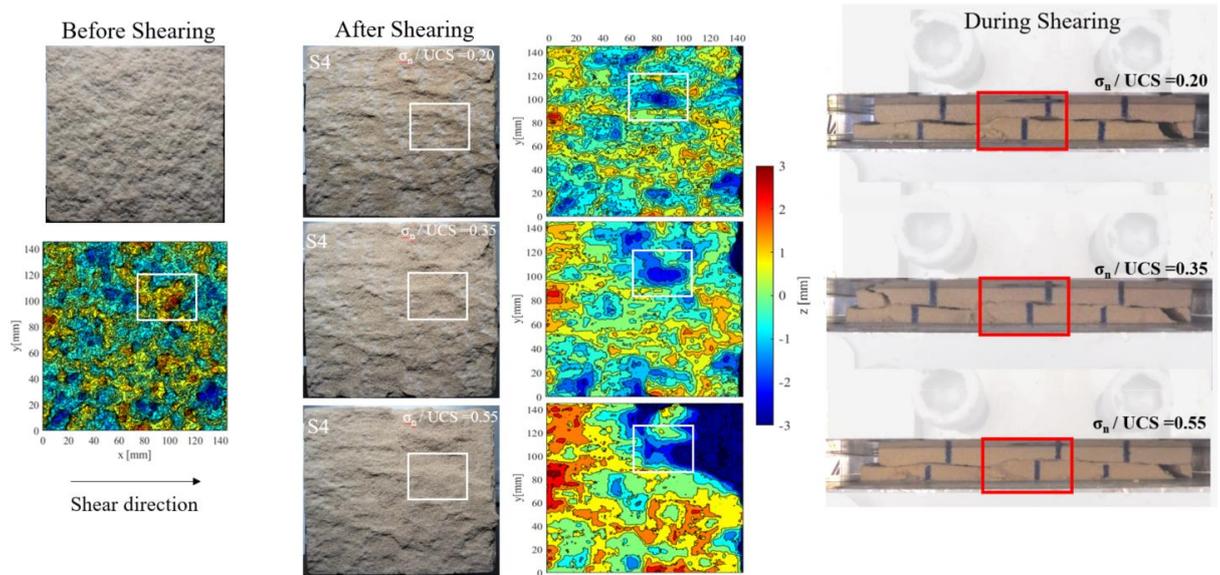
**Figure 27** : A. exemples de deux surfaces fractales respectant les paramètres des fractales désirées ( $H$  = coefficient de Hurst,  $\sigma$ = écart-type des altitudes). B. En bas à gauche : propriétés fractales des surfaces ( $H$ = exposant de Hurst et  $\lambda$  est le facteur d'échelle). En bas à droite : la surface fractale est construite comme une somme de signaux,  $k_i$ , contenant des ondes harmoniques de différentes fréquences, amplitudes et angles de phases (voir [Abi Aad et al., soumis](#) pour plus de détails). En noir : profil final, en couleur : les profils  $k_i = \sum_1^{i-1} k_l$

Nos surfaces rugueuses ont ensuite été imprimées puis scannées. Les surfaces ont ensuite été cisailées dans notre presse de cisaillement direct, à contrainte normale constante. Chaque morphologie de surface étudiée est imprimée plusieurs fois, afin de renouveler les expériences de cisaillement à différentes contraintes normales :  $\sigma_n = 0.4$  ;  $0.8$  ;  $1$  et  $1.2$  MPa. Les surfaces sont à nouveau scannées en post-mortem pour observer les déformations engendrées lors du cisaillement, et les profils post mortem sont comparés aux profils ante cisaillement. En parallèle nous avons développé une méthodologie d'analyse des profils cisailés permettant de mettre en évidence les longueurs d'ondes des aspérités les plus endommagés et impliquées dans les propriétés mécaniques de la surface cisailée (dilatance et résistance au cisaillement au pic) ([Abi Aad et al., soumis](#)). Nos résultats montrent que pour le matériau plastique, très résistant par rapport à la sollicitation mécanique ( $0.03 < \sigma_n/UCS < 0.01$ ), l'endommagement des surfaces est très faible, et la dilatance de la surface pendant le cisaillement est portée par les plus petites longueurs d'ondes, qui ont les pentes les plus fortes ([Conin et al., soumis](#)) (Figure 28).

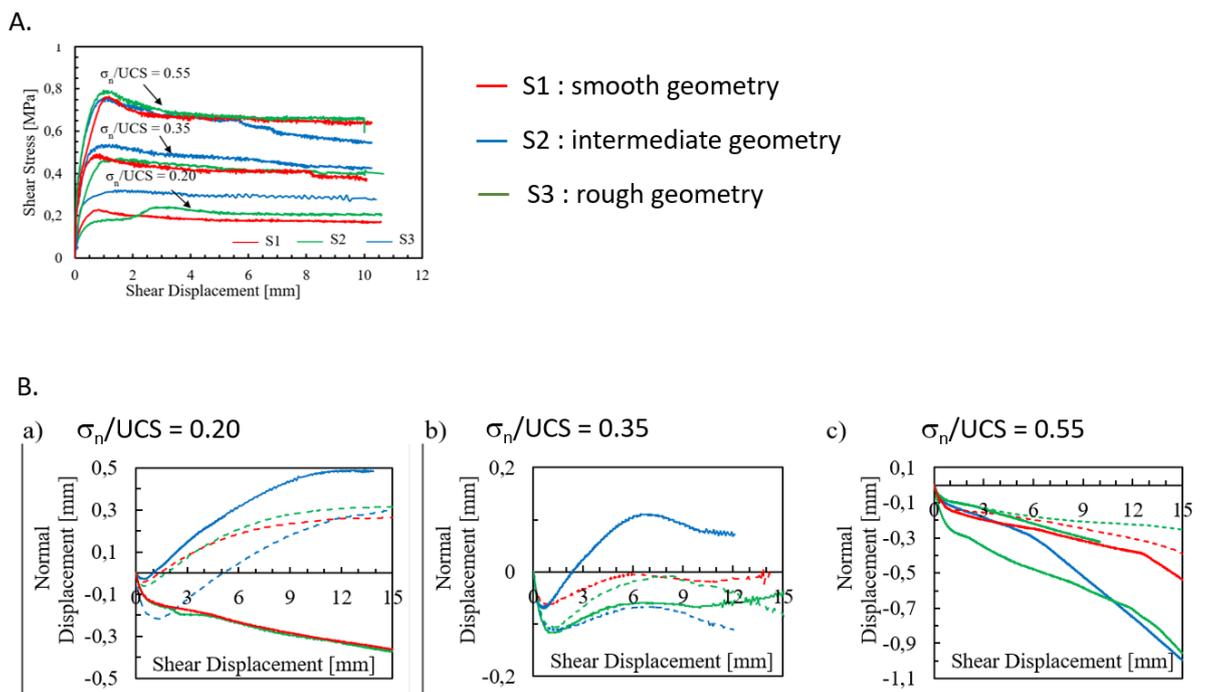


**Figure 28** : A. carte des altitudes et photos réalisées post-mortem correspondantes des surfaces cisillées à  $\sigma_n = 0.4 \text{ MPa}$  ;  $\sigma_n = 0.8 \text{ MPa}$  et  $\sigma_n = 1.2 \text{ MPa}$ . Les cercles en rose correspondent aux zones légèrement endommagées pendant le cisaillement. Les schémas correspondent au type d'endommagement identifié sur les surfaces. B. courbe déplacement vertical ( $u_n$ ) versus déplacement horizontal dans la direction du cisaillement ( $u_t$ ). L'angle de dilataance mesuré au pic de résistance sur ces courbes correspond aux angles des aspérités de plus petites longueurs d'ondes. Les barres d'histogramme en rouge correspondent aux gammes d'angles de dilatances observés au pic sur les courbes de dilataance (Conin et al., soumis).

Dans le cas d'un matériau peu résistant par rapport à la sollicitation mécanique ( $0.2 < \sigma_n/\text{UCS} < 0.5$ ), les conclusions sont tout à fait différentes. Les surfaces cisillées sont systématiquement endommagées (Figure 29), et cet endommagement augmente avec l'augmentation du ratio  $\sigma_n/\text{UCS}$ . Lorsque ce ratio est de 0.55, la rugosité initiale des surfaces n'a plus d'effet sur la résistance au pic (Figure 30 A.), et le joint se contracte (Figure 30 B.c).

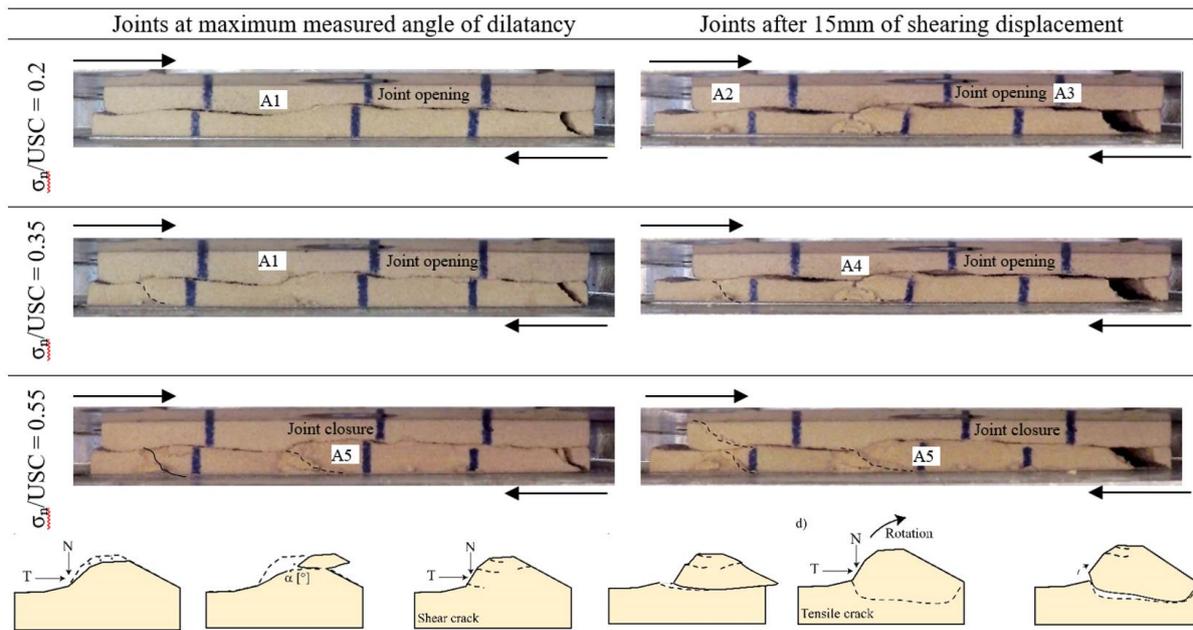


**Figure 29** : carte des altitudes et photos des surfaces cisailées réalisées ante et post-mortem à  $\sigma_n = 0.4$  MPa ;  $\sigma_n = 0.8$  MPa et  $\sigma_n = 1.2$  MPa (AbiAad, et al., soumis).



**Figure 30** : A. comportement des joints sous cisaillement pour plusieurs géométries et plusieurs ratio  $\sigma_n/UCS$ . B. courbes de dilataence des joints pour plusieurs géométries et pour plusieurs ratio  $\sigma_n/UCS$  (AbiAad, et al., soumis).

