AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

Ecole doctorale SIReNa (n°607)

THESE

Etude pétrophysique et hydrogéologique des sédiments entrant dans les zones de subduction

Petrophysical and hydrogeological study of sediment inputs to subduction zones

présentée par

Jade DUTILLEUL

pour l'obtention du grade de

Docteur de l'Université de Lorraine

Mention « Géosciences »

Soutenue publiquement le 08 Juillet 2021 devant le jury composé de :

Rapporteurs
Dr. Pierre Henry — Directeur de Recherche, Université d'Aix-Marseille, France
Dr. Mai-Linh Doan — Maîtresse de conférences HDR, Université Grenoble Alpes, France

Examinateurs
Dr. Lisa McNeill — Professeure, University of Southampton, Royaume-Uni
Dr. Christopher Wibberley — HDR, Géologue structural Senior, TotalEnergies EP, France

Invitée
Dr. Marianne Conin — Maîtresse de conférences, Université de Lorraine, France

Directeur de thèse
Dr. Yves Géraud — Professeur, Université de Lorraine, France
Co-directeur de thèse
Dr. Sylvain Bourlange — Maître de conférences, Université de Lorraine, France

Laboratoire GeoRessources - Université de Lorraine – CNRS, UMR 7359
École Nationale Supérieure de Géologie, Bât. F., 54505 Vandoeuvre-lès-Nancy, France

A ma famille, Noeira et au panier à copines et copains.

Remerciements

Je voudrais tout d'abord remercier grandement Madame Mai-Linh Doan, Maîtresse de conférences HDR à l'Université Grenoble Alpes, et Monsieur Pierre Henry, Directeur de Recherche à l'Université d'Aix-Marseille, rapportrice et rapporteur de cette thèse, pour avoir accepté d'évaluer mes travaux, ainsi que pour leurs remarques pertinentes quant à l'amélioration de mon manuscrit, les perspectives de mes travaux et la discussion scientifique approfondie lors de ma soutenance de thèse. J'associe à ces remerciements Madame Lisa McNeill, Professeure à l'Université de Southampton, Monsieur Christopher Wibberley, Géologue Structural Senior, HDR, chez TotalEnergies, et Madame Marianne Conin, Maîtresse de conférences à l'Université de Lorraine, pour avoir accepté d'examiner mon travail.

Je remercie mon directeur de thèse, Monsieur Yves Géraud, Professeur à l'Université de Lorraine, et mon co-directeur de thèse, Monsieur Sylvain Bourlange, Maître de conférences à l'Université de Lorraine pour la confiance qu'ils m'ont accordée en me donnant l'opportunité de travailler avec eux sur ce sujet de thèse. Je remercie également toute l'équipe pour leur accueil ces quatre années.

Je souhaite exprimer toute ma gratitude à IODP et IODP-France, en particulier à Georges Ceuleneer, Stéphanie Cuven et Gaëlle Combier pour avoir grandement soutenu mes travaux de recherche en me permettant de participer à l'expédition IODP 358, en finançant mes projets de recherche post-expéditions IODP 362, 372/375 et 358, ma participation aux post-cruise meetings IODP associés, ainsi qu'à plusieurs congrès nationaux et internationaux et en approuvant mes demandes d'échantillons supplémentaires. Un immense merci à toute l'équipe de l'expédition IODP 358 pour cette extraordinaire aventure, au plaisir de vous retrouver à l'occasion de futurs congrès ou expéditions en mer !

Je remercie également les équipes administratives, techniques et scientifiques du laboratoire GeoRessources et de l'ENSG, en particulier Alexandre Flammang, John Moine, Arnaud Marotel, Laurent Schoumacker et Mohamed Moumni pour leurs conseils et aide à la préparation des échantillons, Danièle Bartier et Lise Salsi pour leur disponibilité pour les analyses de DRX, et Camille Gagny et Stéphanie Trombini pour leur assistance administrative. Je remercie aussi Didier Stemmelen du LEMTA pour sa disponibilité et pour m'avoir laissé libre accès à la RMN, David Billet et son équipe pour m'avoir permis de préparer mes échantillons au LIEC et pour avoir réalisé les analyses chimiques au plus vite après chaque expédition, Angelina Razafitianamaharavo du LIEC pour les analyses d'adsorption/désorption d'azote, et enfin Thierry Reuschlé de l'IPGS pour sa persévérance lors de la mise en œuvre des mesures de perméabilité en conditions *in situ*.