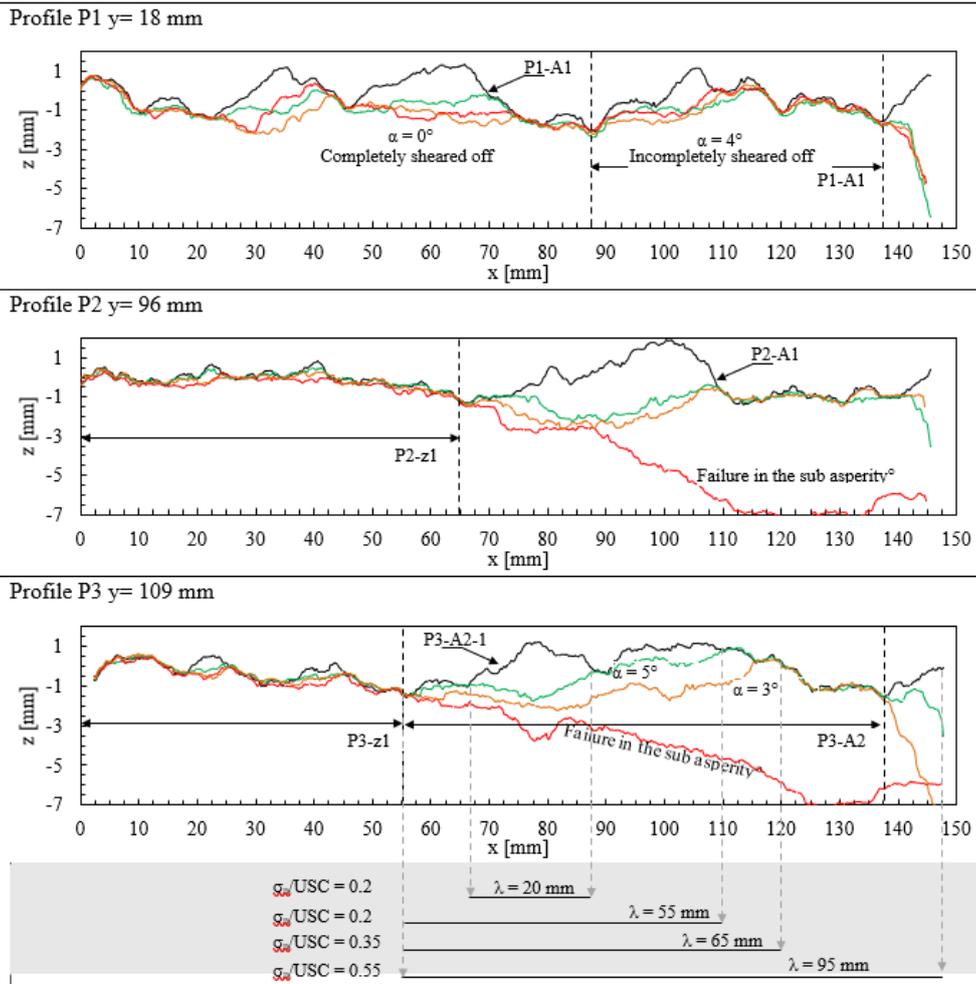
Les types de déformations observées sont résumés dans la Figure 31.



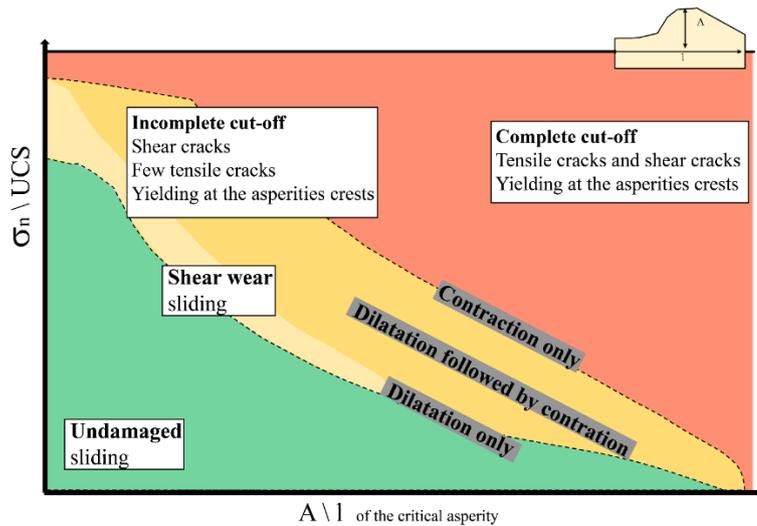
**Figure 31** : photographies des essais au moment de la résistance au pic et après 15mm de déplacement pour différents ratio de  $\sigma_n/UCS$ . En bas : différents types d'endommagement observés sur les aspérités en fonction du gradient de déformation sur les aspérités (AbiAad, et al., soumis).

On observe également que les aspérités de petites longueurs d'ondes sont cisailées avant même d'atteindre la résistance au pic, et ne participent donc pas à la résistance au cisaillement du joint, ni à sa dilatance au moment du pic.

Indépendamment de la valeur du ratio  $\sigma_n/UCS$ , l'endommagement des surfaces de même niveau de rugosité débute systématiquement sur les mêmes longueurs d'ondes d'aspérités, qu'on appelle « aspérités critiques ». Le niveau d'endommagement de ces aspérités dépend par contre de leur forme et du ratio  $\sigma_n/UCS$  (Figure 31, Figure 32, Figure 33 et Figure 34). Ce sont ces longueurs d'ondes qui contrôlent la dilatance et la résistance au pic, jusqu'à ce qu'elles soient elles-mêmes cisailées et arrachées. Cet arrachement s'initie par des structures en traction situées à la base des aspérités (Figure 31 et Figure 32). **L'arrachement de ces aspérités critiques s'accompagne d'une réduction de la dilatance, voire de sa disparition.** Dans la nature, si un joint se contracte il devient de fait moins prône à laisser circuler des fluides. Ces derniers peuvent en revanche circuler dans la fracturation de l'encaissant initiée à la base des aspérités critiques (AbiAad, et al., soumis).

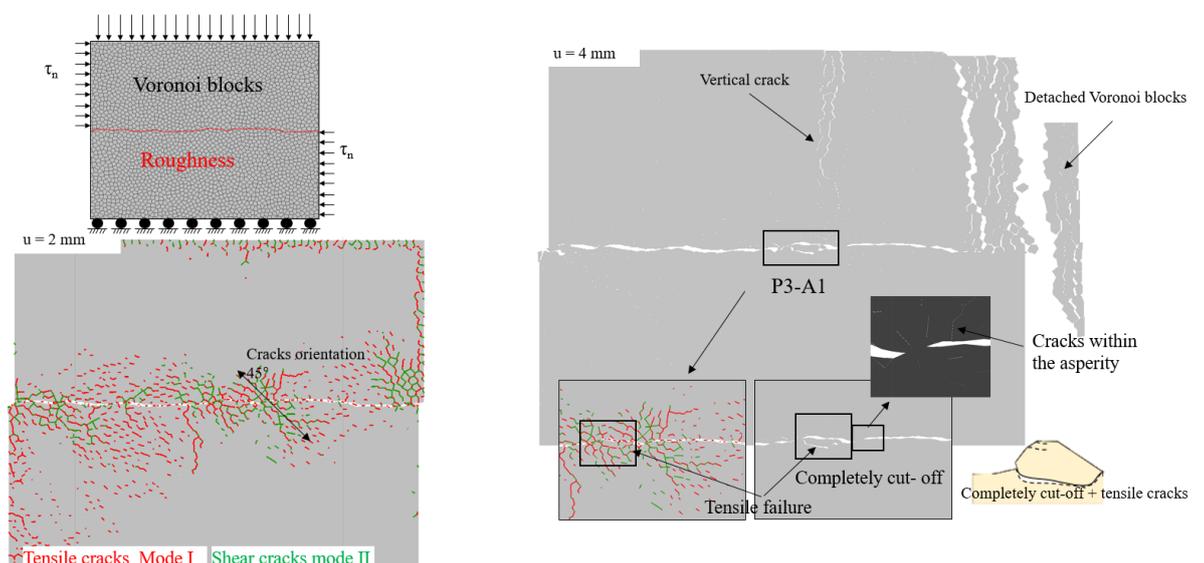


**Figure 32** : superposition de profils ante (en noir) et post mortem (en couleur) pour différentes valeurs de  $\sigma_n/UCS$ , pour 3 profils extraits d'une des surfaces cisailées. En rouge :  $\sigma_n/UCS = 0.55$  ; en orange :  $\sigma_n/UCS = 0.35$  ; en vert :  $\sigma_n/UCS = 0.2$ . Les angles  $\alpha$  sont les angles des surfaces de rupture des aspérités. Pi : numéro du profil observé, Ai : numéro de l'aspérité observée.  $\lambda$ : longueur d'onde des aspérités cisailées (AbiAad, et al., soumis).



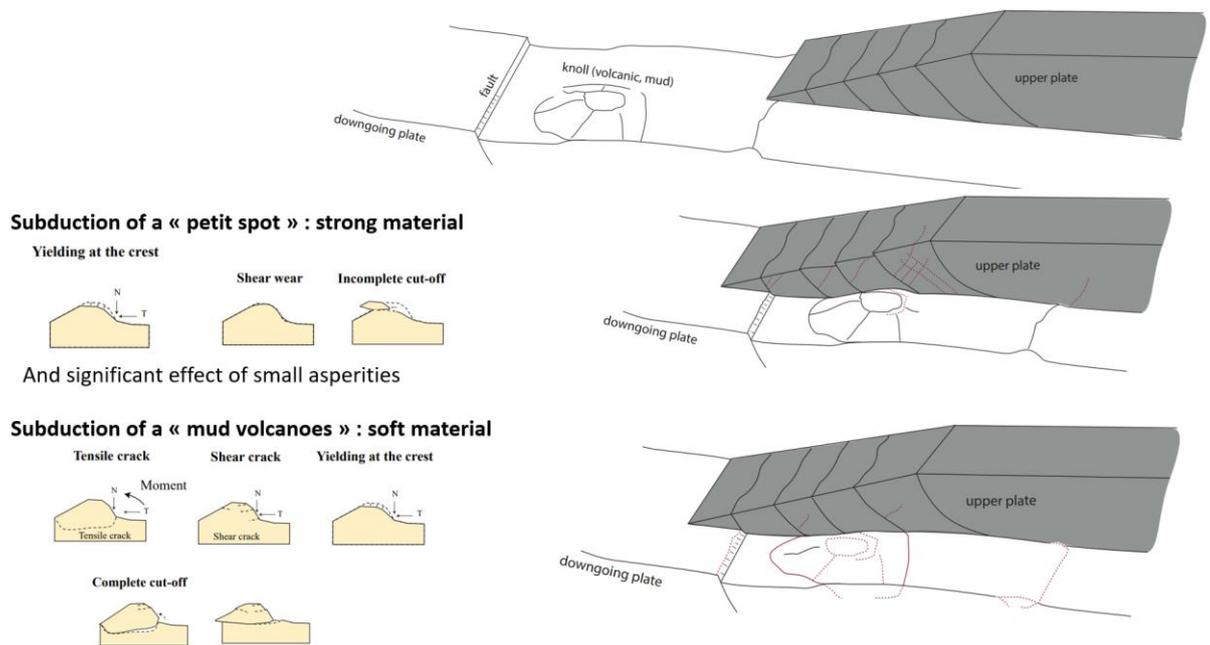
**Figure 33** : schéma conceptuel d'endommagement des aspérités critiques en fonction de leur forme et du ratio  $\sigma_n/UCS$  (AbiAad, et al., soumis).

Ces données expérimentales ont été doublées de modélisations numériques, nous permettant de modéliser l'évolution de l'endommagement de la surface et de la matrice au fur et à mesure du cisaillement. Les modélisations confirment l'endommagement de nos aspérités critiques, et les ruptures en traction dans la matrice autour de cette aspérité (Figure 34, thèse d'Emilio Abi Aad). Elles permettent également de voir les concentrations de contraintes autour des aspérités et leur évolution au cours du cisaillement.



**Figure 34** : modélisation du comportement de nos joints cisailés expérimentalement avec le logiciel UDEC. Le matériau est modélisé par un ensemble de blocs de Voronoi, et la surface cisailée suit la géométrie d'une des surfaces cisailées expérimentalement. Chacun des blocs de Voronoi est limité par des joints ayant les propriétés mécaniques décrites au paragraphe II.C.3. En bas à gauche on peut voir l'endommagement après 2 mm de cisaillement, à droite l'endommagement après 4 mm de cisaillement (thèse d'Emilio Abi Aad).

Ces travaux complémentaires sur des matériaux aux rhéologies très contrastées montrent **que le comportement mécanique d'un joint est très sensible aux propriétés de l'encaissant et à sa résistance par rapport à la sollicitation mécanique**. Si on accepte le saut d'échelle, cela a des conséquences sur l'interprétation des effets de la rugosité de l'interface de plaque sur ses propriétés. Notamment, dans le cas de l'entrée en subduction d'un mont sous-marin, les modèles numériques et de boîtes à sable (e.g. (Dominguez et al., 1998; Sun et al., 2020) prévoient un endommagement majeur de la plaque supérieure au passage du mont sous-marin. **Nos travaux montrent que cet effet peut être minime si la résistance du matériau constituant le mont sous-marin est faible, notamment s'il est très altéré (Figure 35). Dans ce cas le mont pourra être rapidement étié et la facturation associée à son endommagement, notamment dans la plaque plongeante, pourra servir de drains aux fluides.**

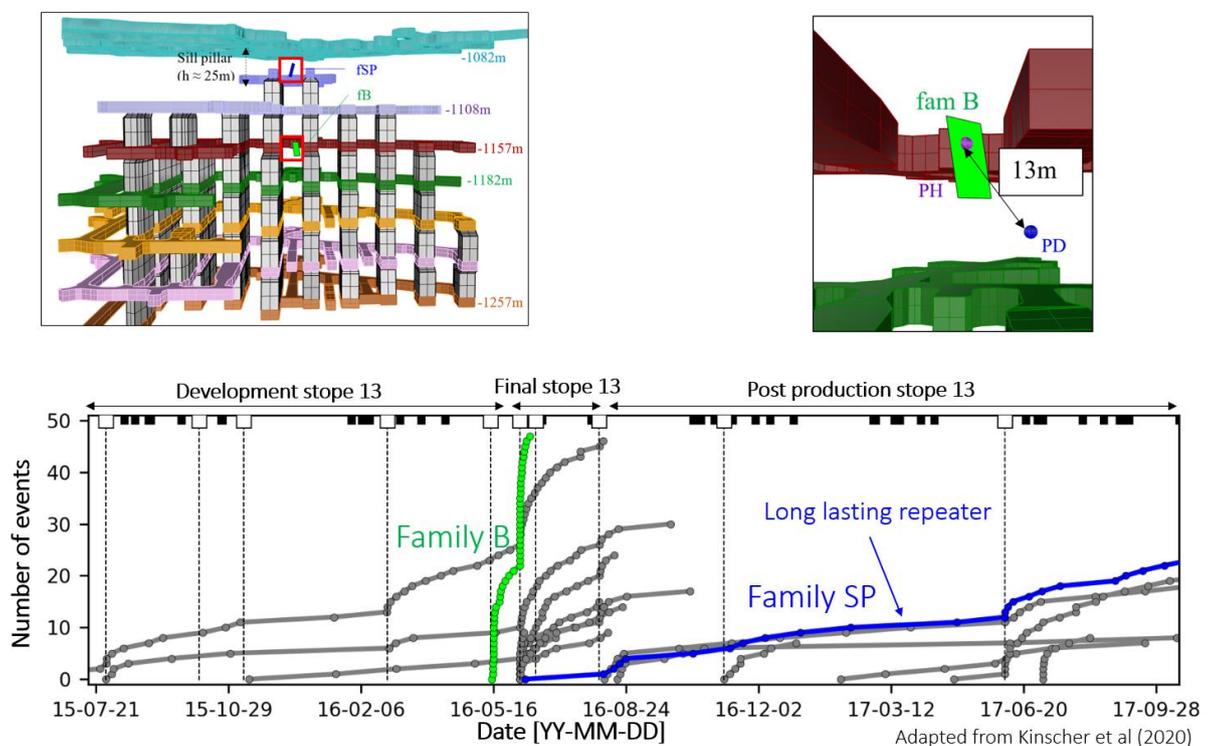


**Figure 35** : schéma conceptuel de l'effet d'un monts sous-marin entrant en subduction en fonction des propriétés du matériau qui le compose (Conin et al., in prep).

Ces travaux montrent également que l'impression 3D, correctement utilisée, est un outil puissant pour comprendre certains mécanismes de déformation des matériaux (Jaber et al., 2020 ; AbiAad et al., soumis ; Conin et al., soumis). Le fait de pouvoir moduler les propriétés des matériaux permet de mettre en évidence à pression faible (tests uniaxiaux notamment) des mécanismes difficilement visibles sur des presses hautes pressions. Ces travaux ont vocation à être poursuivis, en incluant notamment l'effet d'un changement de vitesse de cisaillement sur l'endommagement des aspérités.

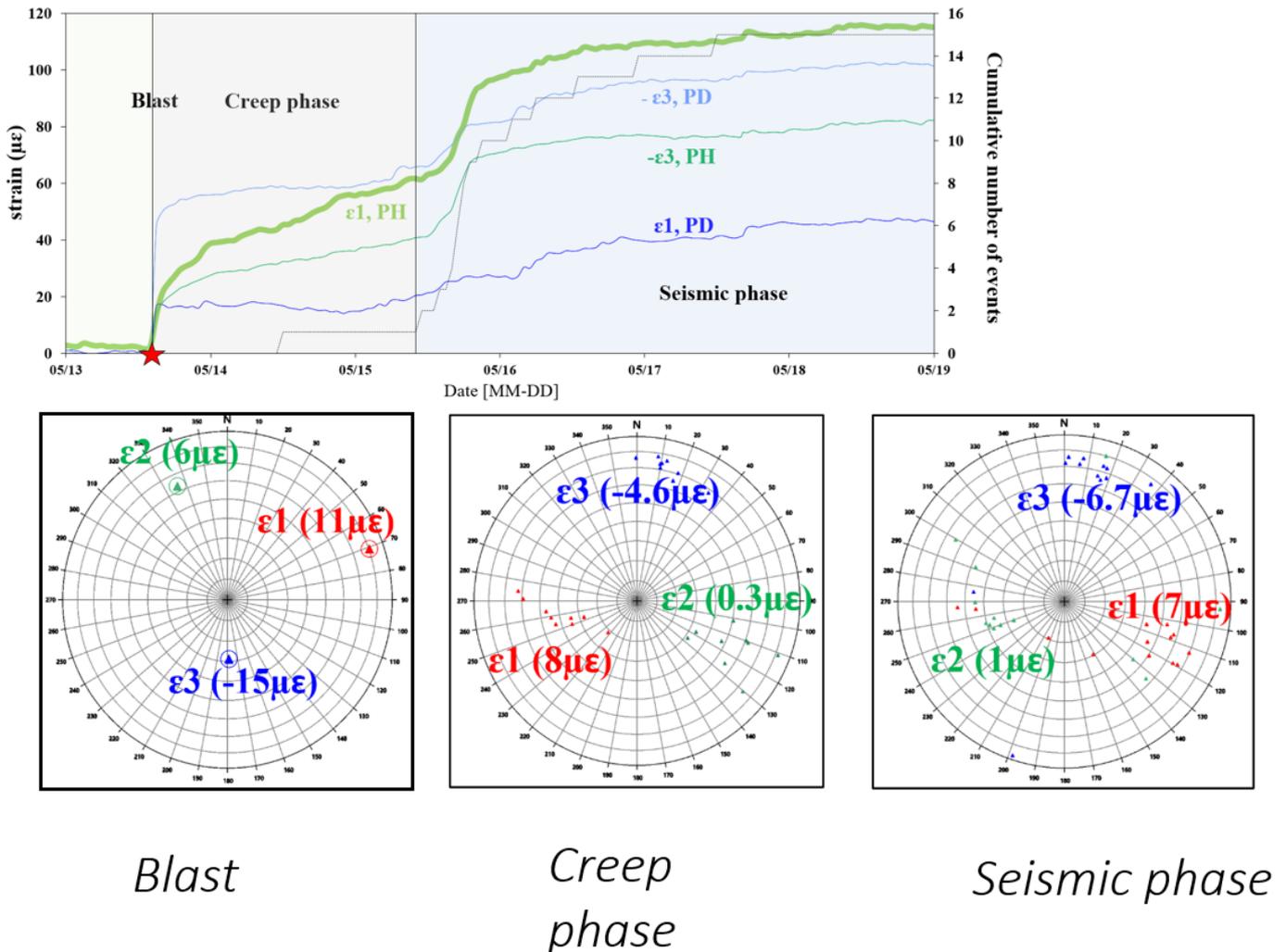
### 3. Modalités de chargement des aspérités sismiques

Mes travaux m'ont également amenée à m'intéresser au chargement des aspérités sismiques. La question est notamment de comprendre si ce chargement se fait uniquement par glissement sur le plan de faille dans des zones environnant l'aspérité, ou également par déformation de l'encaissant. Une manière d'aborder la question est d'instrumenter une zone de faille où des répéteurs sismiques sont actifs. Ces répéteurs sont définis comme des ruptures répétées d'une seule et unique aspérité, régulièrement rechargée par du glissement aismique (Chen and Lapusta, 2019; Kinscher et al., 2020). Dans le cadre de la thèse d'Emeline Lhoumaud, nous avons réalisé cette étude dans la mine de Grapensberg (Suède, exploitée par la société Boliden) connue pour l'occurrence de répéteurs sismiques (Kinscher et al., 2020) de magnitude  $M_w$ 1 et inférieures, dont certaines familles sont actives pendant plusieurs mois. Nous avons instrumenté deux zones à l'aide d'un réseau sismique et de forages dans lesquels nous avons installés quatre cellules de déformation de type CSIRO, l'objectif étant d'identifier la taille et la localisation de l'aspérité sismique, ainsi que la zone de glissement lent sur la faille sensée charger l'aspérité. L'analyse conjointe des données géophysiques et mécanique ont permis en premier lieu d'identifier sur le terrain la nature, les tailles caractéristiques et les orientations des structures compatibles avec les données de géophysique (Lhoumaud et al., in press). Le second résultat majeur de cette étude est qu'il apparait qu'avant certains évènements sismiques on observe des déformations dans la masse rocheuse autour du plan de faille, et que les axes principaux de ces déformations ne sont pas forcément identiques à ceux observés pendant le glissement co-sismique (thèse d'Emeline Lhoumaud) (Figure 36 et Figure 37).



**Figure 36:** en haut à droite : schéma des différents niveaux exploités dans la mine de Grapensberg et emplacement de deux familles sismiques (FSP et FB) (Kinscher et al., 2020 ; thèse d'Emeline Lhoumaud).

En haut à gauche : zoom sur la famille B de répéteurs sismiques identifiées par Kinsher et al., (2020), et position des deux cellules CSIRO de mesures de déformations autour de cette famille. Il est à noter que les zones colorées correspondent à des zones excavées. En bas : nombre cumulé d'évènements sismique en fonction du temps, et lien avec le phasage d'excavation.



**Figure 37** : en haut à gauche : graphe montrant les valeurs des déformations principales ( $\epsilon_1$  et  $\epsilon_3$ ) calculées à partir des mesures des cellules de déformations PD et PH (voir localisation des cellules Figure 36) en fonction du temps, et le nombre d'évènements sismiques en fonction du temps. L'étoile représente le tir à l'explosif lié à l'exploitation du bloc 13. On observe une réponse immédiate à ce tir de la masse rocheuse, suivi d'une période de fluage, et d'une période sismique. En haut à droite : même type de schéma que celui cité précédemment montrant une période de temps plus longue comprenant deux tirs. La réponse en déformation et en sismicité de la roche est immédiate au second tir, contrairement au comportement observé au premier tir. En bas : orientation des axes principaux de déformations correspondant aux différentes phases citées pour le premier tir (thèse d'Emeline Lhoumaud).