Table des matières

Chapitre I : Introduction générale 1
I.1. Contexte de l'étude 2
I.2. Objectifs de l'étude 4
I.3. Organisation du manuscrit 6
Chapitre II : Relations entre fluides et risque sismique et de tsunami dans les zones de subduction 9
II.1. Définition, structure et diversité des zones de subduction, typologie et terminologie associées 10
II.1.1. La subduction : un rôle de premier ordre dans la cinématique et la géodynamique terrestre 10
II.1.2. Structure de la partie externe des zones de subduction 13
II.1.3. Diversité des zones de subduction et tentatives de classification 19
II.2. Risque sismique et de tsunami 20
II.2.1. Sismicité de proche surface, intermédiaire et profonde 20
II.2.2. Inventaire des séismes de proche surface 21
II.2.3. Structure mécanique de l'interface de subduction et diversité de glissements associés 27
II.2.4. Relation entre architecture de l'interface de subduction et risque sismique et de tsunami 35
II.2.5. Facteurs favorisant la variabilité spatiale des propriétés mécaniques du méga-chevauchement et des types de glissements exprimés 41
II.3. Les fluides dans les zones de subduction 42
II.3.1. Hétérogénéité spatiale et temporelle des sources de fluides 42
II.3.2. Mécanismes hydrogéologiques à l'origine du mouvement ou du piégeage des fluides 46
II.3.3. Interactions entre fluides et sismicité 49
Chapitre III : Contexte géologique des zones d'étude 59
III.1. La marge Nord de Sumatra 60
III.1.1. Contexte géodynamique 60
III.1.2. Composition et caractéristiques tectoniques, morphologiques, structurales et hydrologiques des plaques supérieures et inférieures 63
III.1.3. Activité sismique et architecture du méga-chevauchement 71
III.1.4. L'expédition IODP 362 « *Sumatra Seismogenic Zone* » 78

III.2. Marge nord d'Hikurangi, Nouvelle-Zélande 86
III.2.1. Contexte géodynamique 86
III.2.2. Composition et caractéristiques tectoniques, morphologiques, structurales et hydrologiques 88
III.2.3. Activité sismique et architecture du méga-chevauchement 100
III.2.4. Expéditions IODP 372 et 375 110
Chapitre IV : Démarche et techniques d'investigation de l'étude 123
IV.1. Données acquises lors des campagnes IODP 124
IV.1.1. Description sédimentaire 124
IV.1.2. Description structurale 126
IV.1.3. Caractérisation des propriétés physiques sur échantillons 127
IV.1.4. Caractérisation des propriétés géophysiques par diagraphie 127
IV.1.5. Géochimie du fluide interstitiel 127
IV.2. Echantillonnage 129
IV.2.1. Sélection 129
IV.2.2. Conditions de transport et de stockage au laboratoire des échantillons 130
IV.3. Démarche expérimentale d'étude 131
IV.3.1. La porosité dans les sédiments argileux 131
IV.3.2. Démarche d'étude et récapitulatif des analyses 136
IV.4. Analyses post-campagne en laboratoire sur échantillons 140
IV.4.1. Analyses chimiques 140
IV.4.2. Analyses des propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques 141
IV.4.3. Analyses minéralogiques par diffraction des rayons X (DRX) 162
Chapitre V : Etude pétrophysique et hydrogéologique de la marge nord de Sumatra à partir des données de l'expédition IODP 362 167
V.1. Caractérisation de la porosité et de l'état de compaction des sédiments entrant en subduction à partir des données des Sites U1480 et U1481 168
V.1.1. Présentation de l'article n°1 169
V.1.2. Article n°1 169
V.2. Comparaison de l'estimation de la teneur en eau liée par CEC et par la composition en smectites 181
V.3. Caractérisation de l'effet de la compaction sur la structure du réseau poreux et la perméabilité 183
Chapitre VI : Etude pétrophysique et hydrogéologique de la marge nord d'Hikurangi à partir des

données des expéditions IODP 372-375 187
VI.1. Caractérisation pétrophysique et hydrogéologique des sédiments entrant en subduction à partir des données du Site U1520 188
VI.1.1. Présentation de l'article n°2 188
VI.1.2. Article n°2 189
VI.1.3. Corrélation entre CEC et composition des minéraux argileux dans les unités silicoclastiques I à III 210
VI.2. Caractérisation pétrophysique et hydrogéologique de la partie supérieure du prisme d'accrétion externe à partir des données du Site U1518 212
VI.2.1. Présentation du manuscrit n°3 212
VI.2.2. Manuscrit n°3 213
VI.3. Caractérisation pétrophysique et hydrogéologique du glissement de terrain Tuaheni à partir des données des Sites U1517 et U1519 249
VI.3.1. Présentation du manuscrit n°4 249
VI.3.2. Manuscrit n°4 250
Chapitre VII : Etude pétrophysique et hydrogéologique de la marge de Nankai à partir des données de l'expédition IODP 358 275
VII.1. Expédition IODP 358 « NanTroSEIZE Plate Boundary Deep Riser 4: Nankai Seismogenic/Slow Slip Megathrust » 276
VII.1.1. Contexte de l'expédition : projet NanTroSEIZE 276
VII.1.2. Objectif principal : la zone sismogène au site C0002 284
VII.1.3. Réorientation de la campagne 287
VII.2. Caractérisation pétrophysique et hydrogéologique préliminaire 291
VII.2.1. Site C0002 291
VII.2.2. Site C0024, au niveau du chevauchement frontal 293
VII.2.3. Site C0025, dans le bassin d'avant-arc de Kumano 301
Chapitre VIII : Discussion générale et perspectives 304
VIII.1. Composition, propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques des sédiments entrant dans les zones de subduction et influence sur le développement de surpression de fluide 305
VIII.1.1. Dans la marge nord de Sumatra 305
VIII.1.2. Dans la marge nord d'Hikurangi 311
VIII.2. Relations entre composition, propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques de la séquence sédimentaire entrante et mise en place du décollement 315
VIII.2.1. Dans la marge Nord de Sumatra 315

VIII.2.2. Dans la marge nord d'Hikurangi 315
VIII.3. Relations entre composition, propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques de la séquence sédimentaire entrante et le risque sismique et de tsunami 316
VIII.3.1. Dans la marge Nord de Sumatra 316
VIII.3.2. Dans la marge nord d'Hikurangi 319
VIII.3.3. Comparaison avec d'autres zones de subduction 323
VIII.4. Autres perspectives 325
VIII.4.1. Améliorations méthodologiques pour la détermination de la teneur en eau liée 325
VIII.4.2. Intégration des propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques et apport de la modélisation numérique 326
VIII.4.3. Caractérisation de l'évolution des propriétés de la séquence sédimentaire entrante en lien avec l'acquisition du comportement sismogène 327
Conclusion 330
Références 334
Annexes 413

Chapitre I : Introduction générale

I.1. Contexte de l'étude

Les zones de subduction sont le siège d'évènements géologiques extrêmes et concentrent en particulier 90% de l'énergie sismique libérée à la surface du globe. Combinée au fluage asismique à fortes profondeurs, la nucléation de séismes dans la zone sismogène de l'interface de subduction permet d'accommoder la convergence des plaques. Les phénomènes les plus dévastateurs sur les plans humain, économique et environnemental du début du 21ème siècle sont les tsunamis provoqués par certains méga-séismes de subduction. Ainsi, le 26 décembre 2004, un méga-séisme de magnitude de moment (M_w) 9,3 nucléé au large de la province de l'Aceh, à Sumatra, provoquant le tsunami le plus meurtrier de l'histoire (Gomez et al., 2010). Avec des vagues atteignant jusqu'à 35 mètres de hauteur et ressenti jusqu'en Afrique de l'Est et du Sud, ce tsunami fait plus de 230 000 victimes essentiellement en Asie du Sud Est dont 168 000 en l'Aceh, pour un bilan économique estimé à 15 milliards de dollars. Quelques années plus tard, le 11 mars 2011, un mégaséisme de M_w 9,1 se produit au nord-est de l'île japonaise de Honshu dans la fosse du Japon (Simons et al., 2011 ; Fujiwara et al., 2011). Le tsunami associé dévaste les régions du Tōhoku et du Kantō et provoque l'accident nucléaire de Fukushima. Avec plus de 21 800 victimes et des dégâts estimés à 235 milliards de dollars, ce tsunami devient la catastrophe naturelle avec le plus lourd bilan économique enregistré à ce jour.