Sur la Figure 37, on voit qu'après un tir d'exploitation, la masse rocheuse se déforme d'abord via une réponse immédiate, puis par une phase de fluage (déformation à contrainte constante) qui va durer près de deux jours. A la suite de cette phase, on voit une augmentation brutale de la déformation accompagnée d'une crise sismique (augmentation du nombre

d'évènements). Au cours de ces trois phases, les orientations des axes principaux de déformations calculées à partir des cellules CSIRO changent, montrant une complexité de la déformation de la masse rocheuse autour d'une aspérité sismique au cours de chargement puis à la rupture. **Ces données suggèrent qu'avant une rupture sismique, la masse rocheuse entourant l'aspérité se charge et se déforme. Cela suggère également que contrairement au modèle communément admis de chargement des aspérités sismiques par glissement lent sur le plan de faille (e.g. Chen et Lapusta 2019), ce chargement pourrait se faire par fluage dans la roche environnante.**

### III. Projets de recherche

#### A. Acquisition de données de terrain afin de mieux identifier des hétérogénéités du plan de faille.

Les travaux récents, incluant mes travaux, montrent donc qu'il existe de fortes hétérogénéités spatiales d'état de contrainte au front d'une marge d'accrétion. Les états de contrainte étant particulièrement difficiles à mesurer *in situ*, et surtout à monitorer, il n'existe quasi aucune mesure directe de l'évolution de l'état de contrainte au cours du cycle sismique, exceptée notre comparaison entre celle obtenue onze mois après le séisme de Tohoku et une mesure plus ancienne effectuée sur un puits distant d'une cinquantaine de kilomètres (Lin et al., 2013). Or cette évolution devrait nous renseigner sur la capacité du système à se cicatriser après un séisme, et la durée de cette cicatrisation. En 2012 nous avons monté un dossier de campagne de forage en mer auprès d'IODP (JTRACK) afin de forer exactement sur le même site que celui foré en 2012. Ce projet vient d'être accepté avec une mission planifiée pour 2024. Les objectifs de ce nouveau forage sont de : (i) caractériser et quantifier l'évolution de l'état de contrainte dans le massif rocheux environnant la zone de faille 13 ans après le séisme de Tohoku de magnitude Mw 9.0, et 12 ans après nos dernières mesures; (ii) déterminer les propriétés mécaniques et physiques de la zone de faille, les processus de cicatrisation et de comprendre leur rôle dans le glissement à la fosse ; (iii) d'identifier le rôle des fluides dans le comportement mécanique du décollement et de la zone environnante ; (iv) quantifier les propriétés physiques et mécanique de l'encaissant, et déterminer sa capacité à accumuler de l'énergie élastique. Il devrait également donner des informations sur la paléosismicité dans cette zone. Ce dossier a définitivement été validé et financé en 2022. Cette expédition IODP 405 JTRACK aura lieu de septembre à décembre 2024, et j'en suis l'une des 6 co-chefs. Elle va durer 3 mois et inclure une centaine de scientifiques à terre et en mer. Pour 2024 j'ai fait une demande de CRCT pour embarquer, et pour animer, coordonner et suivre la recherche qui va suivre cette expédition (point ① - Figure 1). Etre cheffe de mission sur ce type de mission internationale demande généralement une implication sur au moins 3 ans après la mission afin de s'assurer que les principaux résultats soient tous valorisés par la communauté scientifique internationale. Pour information, les chefs de mission IODP ne font pas actes de candidatures mais sont proposés et nommés par les pays partenaires et le comité d'évaluation scientifique d'IODP. Je serai la première femme française cheffe de mission sur ce bateau de forages profonds (il n'existe que deux bateaux scientifiques de ce type dans le monde), et la cinquième femme co-cheffe de l'histoire ce bateau, toutes nationalités confondues.

#### B. Bilan d'énergie dans les massifs rocheux autour des grandes failles sismogènes

La nucléation de la sismicité dans les zones de subduction est liée à la capacité de certaines portions de l'interface à se bloquer au cours du cycle sismique. Ces zones autour de ces portions bloquées vont accumuler de la déformation élastique, augmentant la contrainte

de cisaillement sur l'interface jusqu'à ce qu'elle atteigne sa résistance ultime, rompe puis glisse sur de larges distances. L'énergie élastique accumulée avant la rupture sismique est alors dissipée sous forme de glissement sur l'ensemble des failles, de chaleur, d'ondes sismiques et par plastification du milieu (e.g. Kanamori and Brodsky, 2004; Kanamori and Heaton, 2000). La magnitude des séismes dépend donc à la fois de la capacité du système à accumuler de l'énergie et de sa capacité à la restituer. Un certain nombre de travaux actuels se focalisent sur les processus qui régissent la phase co-sismique, notamment sur les sources de dissipation d'énergie dans les milieux (e.g. Okubo et al., 2019; Thomas et al., 2017). De mon côté je développe un nouveau pan de ma recherche visant à comprendre comment un milieu faillé se charge élastiquement avant un séisme.

Classiquement, le bilan énergétique dans un système fini peut s'exprimer en termes d'énergie totale libérée entre deux instants ( $\Delta W_l$ ). Cette énergie correspond à la différence entre le travail des forces extérieures s'exerçant sur les frontières du système ( $W_{ext}$ ), c'est-à-dire la quantité d'énergie fournie au système, et la somme des énergies stockées et dissipées dans le système. Le bilan énergétique dans un prisme qui se déforme à l'inter-sismique peut ainsi s'écrire :

$$\Delta W_l = \Delta W_{ext} - (\Delta U_e + \Delta U_g + \Delta W_j + \Delta W_p) \quad (5)$$

Dans un système composé de la plaque supérieure (de 0 à ~50 km à la fosse, en partie au-dessus de la zone sismogène), d'une partie de la plaque subduite et de l'interface de subduction. Les différents termes de l'équation 5 sont (Aben et al., 2019; McBeck et al., 2018; Passelègue et al., 2016) :

(i)  $\Delta W_{ext}$  est la variation du travail des forces extérieures s'appliquant aux limites de notre système lors d'un incrément de déformation,

(ii)  $\Delta U_e$  est la variation de la quantité totale d'énergie potentielle de déformation stockée dans le système, liée à la déformation du matériau et des joints,

(iii)  $\Delta U_g$  est la variation de l'énergie potentielle du système, notamment de l'énergie potentielle de gravité, liée aux mouvements verticaux et au déplacement du centre de gravité

(iv)  $\Delta W_j$  est la variation de l'énergie dissipée par frottement sur les joints (les failles notamment), liée à leurs propriétés mécaniques (frottement statique) et à leur orientation par rapport à l'état de contraintes ;

(v)  $\Delta W_p$  est la variation de l'énergie dissipée par déformation plastique ou par fracturation dans le matériau.

Par ailleurs, les travaux sur ces bilans énergétiques co-sismiques se focalisent généralement sur l'environnement proche de la zone de faille. La force de gravité, et la déformation plastique à plus grand échelle sont donc souvent négligées lors de ces bilans. Hors, à Tohoku par exemple, la plasticité de la plaque supérieure et l'effet gravitaire semblent jouer un rôle majeur dans la propagation de la rupture à la fosse (et donc sur l'intensité du tsunami ; e.g.

Conin et al., 2012) ; et devraient être prises en compte dans les bilans, notamment dans la quantité d'énergie potentielle stockée, et dans la densité de fracturation du milieu.

Le projet que je souhaite développer dans les 5 prochaines années se focalise sur les conséquences de l'architecture de la plaque supérieure au niveau du front des marges (degré de fracturation, géométrie du prisme, état de contrainte pré-sismique, présence de failles majeures..) et sur la capacité du système à accumuler de la déformation élastique avant un séisme (point ② - Figure 1). Il pourra se nourrir des données de terrain de Nankai et du Japon. Dans ces marges, la quantité de données de terrain, notamment les profils sismiques (géométrie de la marge et de l'interface de subduction), les mesures sismologiques, les données de forages océaniques IODP (fracturation, état de contraintes, rhéologie, pressions de fluides) ainsi que les mesures de laboratoire collectées sur échantillons offrent une formidable opportunité de quantifier l'énergie stockée dans la partie frontale de ces marges avant un très probable méga séisme dans le cas de Nankai, et avant celui qui a eu lieu à Tohoku en mars 2011.

Les calculs des différentes composantes de l'énergie se feront à partir du logiciel de modélisation aux éléments distincts 3DEC V7, développé par la société Itasca, et largement utilisé dans le monde industriel pour les calculs hydro-thermo-mécaniques. Ce code permet de modéliser des milieux discontinus en petites ou grandes déformations, en quasi statique aussi bien qu'en dynamique. Il possède par ailleurs une loi de type rate-and-state pour modéliser le comportement des failles ou fractures, et les fonctions de calculs énergétiques y sont déjà implémentées, et vérifiées. Ces fonctions permettent un calcul incrémental des différentes composantes de l'énergie.

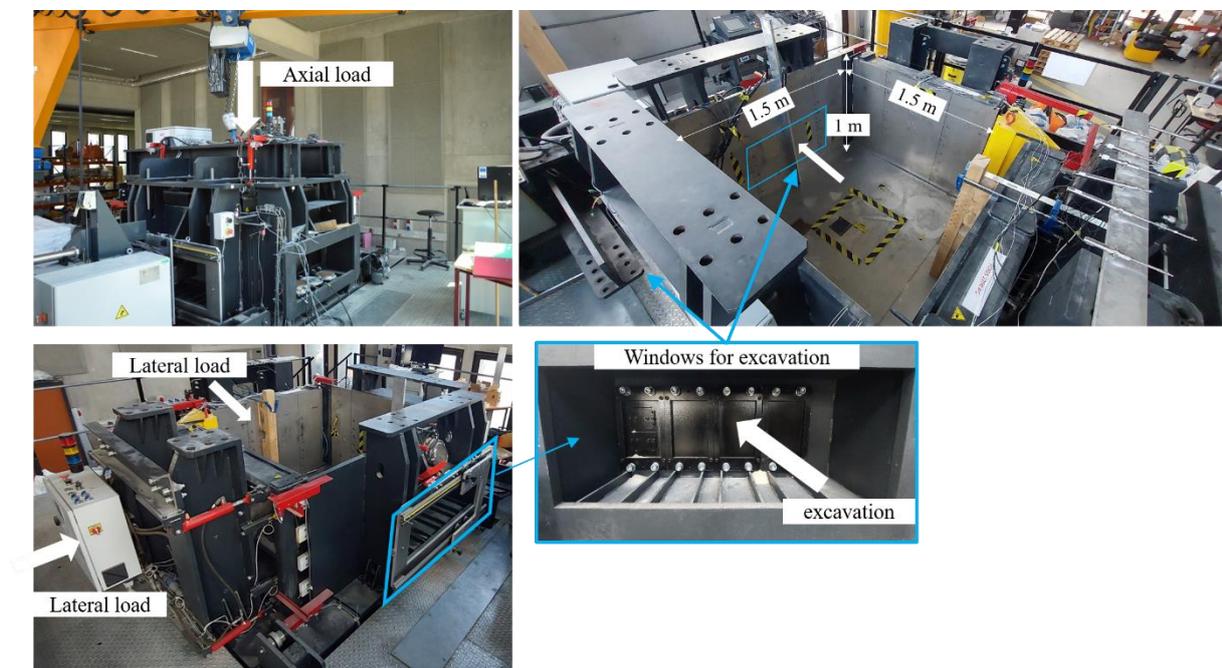
Le calage des paramètres des modèles comme la perméabilité et le frottement sur l'interface, la géométrie de l'interface, les propriétés mécaniques des matériaux (résistance à la compression et au cisaillement, ..), la compaction des sédiments, la densité de fracturation et propriétés équivalentes, la topographie, l'état de contraintes, les conditions aux limites, se fera à partir des données de terrains acquises au cours des missions IODP (notamment celles auxquelles j'ai participé – IODP 314, 319, 334, 343, 358, et bientôt 405), et de la bibliographie. Toutes ces données ont déjà été acquises et traitées par l'ensemble de la communauté IODP, y compris par moi-même et mes étudiants, et sont disponibles. Si les données de forages sont ponctuelles et relativement peu profondes (le puits le plus profond est de 3.8 km sous le plancher océanique au cœur du prisme de Nankai), les différents forages réalisés ont permis d'échantillonner des zones de failles (diagraphie et carottes) et d'estimer leur propriétés mécaniques, de faire des relevés structuraux de différentes zones de la plaque plongeante, ou de caractériser les chemins de circulation de fluides. Ces données sont complétées par des jeux de données sismiques permettant d'estimer l'état de fracturation de la plaque plongeante et les géométries des grandes structures.

Les résultats seront comparés aux bilans énergétiques effectués par McBeck et al. (2018, 2020) à partir de modélisations numériques et analogiques dans les prismes en cours

d'accrétions, ainsi qu'aux observations post-sismiques effectuées dans la zone de Tohoku et au bilan énergétique basé sur le comportement de l'interface que nous avons proposé dans Brodsky et al. (2020).

### C. Développement de modèles physiques de massifs rocheux faillés

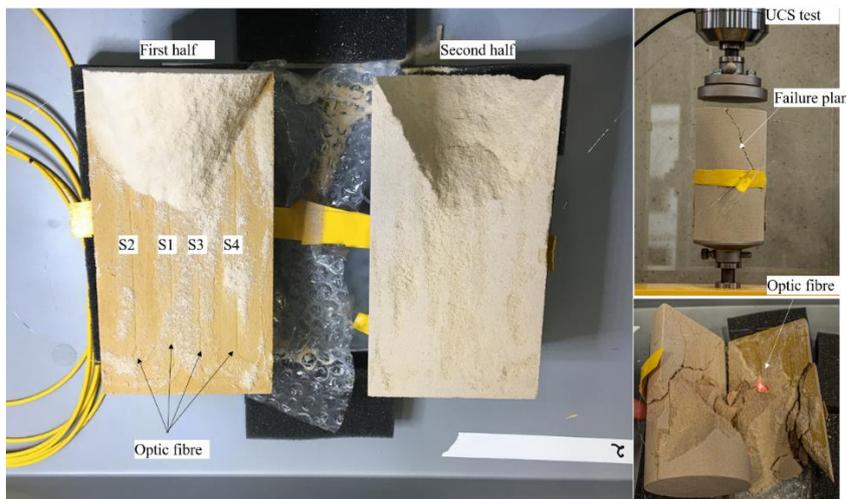
Depuis plusieurs années je développe avec trois collègues (Olivier Deck, Audrey Bonnelye tous deux enseignants chercheurs, ainsi que Delphine Faure-Cattelain technicienne sur notre plateforme) une presse triaxiale vraie (3 directions de chargement pouvant être contrôlées indépendamment) unique au monde (Figure 38). Cette presse, également dotée d'un système de creusement, permet d'appliquer des contraintes de 1.5MPa sur les bords d'un échantillon d'environ 1.5 m<sup>3</sup>. Elle permet de réaliser des modèles réduits de massifs rocheux faillés soumis à divers chemins de chargement et de sollicitations mécaniques.



**Figure 38** : photographies du dispositif de presse triaxiale DIMITRI, au laboratoire GeoRessources, Nancy.

Aux vues des dimensions de la presse et afin de pouvoir reproduire des déformations et des états de contraintes normalement observables à plusieurs centaines de mètres de profondeur, j'utilise et je développe des matériaux analogues fabriqués en impression 3D et capables de reproduire des comportements de roches et de failles tout en assurant une mise à l'échelle d'une partie de ces propriétés mécaniques (résistance à la compression, à la traction, facteurs d'anisotropie, propriétés élastiques)(partie II.D.2.). Mes objectifs sont doubles : d'une part, je souhaite utiliser cette presse pour solliciter mécaniquement des modèles réduits de massifs rocheux faillés et d'ouvrages souterrains afin de comprendre l'interaction entre les structures (entre plusieurs failles, entre plusieurs galeries, entre des failles et des galeries) (point ④ - Figure 1). Ce travail se situe dans la continuité directe de mes travaux sur les interactions

mécaniques entre les failles. Il s'agit d'observer et de comprendre comment un massif faillé se déforme, et comment se répartissent les glissements entre les failles et les charges entre les blocs découpés par les failles au fur et à mesure que le massif se plastifie. À terme, il devra permettre d'établir des bilans d'énergie dans le massif rocheux faillé, qui sont aussi importants pour prévenir les décompressions violentes (rock burst) dans les mines ou le glissement sismique sur une faille. Des travaux sur des échantillons 16 cm x 32 cm imprimés en 3D et contenant plusieurs fractures avec des rugosités maîtrisées ont déjà été réalisés (thèses de Jana Jaber et d'Emilio Abi Aad). Les résultats sont actuellement en cours d'interprétation. En parallèle nous travaillons sur l'intégration de capteurs (fibre optique, et capteurs de contraintes) dans l'échantillon au cours de sa fabrication (Figure 39) afin de mesurer les contraintes et les déformations du massif au cours de sa sollicitation mécanique. Ce travail se fait en collaboration avec une entreprise utilisant déjà de la fibre optique (SolExpert), des entreprises de développement de capteurs (Doerler), le centre d'étude Platinum 3D pour l'impression des échantillons, et l'Institut Jean Lamour (Université de Lorraine, laboratoire spécialisé en matériaux).



**Figure 39** : échantillons imprimés en sable et liant (impression 3D) contenant des fibres optiques (S1, S2, S3, S4) incluses pendant l'impression, et soumis à un chargement axial.

D'autre part, je souhaite utiliser DIMITRI pour cisailer des surfaces rugueuses d'environ 1m<sup>2</sup> imprimées en 3D, et mesurer la déformation de la matrice autour des aspérités pendant leur cisaillement à l'aide de fibres optiques et de jauges de déformation. Là encore ces travaux sont dans la poursuite de mes travaux antérieurs sur l'étude du comportement mécanique des failles rugueuses, et notamment le rôle de l'encaissant dans ce comportement (thèses de Jana Jaber, et d'Emilio Abi Aad). J'ai financé une partie de ces travaux au travers de projets CARNOT, et je continuerai à le faire dans les futures années à travers une demande de projet ANR co-portée avec Olivier Deck.

## IV. Conclusions et perspectives

Cette habilitation à diriger les recherches est à la fois une étape administrative et l'occasion de faire un bilan d'étape de ma carrière de recherche depuis ma thèse. En résumé, mes travaux de recherche dans les zones de subduction permettent d'observer et de comprendre les hétérogénéités de contraintes et de déformations, leur longueur d'onde et leur lien avec les failles actives dans ces zones à forts enjeux sociétaux. En cela ils apportent des éléments de discussion pour comprendre la construction des prismes, l'activité des failles, et les conditions dans lesquelles se propagent les séismes. D'un autre côté mes travaux sur les fonctionnements des failles proposent des explications de l'affaiblissement mécanique de failles argileuses par la circulation de fluide, et décrivent le comportement cisailant des failles rugueuses, notamment l'effet du comportement mécanique de la matrice et de la longueur d'onde des aspérités. Ils permettent de discuter également des modalités de chargement des aspérités sismiques. La plupart de ces travaux ont été publiés, où sont maintenant mûrs pour l'être dans les prochains mois. Il m'aura fallu un certain temps pour développer un nouveau pan de recherche depuis mon arrivée à Nancy, dans une équipe de géomécanique orientée sur la stabilité des ouvrages souterrains, et une composante d'enseignement exigeante, et nécessitant la prise de responsabilités dès mon arrivée en poste. J'entre maintenant dans une phase de valorisation de tous ces efforts, et je le fais avec beaucoup d'envie.

## V. Références

- Aben, F.M., Brantut, N., Mitchell, T.M., David, E.C., 2019. Rupture energetics in crustal rock from laboratory-scale seismic tomography. *Geophysical Research Letters* 46, 7337–7344.
- Asadi, M.S., Rasouli, V., Barla, G., 2013. A laboratory shear cell used for simulation of shear strength and asperity degradation of rough rock fractures. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 46, 683–699. <https://doi.org/10.1007/s00603-012-0322-2>
- Audin, L., Lacan, P., Tavera, H., Bondoux, F., 2008. Upper plate deformation and seismic barrier in front of Nazca subduction zone: The Chololo Fault System and active tectonics along the Coastal Cordillera, southern Peru. *Tectonophysics* 459, 174–185.
- Baba, T., Tanioka, Y., Cummins, P.R., Uhira, K., 2002. The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 132, 59–73. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(02\)00044-4](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(02)00044-4)
- Bahaaddini, M., Hagan, P., Mitra, R., Khosravi, M., 2016. Experimental and numerical study of asperity degradation in the direct shear test. *Engineering Geology* 204, 41–52.
- Bahaaddini, M., Sharrock, G., Hebblewhite, B.K., 2013. Numerical direct shear tests to model the shear behaviour of rock joints. *Computers and Geotechnics* 51, 101–115. <https://doi.org/10.1016/j.compgeo.2013.02.003>
- Bangs, N.L.B., Moore, G.F., Gulick, S.P.S., Pangborn, E.M., Tobin, H.J., Kuramoto, S., Taira, A., 2009. Broad, weak regions of the Nankai Megathrust and implications for shallow coseismic slip. *Earth and Planetary Science Letters* 284, 44–49. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.04.026>
- Barnes, P.M., Wallace, L.M., Saffer, D.M., Bell, R.E., Underwood, M.B., Fagereng, A., Meneghini, F., Savage, H.M., Rabinowitz, H.S., Morgan, J.K., others, 2020. Slow slip source characterized by lithological and geometric heterogeneity. *Science Advances* 6, eaay3314.
- Barton, N., 1976. The shear strength of rock and rock joints. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* 13, 255–279. [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(76\)90003-6](https://doi.org/10.1016/0148-9062(76)90003-6)
- Barton, N., Choubey, V., 1977a. The shear strength of rock joints in theory and practice. *Rock Mechanics* 10, 1–54. <https://doi.org/10.1007/BF01261801>
- Barton, N., Choubey, V., 1977b. The shear strength of rock joints in theory and practice. *Rock Mechanics Felsmechanik Mécanique des Roches* 10, 1–54. <https://doi.org/10.1007/BF01261801>
- Bécel, A., Shillington, D.J., Delescluse, M., Nedimović, M.R., Abers, G.A., Saffer, D.M., Webb, S.C., Keranen, K.M., Roche, P.-H., Li, J., Kuehn, H., 2017. Tsunamigenic structures in a creeping section of the Alaska subduction zone. *Nature Geosci* 10, 609–613. <https://doi.org/10.1038/ngeo2990>
- Behnsen, J., Faulkner, D.R., 2013. Permeability and frictional strength of cation-exchanged montmorillonite: CATION-EXCHANGED MONTMORILLONITE. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 2788–2798. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50226>
- Birkmann, J., Garschagen, M., Mucke, P., Schauder, A., Seibert, T., Welle, T., Rhyner, J., Kohler, S., Loster, T., Reinhard, D., others, 2014. World risk report 2014.
- Bose, S., Saha, P., Mori, J.J., Rowe, C., Ujiie, K., Chester, F.M., Conin, M., Regalla, C., Kameda, J., Toy, V., Kirkpatrick, J., Remitti, F., Moore, J.C., Wolfson-Schwehr, M., Nakamura, Y., Gupta, A., 2015. Deformation structures in the frontal prism near the Japan Trench: Insights from sandbox models. *Journal of Geodynamics* 89, 29–38. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2015.06.002>
- Boston, B., Moore, G.F., Nakamura, Y., Kodaira, S., 2017. Forearc slope deformation above the Japan Trench megathrust: Implications for subduction erosion. *Earth and Planetary Science Letters* 462, 26–34.