De par leur ampleur inattendue, ces séismes tsunamigènes majeurs déconcertent la communauté scientifique en montrant que lorsque le glissement co-sismique se propage le long de l'interface de subduction jusqu'à proximité du plancher océanique, les séismes de subduction peuvent atteindre des magnitudes record et engendrer des tsunamis qui représentent des aléas majeurs pour les populations et industries littorales ainsi que les infrastructures marines (Ishii et al., 2005 ; Rhie et al., 2007 ; Fujiwara et al., 2011 ; Kato et al., 2012). Ces évènements mettent en exergue la nécessité de contraindre précisément la zone sismogène et l'extension de la zone du glissement co-sismique qui sont des paramètres essentiels (Schwartz et Rokosky, 2007 ; Beroza et Ide, 2011) pris en compte dans les simulations visant à déterminer le niveau de risque sismique et de tsunami d'une région. Différents scénarios sont construits, préalablement à la mise en place de mesures de prévention, de protection et d'évacuation adaptées, telles que les infrastructures parasismiques, le rehaussement des terrains, les murs anti-tsunami, les dispositifs d'alerte ou les itinéraires d'évacuation. Au même moment, la modernisation des réseaux de sismomètres et de GPS permet la découverte d'une nouvelle gamme de séismes dits lents qui révèlent que l'interface de subduction accommode la convergence des plaques de manière hétérogène dans le temps et l'espace via des glissements aux caractéristiques très variées (Ozawa et al., 2002 ; Ishihara, 2003 ; Obara et al., 2004 ; Ohta et al.,

2006 ; Outerbridge et al., 2010 ; Vallée et al., 2013 ; Ando et al., 2015). Les séismes lents correspondent à des évènements transitoires non dommageables qui se forment au voisinage de la zone sismogène dans un régime transitionnel de friction entre celui du glissement sismique dans la zone sismogène et du glissement asismique au-delà (Liu et Rice, 2007 ; Saffer et Wallace, 2015). Les séismes lents superficiels focalisent rapidement l'attention d'une partie de la communauté scientifique (Davis et al., 2015 ; Wallace et al., 2016) dans la mesure où certaines de leurs caractéristiques pourraient donner des indications sur l'imminence de méga-séismes (Matsuzawa et al., 2010 ; Ariyoshi et al., 2012, 2014).

La nécessité de contraindre les conditions *in situ* qui contrôlent la segmentation de l'interface de subduction selon ses propriétés de friction motive l'essor des campagnes scientifiques d'acquisition de sismique réflexion ou réfraction 2D-3D et de forage océanique pour échantillonner, sonder et monitorer la partie externe de différentes zones de subduction. Depuis le développement du carottage par piston en 1940, des dizaines d'expéditions en mer dédiées à l'étude des zones de subduction ont été organisées par le Deep Sea Drilling Project (DSDP, 1966 – 1983), puis l'Ocean Drilling Program (ODP, 1983 - 2003) et aujourd'hui l'International Ocean Discovery Program (IODP, depuis 2003), via la collaboration de plusieurs pays. Les études qui découlent de ces campagnes ont notamment montré que les propriétés de friction du méga-chevauchement dont dépend le type et l'extension du glissement exprimé, et donc le potentiel sismogène et tsunamigène des zones de subduction, sont en partie contrôlées par la distribution des pressions de fluide qui module la contrainte normale effective (Hubbert et Rubbey, 1959 ; Davis et al., 1983 ; Saffer et Bekins, 2006 ; Saffer et Tobin, 2011). Dans la partie externe des zones de subduction, les surpressions de fluides se forment lors de la rétention par des roches peu perméables de fluides produits par déshydratation des sédiments enfouis (Moore et Vrolijk, 1992). A faible profondeur, cette déshydratation est continue et se fait par compaction mécanique qui expulse progressivement le fluide interstitiel de l'espace intergranulaire. Plus en profondeur, des réactions de déshydratation diagénétiques ou métamorphiques libèrent transitoirement le fluide lié aux minéraux hydratés (comme l'opale, la smectite ou les zéolites) lorsque les sédiments et la croûte océanique entrant dans le système de subduction atteignent des conditions de pression et de température spécifiques. Cette déshydratation aboutit à la lithification des roches subduites qui se traduit par une forte diminution de la perméabilité, propice à la compartimentation de la circulation des fluides dans des drains structuraux ou lithologiques et au développement d'une pression de fluide élevée (Saffer et Tobin, 2011).