- Bourlange, S., Henry, P., 2007. Numerical model of fluid pressure solitary wave propagation along the décollement of an accretionary wedge: application to the Nankai wedge: Fluid pressure solitary wave propagation. *Geofluids* 7, 323–334. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2007.00181.x>
- Bourlange, S., Henry, P., Moore, J.C., Mikada, H., Klaus, A., 2003. Fracture porosity in the décollement zone of Nankai accretionary wedge using Logging While Drilling resistivity data. *Earth and Planetary Science Letters* 209, 103–112. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00082-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00082-7)
- Brantut, N., Schubnel, A., Rouzaud, J.-N., Brunet, F., Shimamoto, T., 2008. High-velocity frictional properties of a clay-bearing fault gouge and implications for earthquake mechanics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 113.
- Brodsky, E.E., Mori, J.J., Anderson, L., Chester, F.M., Conin, M., Dunham, E.M., Eguchi, N., Fulton, P.M., Hino, R., Hirose, T., Ikari, M.J., Ishikawa, T., Jeppson, T., Kano, Y., Kirkpatrick, J., Kodaira, S., Lin, W., Nakamura, Y., Rabinowitz, H.S., Regalla, C., Remitti, F., Rowe, C., Saffer, D.M., Saito, S., Sample, J., Sanada, Y., Savage, H.M., Sun, T., Toczko, S., Ujiie, K., Wolfson-Schwehr, M., Yang, T., 2020. The State of Stress on the Fault Before, During, and After a Major Earthquake. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 48, 49–74. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-053018-060507>
- Bürgmann, R., 2018. The geophysics, geology and mechanics of slow fault slip. *Earth and Planetary Science Letters* 495, 112–134.
- Burridge, R., Knopoff, L., 1967. Model and theoretical seismicity. *Bulletin of the seismological society of america* 57, 341–371.
- Byrne, T.B., Lin, W., Tsutsumi, A., Yamamoto, Y., Lewis, J.C., Kanagawa, K., Kitamura, Y., Yamaguchi, A., Kimura, G., 2009. Anelastic strain recovery reveals extension across SW Japan subduction zone. *Geophys. Res. Lett.* 36, L23310. <https://doi.org/10.1029/2009GL040749>
- Candela, T., Renard, F., Klinger, Y., Mair, K., Schmittbuhl, J., Brodsky, E.E., 2012. Roughness of fault surfaces over nine decades of length scales: FAULT ROUGHNESS. *J. Geophys. Res.* 117, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JB009041>
- 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. *Geophysical Research Letters* 45, 11–012.
- Cappa, F., Guglielmi, Y., Nussbaum, C., De Barros, L., Birkholzer, J., 2022. Fluid migration in low-permeability faults driven by decoupling of fault slip and opening. *Nature Geoscience* 15, 747–751.
- Chang, C., McNeill, L.C., Moore, J.C., Lin, W., Conin, M., Yamada, Y., 2010. In situ stress state in the Nankai accretionary wedge estimated from borehole wall failures: STRESS IN NANKAI ACCRETIONARY WEDGE. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 11, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2010GC003261>
- Chemenda, A., Lallemand, S., Bokun, A., 2000. Strain partitioning and interplate friction in oblique subduction zones: Constraints provided by experimental modeling. *J. Geophys. Res.* 105, 5567–5581. <https://doi.org/10.1029/1999JB900332>
- Chen, T., Lapusta, N., 2019. On behaviour and scaling of small repeating earthquakes in rate and state fault models. *Geophysical Journal International* 218, 2001–2018. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz270>
- Clift, P., Vannucchi, P., 2004. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust: SUBDUCTION TECTONICS. *Rev. Geophys.* 42. <https://doi.org/10.1029/2003RG000127>
- Collettini, C., Di Stefano, G., Carpenter, B., Scarlato, P., Tesei, T., Mollo, S., Trippetta, F., Marone, C., Romeo, G., Chiaraluce, L., 2014. A novel and versatile apparatus for brittle rock deformation. *International journal of rock mechanics and mining sciences* 66, 114–123.
- Conin, M., Bourlange, S., Henry, P., Boiselet, A., Gaillot, P., 2014. Distribution of resistive and conductive structures in Nankai accretionary wedge reveals contrasting stress paths. *Tectonophysics* 611, 181–191. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.11.025>

- Conin, M., Henry, P., Bourlange, S., Raimbourg, H., Reuschlé, T., 2011. Interpretation of porosity and LWD resistivity from the Nankai accretionary wedge in light of clay physicochemical properties: Evidence for erosion and local overpressuring: POROSITY AND LWD RESISTIVITY FROM NANKAI. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 12, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2010GC003381>
- Conin, M., Henry, P., Godard, V., Bourlange, S., 2012. Splay fault slip in a subduction margin, a new model of evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 341–344, 170–175. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.06.003>
- Cubas, N., Avouac, J.P., Leroy, Y.M., Pons, A., 2013. Low friction along the high slip patch of the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake required from the wedge structure and extensional splay faults: LOW FRICTION ALONG THE HIGH SLIP PATCH OF THE 2011 TOHOKU-OKI EQ. *Geophys. Res. Lett.* 40, 4231–4237. <https://doi.org/10.1002/grl.50682>
- Cubas, Nadaya, Avouac, J.-P., Souloumiac, P., Leroy, Y., 2013. Megathrust friction determined from mechanical analysis of the forearc in the Maule earthquake area. *Earth and Planetary Science Letters* 381, 92–103. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.07.037>
- Cubas, N., Leroy, Y.M., Maillot, B., 2008. Prediction of thrusting sequences in accretionary wedges. *J. Geophys. Res.* 113, B12412. <https://doi.org/10.1029/2008JB005717>
- Dahlen, F.A., 1984. Noncohesive critical Coulomb wedges: An exact solution. *J. Geophys. Res.* 89, 10125–10133. <https://doi.org/10.1029/JB089iB12p10125>
- Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *J. Geophys. Res.* 88, 1153. <https://doi.org/10.1029/JB088iB02p01153>
- Dielforder, A., 2017. Constraining the strength of megathrusts from fault geometries and application to the Alpine collision zone. *Earth and Planetary Science Letters* 474, 49–58. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.06.021>
- Dielforder, A., Hetzel, R., Oncken, O., 2020. Megathrust shear force controls mountain height at convergent plate margins. *Nature* 582, 225–229.
- Dieterich, J.H., 1981. Potential for geophysical experiments in large scale tests. *Geophysical Research Letters* 8, 653–656.
- Dieterich, J.H., 1979. Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 84, 2161–2168.
- Dieterich, J.H., Kilgore, B., 1996. Implications of fault constitutive properties for earthquake prediction. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 93, 3787–3794.
- Dominguez, S., Lallemand, S., Malavieille, J., von Huene, R., 1998. Upper plate deformation associated with seamount subduction. *Tectonophysics* 293, 207–224.
- Dutilleul, J., Bourlange, S., Conin, M., Géraud, Y., 2020. Quantification of bound water content, interstitial porosity and fracture porosity in the sediments entering the North Sumatra subduction zone from Cation Exchange Capacity and IODP Expedition 362 resistivity data. *Marine and Petroleum Geology* 111, 156–165. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.08.007>
- Eldursi, K., Scholtes, L., Conin, M., Golfier, F., Ledru, P., Mercadier, J., Collon, P., Chemillac, R., 2023. 3-D hydromechanical simulation of intersecting faults: Influences on fluid circulation and formation of oriented-orebodies. *Journal of Structural Geology* 171, 104864. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2023.104864>
- Emmerich, K., Wolters, F., Kahr, G., Lagaly, G., 2009. Clay profiling: the classification of montmorillonites. *Clays and Clay Minerals* 57, 104–114.
- Espurt, N., Hippolyte, J.-C., Saillard, M., Bellier, O., 2012. Geometry and kinematic evolution of a long-living foreland structure inferred from field data and cross section balancing, the Sainte-Victoire System, Provence, France: STRUCTURE OF THE SAINTE-VICTOIRE SYSTEM. *Tectonics* 31, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011TC002988>
- Fathi, A., Moradian, Z., Rivard, P., Ballivy, G., Boyd, A.J., 2016. Geometric Effect of Asperities on Shear Mechanism of Rock Joints. *Rock Mech Rock Eng* 49, 801–820. <https://doi.org/10.1007/s00603-015-0799-6>

- Fujiwara, T., Kodaira, S., No, T., Kaiho, Y., Takahashi, N., Kaneda, Y., 2011. The 2011 Tohoku-Oki Earthquake: Displacement Reaching the Trench Axis. *Science* 334, 1240–1240. <https://doi.org/10.1126/science.1211554>
- Fulton, P., Brodsky, E.E., Kano, Y., Mori, J., Chester, F., Ishikawa, T., Harris, R., Lin, W., Eguchi, N., Toczko, S., others, 2013. Low coseismic friction on the Tohoku-Oki fault determined from temperature measurements. *Science* 342, 1214–1217.
- Gentier, S., Riss, J., Archambault, G., Flamand, R., Hopkins, D., 2000. Influence of fracture geometry on shear behavior. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 37, 161–174. [https://doi.org/10.1016/S1365-1609\(99\)00096-9](https://doi.org/10.1016/S1365-1609(99)00096-9)
- Graveleau, F., Malavieille, J., Dominguez, S., 2012. Experimental modelling of orogenic wedges: A review. *Tectonophysics* 538–540, 1–66. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.027>
- 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>
- Hashimoto, Y., Sato, S., Kimura, G., Kinoshita, M., Miyakawa, A., Moore, G.F., Nakano, M., Shiraishi, K., Yamada, Y., 2022. Décollement geometry controls on shallow very low frequency earthquakes. *Scientific reports* 12, 2677.
- Hassani, R., Jongmans, D., Chéry, J., 1997. Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 102, 17951–17965.
- Heuret, A., Lallemand, S., Funiciello, F., Piromallo, C., Faccenna, C., 2011. Physical characteristics of subduction interface type seismogenic zones revisited. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 12.
- Huang, S., Oelfke, S., Speck, R., 1992. Applicability of fractal characterization and modelling to rock joint profiles, in: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*. Elsevier, pp. 89–98.
- Huang, T.H., Chang, C.S., Chao, C.Y., 2002. Experimental and mathematical modeling for fracture of rock joint with regular asperities. *Engineering Fracture Mechanics* 69, 1977–1996. [https://doi.org/10.1016/S0013-7944\(02\)00072-3](https://doi.org/10.1016/S0013-7944(02)00072-3)
- Ikari, M.J., Kameda, J., Saffer, D.M., Kopf, A.J., 2015. Strength characteristics of Japan Trench borehole samples in the high-slip region of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Earth and Planetary Science Letters* 412, 35–41.
- Ikari, M.J., Kopf, A.J., 2011. Cohesive strength of clay-rich sediment: CLAY COHESION. *Geophys. Res. Lett.* 38, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011GL047918>
- Ikari, M.J., Saffer, D.M., Marone, C., 2009. Frictional and hydrologic properties of a major splay fault system, Nankai subduction zone. *Geophys. Res. Lett.* 36, L20313. <https://doi.org/10.1029/2009GL040009>
- Ikari, M.J., Saffer, D.M., Marone, C., 2007. Effect of hydration state on the frictional properties of montmorillonite-based fault gouge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112.
- Ito, Y., Asano, Y., Obara, K., 2009. Very-low-frequency earthquakes indicate a transpressional stress regime in the Nankai accretionary prism. *Geophys. Res. Lett.* 36, L20309. <https://doi.org/10.1029/2009GL039332>
- Jaber, J., Conin, M., Deck, O., Moumni, M., Godard, O., Kenzari, S., 2020. Investigation of the mechanical behavior of 3D printed polyamide-12 joints for reduced scale models of rock mass. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 53, 2687–2705.
- Jia, Y., Tang, J., Lu, Y., Lu, Z., 2021. The effect of fluid pressure on frictional stability transition from velocity strengthening to velocity weakening and critical slip distance evolution in shale reservoirs. *Geomechanics and Geophysics for Geo-Energy and Geo-Resources* 7, 1–13.
- Kameda, J., Inaoi, C., Conin, M., 2016. Exchangeable cation composition of the smectite-rich plate boundary fault at the Japan Trench. *Geophys. Res. Lett.* 43, 3112–3119. <https://doi.org/10.1002/2016GL068283>

- Kameda, J., Uno, M., Conin, M., Ujiie, K., Hamada, Y., Kimura, G., 2019. Fault weakening caused by smectite swelling. *earth, planets and space* 71, 1–7.
- Kanafi, M., 2018. Radially averaged surface roughness/topography power spectrum (PSD).
- Kanamori, H., 1972. Mechanism of tsunami earthquakes. *Physics of the earth and planetary interiors* 6, 346–359.
- Kanamori, H., Brodsky, E.E., 2004. The physics of earthquakes. *Reports on progress in physics* 67, 1429.
- Kanamori, H., Heaton, T.H., 2000. Microscopic and macroscopic physics of earthquakes. *Geocomplexity and the Physics of Earthquakes* 120, 147–163.
- Kato, T., Kotake, Y., Nakao, S., Beavan, J., Hirahara, K., Okada, M., Hoshihara, M., Kamigaichi, O., Feir, R.B., Park, P.H., others, 1998. Initial results from WING, the continuous GPS network in the western Pacific area. *Geophysical Research Letters* 25, 369–372.
- Kinscher, J.L., De Santis, F., Poiata, N., Bernard, P., Palgunadi, K.H., Contrucci, I., 2020. Seismic repeaters linked to weak rock-mass creep in deep excavation mining. *Geophysical Journal International* 222, 110–131.
- Kitajima, H., Chester, F.M., Biscontin, G., 2012. Mechanical and hydraulic properties of Nankai accretionary prism sediments: Effect of stress path: DEFORMATION OF NANKAI PRISM SEDIMENTS. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 13, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012GC004124>
- Kodaira, S., Conin, M., Fulton, P., Kirkpatrick, J., Regalla, C., Ujiie, K., Okutsu, N., Maeda, L., Toczko, S., Eguchi, N., 2023. Expedition 405 Scientific Prospectus: Tracking Tsunamigenic Slip Across the Japan Trench (JTRACK). International Ocean Discovery Program.
- Ladanyi, B., Archambault, G., 1975. Shear strength and deformability of filled indented joints.
- Laurencin, M., Marcaillou, B., Graindorge, D., Lebrun, J.-F., Klingelhoefer, F., Boucard, M., Laigle, M., Lallemand, S., Schenini, L., 2019. The bunce fault and strain partitioning in the northern Lesser Antilles. *Geophysical Research Letters* 46, 9573–9582.
- Lay, T., Nishenko, S.P., 2022. Updated concepts of seismic gaps and asperities to assess great earthquake hazard along South America. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 119, e2216843119. <https://doi.org/10.1073/pnas.2216843119>
- Li, Y., Huang, R., 2015. Relationship between joint roughness coefficient and fractal dimension of rock fracture surfaces. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 75, 15–22. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2015.01.007>
- Li, Y., Sun, S., Tang, C., 2019. Analytical prediction of the shear behaviour of rock joints with quantified waviness and unevenness through wavelet analysis. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 52, 3645–3657.
- Lin, W., Conin, M., Moore, J.C., Chester, F.M., Nakamura, Y., Mori, J.J., Anderson, L., Brodsky, E.E., Eguchi, N., Scientists, E. 343, others, 2013. Stress state in the largest displacement area of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Science* 339, 687–690.
- Lin, W., Doan, M.-L., Moore, J.C., McNeill, L., Byrne, T.B., Ito, T., Saffer, D., Conin, M., Kinoshita, M., Sanada, Y., Moe, K.T., Araki, E., Tobin, H., Boutt, D., Kano, Y., Hayman, N.W., Flemings, P., Huftile, G.J., Cukur, D., Buret, C., Schleicher, A.M., Efimenko, N., Kawabata, K., Buchs, D.M., Jiang, S., Kameo, K., Horiguchi, K., Wiersberg, T., Kopf, A., Kitada, K., Eguchi, N., Toczko, S., Takahashi, K., Kido, Y., 2010. Present-day principal horizontal stress orientations in the Kumano forearc basin of the southwest Japan subduction zone determined from IODP NanTroSEIZE drilling Site C0009: STRESS ORIENTATIONS IN KUMANO BASIN. *Geophys. Res. Lett.* 37, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2010GL043158>
- Loveless, J.P., Meade, B.J., 2010. Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan. *J. Geophys. Res.* 115, B02410. <https://doi.org/10.1029/2008JB006248>
- Marone, C., Raleigh, C.B., Scholz, C., 1990. Frictional behavior and constitutive modeling of simulated fault gouge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 95, 7007–7025.
- Martin, K.M., Gulick, S.P.S., Bangs, N.L.B., Moore, G.F., Ashi, J., Park, J.-O., Kuramoto, S., Taira, A., 2010. Possible strain partitioning structure between the Kumano fore-arc basin and the slope

- of the Nankai Trough accretionary prism: STRAIN PARTITIONING STRUCTURE-EDGE OF KUMANO BASIN. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 11, n/a-n/a.  
<https://doi.org/10.1029/2009GC002668>
- McBeck, J., Cooke, M., Renard, F., 2020. How the energy budget scales from the laboratory to the crust in accretionary wedges. *Earth and Planetary Science Letters* 541, 116276.
- McBeck, J., Cooke, M., Souloumiac, P., Maillot, B., Mary, B., 2018. The influence of detachment strength on the evolving deformational energy budget of physical accretionary prisms. *Solid Earth* 9, 1421–1436. <https://doi.org/10.5194/se-9-1421-2018>
- Mogi, K., Mochizuki, H., 1992. Measuring precursory strain prior to sudden slips along a heterogeneous artificial fault using a new double-shear type loading machine. Presented at the Proc. Int. Symp. Earthquake Source Physics and Earthquake Precursors, pp. 43–47.
- Moore, D.E., Lockner, D.A., 2007. Friction of the smectite clay montmorillonite: A review and interpretation of data. *The seismogenic zone of subduction thrust faults* 317–345.
- Moore, G., Park, J., Bangs, N., Gulick, S., Tobin, H., Nakamura, Y., Sato, S., Tsuji, T., Yoro, T., Tanaka, H., others, 2009. Structural and seismic stratigraphic framework of the NanTroSEIZE Stage 1 transect, in: *Proc. IODP | Volume. p. 2.*
- Moore, G.F., Boston, B.B., Strasser, M., Underwood, M.B., Ratliff, R.A., 2015. Evolution of tectono-sedimentary systems in the Kumano Basin, Nankai Trough forearc. *Marine and Petroleum Geology* 67, 604–616. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.05.032>
- Moore, G.F., Taira, A., Klaus, A., Becker, L., Boeckel, B., Cragg, B.A., Dean, A., Fergusson, C.L., Henry, P., Hirano, S., Hisamitsu, T., Hunze, S., Kastner, M., Maltman, A.J., Morgan, J.K., Murakami, Y., Saffer, D.M., Sánchez-Gómez, M., Sreaton, E.J., Smith, D.C., Spivack, A.J., Steurer, J., Tobin, H.J., Ujiie, K., Underwood, M.B., Wilson, M., 2001. New insights into deformation and fluid flow processes in the Nankai Trough accretionary prism: Results of Ocean Drilling Program Leg 190: DEFORMATION AND FLUID FLOW PROCESSES. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2001GC000166>
- Moore, J.C., Rowe, C., Meneghini, F., 2007. How accretionary prisms elucidate seismogenesis in subduction zones, in: *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults.* Columbia University Press, pp. 288–315.
- Moore, J.C., Vrolijk, P., n.d. *Fluids in Accretionary Prisms.*
- Morgan, J.K., Solomon, E.A., Fagereng, A., Savage, H.M., Wang, M., Meneghini, F., Barnes, P.M., Bell, R.E., French, M.E., Bangs, N.L., others, 2022. Seafloor overthrusting causes ductile fault deformation and fault sealing along the Northern Hikurangi Margin. *Earth and Planetary Science Letters* 593, 117651.
- Mouzannar, H., Bost, M., Joffrin, P., Pruvost, C., Rojat, F., Blache, J., Houel, A., Valade, M., Khadour, A., Chataigner, S., others, 2016. Instrumentation of large scale direct shear test to study the progressive failure of concrete/rock interface, in: *8th RILEM International Conference on Mechanisms of Cracking and Debonding in Pavements.* Springer, pp. 649–655.
- Moyne, C., Murad, M.A., 2002. Electro-chemo-mechanical couplings in swelling clays derived from a micro/macro-homogenization procedure. *International Journal of Solids and Structures* 39, 6159–6190.
- Mugnier, J.-L., Huyghe, P., Chalaron, E., Mascle, G., 1994. Recent movements along the Main Boundary Thrust of the Himalayas: normal faulting in an over-critical thrust wedge? *Tectonophysics* 238, 199–215.
- Noël, C., Giorgetti, C., Scuderi, M.M., Colletti, C., Marone, C., 2023. The effect of shear displacement and wear on fault stability: Laboratory constraints. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* e2022JB026191.
- Obara, K., Kato, A., 2016. Connecting slow earthquakes to huge earthquakes. *Science* 353, 253–257.
- Okubo, K., Bhat, H.S., Rougier, E., Marty, S., Schubnel, A., Lei, Z., Knight, E.E., Klinger, Y., 2019. Dynamics, Radiation, and Overall Energy Budget of Earthquake Rupture With Coseismic Off-Fault Damage. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 124, 11771–11801.  
<https://doi.org/10.1029/2019JB017304>

- Pajang, S., Khatib, M.M., Heyhat, M., Cubas, N., Bessiere, E., Letouzey, J., Mokhtari, M., Le Pourhiet, L., 2022. The distinct morphologic signature of underplating and seamounts in accretionary prisms, insights from thermomechanical modeling applied to Coastal Iranian Makran. *Tectonophysics* 845, 229617.
- Passelègue, F.X., Schubnel, A., Nielsen, S., Bhat, H.S., Deldicque, D., Madariaga, R., 2016. Dynamic rupture processes inferred from laboratory microearthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121, 4343–4365.
- Patton, F.D., 1966. Multiple modes of shear failure in rock, in: ISRM Congress. ISRM, p. ISRM-1CONGRESS.
- Perfettini, H., Avouac, J.-P., 2004. Postseismic relaxation driven by brittle creep: A possible mechanism to reconcile geodetic measurements and the decay rate of aftershocks, application to the Chi-Chi earthquake, Taiwan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109.
- Perfettini, H., Avouac, J.-P., Tavera, H., Kositsky, A., Nocquet, J.-M., Bondoux, F., Chlieh, M., Sladen, A., Audin, L., Farber, D.L., others, 2010. Seismic and aseismic slip on the Central Peru megathrust. *Nature* 465, 78–81.
- Poon, C., Sayles, R., Jones, T., 1992. Surface measurement and fractal characterization of naturally fractured rocks. *Journal of Physics D: Applied Physics* 25, 1269.
- Radiguet, M., Cotton, F., Vergnolle, M., Campillo, M., Valette, B., Kostoglodov, V., Cotte, N., 2011. Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event: the 2006 Guerrero Slow Slip Event. *Geophysical Journal International* 184, 816–828. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04866.x>
- Rice, J.R., Ruina, A.L., 1983. Stability of steady frictional slipping.
- Riesner, M., Bollinger, L., Hubbard, J., Guérin, C., Lefèvre, M., Vallage, A., Basnet Shah, C., Kandel, T.P., Haines, S., Sapkota, S.N., 2021. Localized extension in megathrust hanging wall following great earthquakes in western Nepal. *Scientific Reports* 11, 21521.
- Rogers, G., Dragert, H., 2003. Episodic Tremor and Slip on the Cascadia Subduction Zone: The Chatter of Silent Slip. *Science* 300, 1942–1943. <https://doi.org/10.1126/science.1084783>
- Rowe, C.D., Moore, J.C., Remitti, F., Scientists, I.E. 343/343T, 2013. The thickness of subduction plate boundary faults from the seafloor into the seismogenic zone. *Geology* 41, 991–994.
- Ruh, J.B., Kaus, B.J., Burg, J.-P., 2012. Numerical investigation of deformation mechanics in fold-and-thrust belts: Influence of rheology of single and multiple décollements. *Tectonics* 31.
- Saffer, D., Flemings, P., Boutt, D., Doan, M.-L., Ito, T., McNeill, L., Byrne, T., Conin, M., Lin, W., Kano, Y., others, 2013. In situ stress and pore pressure in the Kumano Forearc Basin, offshore SW Honshu from downhole measurements during riser drilling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14, 1454–1470.
- Saffer, D.M., Marone, C., 2003. Comparison of smectite- and illite-rich gouge frictional properties: application to the updip limit of the seismogenic zone along subduction megathrusts. *Earth and Planetary Science Letters* 215, 219–235. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00424-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00424-2)
- Saffer, D.M., Wallace, L.M., 2015. The frictional, hydrologic, metamorphic and thermal habitat of shallow slow earthquakes. *Nature Geoscience* 8, 594–600.
- Saillard, M., Audin, L., Rousset, B., Avouac, J.-P., Chlieh, M., Hall, S.R., Husson, L., Farber, D., 2017. From the seismic cycle to long-term deformation: Linking seismic coupling and Quaternary coastal geomorphology along the Andean megathrust. *Tectonics* 36, 241–256.
- Sakaguchi, A., Chester, F., Curewitz, D., Fabbri, O., Goldsby, D., Kimura, G., Li, C.-F., Masaki, Y., Sreaton, E.J., Tsutsumi, A., Ujiie, K., Yamaguchi, A., 2011. Seismic slip propagation to the updip end of plate boundary subduction interface faults: Vitrinite reflectance geothermometry on Integrated Ocean Drilling Program NanTro SEIZE cores. *Geology* 39, 395–398. <https://doi.org/10.1130/G31642.1>
- Sample, J.C., Moore, J.C., 1987. Structural style and kinematics of an underplated slate belt, Kodiak and adjacent islands, Alaska. *Geological Society of America Bulletin* 99, 7–20.