Plusieurs études ont mis en évidence des relations entre la distribution des pressions de fluide au niveau de l'interface de subduction et les propriétés lithologiques, thermiques, physiques,

hydrogéologiques, rhéologiques ou géométriques du protolithe du méga-chevauchement (à savoir, les sédiments entrant dans le système de subduction et la partie supérieure de la croûte océanique) et l'évolution de ces propriétés au cours du processus de subduction (Ruff et al., 1989 ; Mitsui et Hirahara, 2006 ; Underwood, 2007 ; Saffer et Tobin, 2011 ; Wang et Bilek, 2011 ; Angiboust et al., 2015). En plus de varier spatialement en fonction de ces propriétés, la pression de fluide fluctue au cours du temps, avec des phases de charge et de décharge en lien avec le cycle sismique ou de séismes lents (Sibson, 1990 ; Bourlange et Henry, 2007 ; Frank et al., 2015 ; Araki et al., 2017 ; Warren-Smith et al., 2019).

Dans le détail, les distributions des fluides et des surpressions de fluide dans la partie externe des zones de subduction et plus généralement leur relation avec la sismicité restent encore mal comprises (Saffer and Tobin, 2011) et ce pour plusieurs raisons. Premièrement, selon la configuration tectonique des zones de subduction, l'interface de subduction est difficile d'accès et il est difficile d'en caractériser les propriétés *in situ*. Ainsi, seuls les bassins sédimentaires entrant en subduction et la partie externe (*i.e.* les premiers kilomètres sous le plancher océanique, sous une tranche d'eau de quelques kilomètres) des zones de subduction du Japon (fosse de Nankai et du Japon), des Cascades, de la Barbade, du Costa Rica et plus récemment de Sumatra et d'Hikurangi ont pu être investiguées par des campagnes de forage océanique. En conséquence, peu de données quantitatives de pression de fluide existent. Celles-ci sont généralement établies de manière indirecte à partir de données de sismique réflexion (Bangs et al., 1990, 2004, 2009 ; Ranero et al., 2008) ou à partir de données de puits ou de mesures réalisées en laboratoire sur échantillons (Saffer, 2003, 2007 ; French et Morgan, 2020). Elles ne correspondent que très rarement à des mesures continues et directes *in situ* (Becker et al., 1997 ; Foucher et al., 1997 ; Davis et al., 2006, 2009 ; Solomon et al., 2009 ; Araki et al., 2017). Deuxièmement, de fortes disparités existent dans la documentation de l'historique de sismicité des zones de subduction, ces disparités étant exacerbées dans le cas des séismes lents par la nécessité d'installer des réseaux denses et modernes de GPS et de sismomètres (Feng et al., 2015 ; Saffer et Wallace, 2015 ; Wallace et al., 2016).

I.2. Objectifs de l'étude

Cette étude se propose d'explorer l'influence des propriétés lithologiques, physiques et hydrogéologiques des sédiments entrant dans le système de subduction et de l'évolution de ces propriétés au cours de l'accrétion et de la subduction jusqu'à profondeur sismogène sur le type de sismicité exprimé par le méga-chevauchement et le risque de tsunami associé. Pour cela, plus de 400 échantillons et des diagraphies issus de récentes expéditions IODP ont été collectés dans trois

zones de subduction aux signatures sismiques différentes :

- La marge nord de Sumatra, en Indonésie, caractérisée par une séquence sédimentaire entrante très épaisse investiguée lors de l'expédition IODP 362 (2016) intitulée « *Sumatra Subduction Zone* » et où des méga-séismes tsunamigènes ont principalement été enregistrés jusqu'à présent ;
- La marge nord d'Hikurangi, en Nouvelle-Zélande, caractérisée par une sismicité modérée, des séismes lents et des *tsunami earthquakes*, où 4 forages répartis entre le bassin entrant et la partie interne de la marge ont été réalisés lors des expéditions IODP 372 et 375 (2017-2018) intitulées « *Creeping Gas Hydrate Slides and Hikurangi LWD* » et « *Hikurangi Subduction Margin* » ;
- La marge en accrétion de Nankai, au sud-ouest du Japon, l'une des plus documentée et étudiée au monde où ont été recensés des méga-séismes tsunamigènes, des séismes lents et des *tsunami earthquakes*, où l'expédition IODP 358 « *NanTroSEIZE Deep Riser Drilling: Nankai Seismogenic/Slow slip Megathrust* » (2018-2019) a été menée lors de ce travail de thèse avec pour but historique d'accéder à la zone sismogène de la marge.