- Sapin, F., Pubellier, M., Ringenbach, J.-C., Bailly, V., 2009. Alternating thin versus thick-skinned decollements, example in a fast tectonic setting: The Misool–Onin–Kumawa Ridge (West Papua). *Journal of Structural Geology* 31, 444–459.
- Schleicher, A.M., Jurado, M.-J., 2019. Linking Faults, Fractures, and Clay Mineral Occurrence With Fluid Transport in the Accretionary Prism of the Nankai Trough, Japan. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 20, 4599–4612.
- Scholz, C.H., 1998. Earthquakes and friction laws. *Nature* 391, 37–42. <https://doi.org/10.1038/34097>
- Schottenfels, E.R., Regalla, C.A., 2021. Bathymetric Signatures of Submarine Forearc Deformation: A Case Study in the Nankai Accretionary Prism. *Geochem Geophys Geosyst* 22, e2021GC010050. <https://doi.org/10.1029/2021GC010050>
- Schwartz, S.Y., Rokosky, J.M., 2007. Slow slip events and seismic tremor at circum-Pacific subduction zones. *Reviews of Geophysics* 45.
- Screaton, E., Kimura, G., Curewitz, D., Moore, G., Chester, F., Fabbri, O., Fergusson, C., Girault, F., Goldsby, D., Harris, R., Inagaki, F., Jiang, T., Kitamura, Y., Knuth, M., Li, C.-F., Liljedahl, L.C., Louis, L., Milliken, K., Nicholson, U., Riedinger, N., Sakaguchi, A., Solomon, E., Strasser, M., Su, X., Tsutsumi, A., Yamaguchi, A., Ujje, K., Zhao, X., 2009. Interactions between deformation and fluids in the frontal thrust region of the NanTroSEIZE transect offshore the Kii Peninsula, Japan: Results from IODP Expedition 316 Sites C0006 and C0007: NANTROSEIZE FRONTAL THRUST FLUIDS AND DEFORMATION. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2009GC002713>
- Shreedharan, S., Ikari, M., Wood, C., Saffer, D., Wallace, L., Marone, C., 2022. Frictional and lithological controls on shallow slow slip at the northern Hikurangi margin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 23, e2021GC010107.
- Simons, M., Minson, S.E., Sladen, A., Ortega, F., Jiang, J., Owen, S.E., Meng, L., Ampuero, J.-P., Wei, S., Chu, R., Helmberger, D.V., Kanamori, H., Hetland, E., Moore, A.W., Webb, F.H., 2011. The 2011 Magnitude 9.0 Tohoku-Oki Earthquake: Mosaicking the Megathrust from Seconds to Centuries. *Science* 332, 1421–1425. <https://doi.org/10.1126/science.1206731>
- 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. *Geophysical Research Letters* 44, 4046–4053.
- Song, H., Dikken, R.J., Nicola, L., Van Der Giessen, E., 2015. Plastic ploughing of a sinusoidal asperity on a rough surface. *Journal of Applied Mechanics, Transactions ASME* 82, 1–8. <https://doi.org/10.1115/1.4030318>
- Souloumiac, P., Krabbenhøft, K., Leroy, Y.M., Maillot, B., 2010. Failure in accretionary wedges with the maximum strength theorem: numerical algorithm and 2D validation. *Computational Geosciences* 14, 793–811.
- Strasser, M., Moore, G.F., Kimura, G., Kopf, A.J., Underwood, M.B., Guo, J., Screaton, E.J., 2011. Slumping and mass transport deposition in the Nankai fore arc: Evidence from IODP drilling and 3-D reflection seismic data: NANKAI FORE ARC SUBMARINE LANDSLIDES. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 12, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2010GC003431>
- Sun, T., Saffer, D., Ellis, S., 2020. Mechanical and hydrological effects of seamount subduction on megathrust stress and slip. *Nat. Geosci.* 13, 249–255. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0542-0>
- Sun, T., Wang, K., Fujiwara, T., Kodaira, S., He, J., 2017. Large fault slip peaking at trench in the 2011 Tohoku-oki earthquake. *Nature communications* 8, 14044.
- Thomas, M.Y., Bhat, H.S., Klinger, Y., 2017. Effect of Brittle Off-Fault Damage on Earthquake Rupture Dynamics, in: Thomas, M.Y., Mitchell, T.M., Bhat, H.S. (Eds.), *Geophysical Monograph Series*. Wiley, pp. 255–280. <https://doi.org/10.1002/9781119156895.ch14>
- Tobin, H., Kinoshita, M., Ashi, J., Lallement, S., Kimura, G., Screaton, E., Moe, K.T., Masago, H., Curewitz, D., Kitamura, Y., others, 2009. NanTroSEIZE Stage 1 expeditions: introduction and synthesis of key results. IODP.

- Ujii, K., Tanaka, H., Saito, T., Tsutsumi, A., Mori, J.J., Kameda, J., Brodsky, E.E., Chester, F.M., Eguchi, N., Toczko, S., others, 2013. Low coseismic shear stress on the Tohoku-Oki megathrust determined from laboratory experiments. *Science* 342, 1211–1214.
- Vallée, M., Nocquet, J.-M., Battaglia, J., Font, Y., Segovia, M., Régnier, M., Mothes, P., Jarrin, P., Cisneros, D., Vaca, S., others, 2013. Intense interface seismicity triggered by a shallow slow slip event in the Central Ecuador subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118, 2965–2981.
- Vannucchi, P., Sak, P.B., Morgan, J.P., Ohkushi, K., Ujii, K., the IODP Expedition 334 Shipboard Scientists, 2013. Rapid pulses of uplift, subsidence, and subduction erosion offshore Central America: Implications for building the rock record of convergent margins. *Geology* 41, 995–998. <https://doi.org/10.1130/G34355.1>
- Wan, W., Liu, Jie, Liu, Jingshuo, 2018. Effects of Asperity Angle and Infill Thickness on Shear Characteristics Under Constant Normal Load Conditions. *Geotechnical and Geological Engineering* 36, 2761–2767. <https://doi.org/10.1007/s10706-018-0447-5>
- Wang, K., Mulder, T., Rogers, G.C., Hyndman, R.D., 1995. Case for very low coupling stress on the Cascadia Subduction Fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100, 12907–12918.
- Westbrook, G., Ladd, J., Buhl, P., Bangs, N., Tiley, G., 1988. Cross section of an accretionary wedge: Barbados Ridge complex. *Geology* 16, 631–635.
- Witherspoon, P.A., Wang, J.S., Iwai, K., Gale, J.E., 1980. Validity of cubic law for fluid flow in a deformable rock fracture. *Water resources research* 16, 1016–1024.
- Yamaguchi, A., Hirose, T., Ikari, M., Kanagawa, K., Kimura, G., Kinoshita, M., Kitajima, H., Saffer, D., Tobin, H., Eguchi, N., others, 2020. Site C0024. *Proceedings of the International Ocean Discovery Program*.
- Yang, J., Rong, G., Hou, D., Peng, J., Zhou, C., 2016. Experimental Study on Peak Shear Strength Criterion for Rock Joints. *Rock Mech Rock Eng* 49, 821–835. <https://doi.org/10.1007/s00603-015-0791-1>
- Zhang, X., Jiang, Q., Kulatilake, P.H.S.W., Xiong, F., Yao, C., Tang, Z., 2019. Influence of asperity morphology on failure characteristics and shear strength properties of rock joints under direct shear tests. *International Journal of Geomechanics* 19, 1–13. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)GM.1943-5622.0001347](https://doi.org/10.1061/(ASCE)GM.1943-5622.0001347)

In preparation:

- a. Conin M., Finkebeiner T., Doan M-L. : Km scale stress and fluid flow heterogeneities in an active and rapid deforming system: the case of the toe Nankai subduction zone, in prep.
- b. Conin M., Marcailloux B., Dampfhofer E., fault slip partitioning in the Lesser Antilles, in prep
- c. Conin M., Raimbourg, H., Chamballier R., Lemine, M., chemical weakening processes in clay-rich fault zones, in prep
- d. Conin M., Vannuchi P., importance of the plate mechanical properties on seamount subduction in prep
- e. AbiAad E., Conin M., Bonnelye A., Deck O., 3D printed sandstone-like material to assess rupture mechanisms in anisotropic soft material in prep

## VI. Annexes transmises au jury

### A. Annexe 1 : cinq publications significatives.

J'ai choisi de présenter les cinq publications ci – dessous puisqu'elles représentent la diversité des thèmes que je développe dans ma recherche. J'ai encadré la thèse de Jana Jaber, et le post-doc de Khalifa ElDursi. Les publications avec Weirin Lin, et Jun Kameda sont le fruit de la mise en commun de nos réflexions et de nos travaux sur les données de missions IODP.

- Conin, M., Henry, P., Godard, V., Bourlange, S., 2012. Splay fault slip in a subduction margin, a new model of evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 341–344, 170–175.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.06.003>
- Lin, W., Conin, M., Moore, J.C., Chester, F.M., Nakamura, Y., Mori, J.J., Anderson, L., Brodsky, E.E., Eguchi, N., Scientists, E. 343, others, 2013. Stress state in the largest displacement area of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Science* 339, 687–690.
- Kameda, J., Uno, M., Conin, M., Ujiie, K., Hamada, Y., Kimura, G., 2019. Fault weakening caused by smectite swelling. *earth, planets and space* 71, 1–7.
- Jaber, J., Conin, M., Deck, O., Moumni, M., Godard, O., Kenzari, S., 2020. Investigation of the mechanical behavior of 3D printed polyamide-12 joints for reduced scale models of rock mass. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 53, 2687–2705.
- Eldursi, K., Scholtes, L., Conin, M., Golfier, F., Ledru, P., Mercadier, J., Collon, P., Chemillac, R., 2023. 3-D hydromechanical simulation of intersecting faults: Influences on fluid circulation and formation of oriented-orebodies. *Journal of Structural Geology* 171, 104864.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2023.104864>

## B. Annexe 2 : publications soumises

Dans cette annexe vous trouverez 3 des 4 publications mentionnées comme étant soumises, ou en cours de révision. Khalifa El Dursi est un collaborateur post-doc, Emilio Abi Aad et Jana Jaber sont deux étudiants en thèse que j'ai encadrés. La 4<sup>ème</sup> (Modeste et al., soumis) portant sur des travaux que je n'ai pas présentés dans ce rapport d'HDR, je ne l'ai pas ajoutée dans cette annexe. Ce dernier travail évalue les déplacements de surface induits par des activités d'extraction souterraine en Lorraine à partir de données INSAR.

- Eldursi K., **Conin M.**, Ledru P., Scholtes L., Golfier F., Mercadier J., Possible dual fault failure and formation of structurally-controlled uranium deposits in the Athabasca Basin: Numerical insights, submitted to *Economic Geology*
- **Conin M.**, Jaber J., Deck O., Abi Aad E., Which asperity wavelengths control dilatancy during shearing on a fault?, submitted to *Tectonophysics*.
- Abi Aad E., **Conin M.**, Deck O., AlHeib M., Contribution of 3D-printing to assess the role of the matrix mechanical strength on the shear behaviour of a fractal joint., submitted to *JGR- Solid Earth*