Par l'analyse de ces échantillons et données diagraphiques, cette étude se propose ainsi d'apporter des éléments de réponse aux questions suivantes :

- Quelles sont les propriétés lithologiques, pétrophysiques et hydrogéologiques de ces échantillons illustrant la diversité des lithologies (silicoclastiques, carbonatées, volcaniques et volcanoclastiques) qui peuvent composer le protolithe du méga-chevauchement et le prisme d'accrétion ?
- Comment ces propriétés sont-elles affectées par les processus tectoniques à l'œuvre dans les systèmes de subduction, en particulier l'accrétion frontale et l'enfouissement jusqu'à une profondeur sismogène ?
- Quelles sont les différentes sources de fluides dans la partie externe des zones de subduction ? Quelles sont les zones préférentielles de circulations de fluides ? Quelles zones sont susceptibles de développer des surpressions de fluides ?
- Comment, de par leur influence sur la distribution des pressions de fluide, les propriétés lithologiques, pétrophysiques et hydrogéologiques de la séquence sédimentaire entrante affectent-elle la déformation dans la partie externe des zones de subduction ? En particulier, quelles propriétés favorisent la mise en place du décollement ? Quelles conditions favorisent la formation de séismes, de méga-séismes tsunamigènes, de séismes lents et de *tsunami earthquakes* ?

I.3. Organisation du manuscrit

La première partie de ce manuscrit fait l'état des connaissances actuelles sur :

- Les différents types de sismicité enregistrée dans les zones de subduction en lien avec l'architecture mécanique du méga-chevauchement, l'origine et le rôle des fluides dans la zone d'avant-arc dans le chapitre II ;
- Les caractéristiques géodynamiques et géologiques des zones de subduction qui font principalement l'objet de cette étude, les marges nord de Sumatra et d'Hikurangi dans le chapitre III ;
- Les analyses réalisées lors des campagnes IODP puis ultérieurement au laboratoire dans le cadre de cette étude dans le chapitre IV.

La deuxième partie regroupe en trois chapitres les principaux résultats de cette étude :

- Le chapitre V présente sous la forme d'un article les relations entre les propriétés lithologiques, pétrophysiques et hydrogéologiques de l'épaisse séquence sédimentaire entrant en subduction au niveau de la marge nord de Sumatra (Sites U1480 et U1481) et le méga-séisme tsunamigène généré par la marge en 2004. Cet article est complété par une analyse de l'évolution de la structure du réseau poreux et de la perméabilité de cette séquence.
- Sous la forme de deux articles, le chapitre VI présente l'évolution des propriétés lithologiques, pétrophysiques et hydrogéologiques de la marge nord d'Hikurangi depuis leur état initial dans le bassin entrant en subduction (Site U1520) et après accrétion (Site U1518, à proximité du chevauchement frontal) et les relations entre ces propriétés et le faible couplage intersismique de la marge, associé à des séismes de magnitude modérée, des séismes lents superficiels et récurrents, et des *tsunami earthquakes*. Dans un troisième article, les propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques du glissement de terrain Tuaheni (Site U1517) sont comparées à celles du bassin Tuaheni (site U1519) dans la partie interne de la marge pour discuter les mécanismes impliqués dans la déformation lente du glissement par fluage.
- Le chapitre VII se présente sous un format plus condensé que les chapitres V et VI, puisque l'expédition IODP 358 n'a pas permis d'atteindre la zone sismogène de la marge de Nankai malgré les efforts déployés au Site C0002. De rares échantillons et données diagraphiques ont tout de même pu être collectés dans la partie interne du prisme au Site C0002, à des profondeurs encore jamais atteintes. Des échantillons supplémentaires ont été acquis dans la partie frontale du prisme et dans le bassin d'avant-arc du fait de la réorientation de la

campagne vers deux nouveaux sites de forage répondant à des questions scientifiques différentes. Bien que ce contexte n'ait pas été favorable à l'étude escomptée des échantillons collectés dans la marge de Nankai, les résultats préliminaires obtenus sont tout de même présentés car ils offrent de larges perspectives. Le chapitre VII se compose ainsi d'une présentation synthétique du contexte géologique de la marge de Nankai et des résultats de l'expédition IODP 358. Le chapitre présente les résultats d'analyses pétrophysiques qui ont pu être menées sur les échantillons du Site C0002 dans la partie interne du prisme sous le bassin d'avant-arc de Kumano. Le chapitre présente ensuite les propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques du Site C0024 au niveau du chevauchement frontal, comparées aux données acquises lors des expéditions IODP 314, 315 et 316 du programme NanTroSEIZE en 2007-2008 sur les Sites C0006 et C0007 voisins. Enfin, les propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques du bassin d'avant arc de Kumano au site C0025 sont présentées.

Dans une dernière partie, dans le chapitre VIII, les propriétés lithologiques, pétrophysiques et hydrogéologiques initiales de la séquence sédimentaire entrant en subduction dans les marges nord de Sumatra et d'Hikurangi sont comparées et discutées au regard du développement de la zone de proto-chevauchement et de la sismicité contrastée de ces deux marges. Les principales perspectives de cette étude sont ensuite présentées, et des zones de subduction encore mal étudiées aux caractéristiques analogues sont proposées pour de futures investigations. Enfin, les principales contributions de cette étude à la réduction du risque sismique et de tsunami en contexte de subduction sont résumées.

Chapitre II : Relations entre fluides et risque sismique et de tsunami dans les zones de subduction

II.1. Définition, structure et diversité des zones de subduction, typologie et terminologie associées

II.1.1. La subduction : un rôle de premier ordre dans la cinématique et la géodynamique terrestre

Décrite pour la première fois en 1951 par A. Amstutz, la subduction correspond au processus entraînant la plongée en profondeur dans le manteau d'une plaque lithosphérique dite inférieure, sous une autre plaque lithosphérique dite supérieure, (Figure 1a) le long d'une frontière de convergence (Evain, 2011 ; Lallemand, 2014). Selon la nature des plaques lithosphériques en convergence, trois grands types de zones de subduction ont été distingués (Lallemand, 1999 et 2005a). Le cas le plus fréquent (67% des cas) correspond à la subduction de lithosphère océanique, (composée de croûte océanique et de la partie supérieure du manteau asténosphérique) sous une lithosphère continentale, aboutissant soit à la formation d'un arc insulaire volcanique séparé du continent par un bassin d'arrière-arc (cas du Japon) ou à la création d'un arc volcanique directement sur le continent (cas de Sumatra et Java). Dans le cas d'une subduction intra-océanique (15% des cas), lorsqu'une lithosphère océanique est subduite sous une autre lithosphère océanique, l'arc volcanique est directement formé au-dessus de croûte océanique, comme dans les Tonga-Kermadec, les Mariannes, Izu-Bonin ou les Petites Antilles (Leat et Larter, 2003). Enfin, lorsque deux lithosphères continentales entrent en collision, (17% des cas) de grandes chaînes de montagnes se forment, comme les Alpes et l'Himalaya. Les zones de subduction forment ainsi une ceinture de 42 000 kilomètres distribuée de manière très asymétrique à la surface de la Terre (von Huene et Scholl, 1991). Le Pacifique et l'Asie du sud-est concentrent ainsi ~90% de ces frontières (Figure 2) (Frisch et al., 2011 ; Lallemand, 2014).

Cette distribution asysmétrique est héritée de la dislocation de la Pangée, de l'ouverture des océans Atlantique et Indien et de la fermeture des océans Téthys et Panthalassa à la fin du Paléozoïque et début du Mésozoïque (Lallemand, 2014). Couplée à des vitesses de subduction très variables, allant de ~3.5 cm/an au large des Cascades (DeMets et al., 2010) jusqu'à ~24 cm/an au nord des Tonga (Bevis et al., 1995), elle contrôle les zones où la croûte océanique est recyclée dans le manteau en étant entraînée en profondeur, parfois jusqu'à plusieurs milliers de kilomètres (Heuret, 2005), après s'être refroidie et épaissie au cours de son trajet depuis les dorsales océaniques à l'aplomb desquelles elle est formée par accrétion (Figure 1b). La subduction joue un rôle majeur dans la cinématique des plaques et dans la dynamique terrestre (Stern, 2002 ; Lallemand et al., 2005b). Elle influe sur l'évolution de la structure chimique et thermique de la croûte et du manteau (Ricard et Vigny, 1989 ;

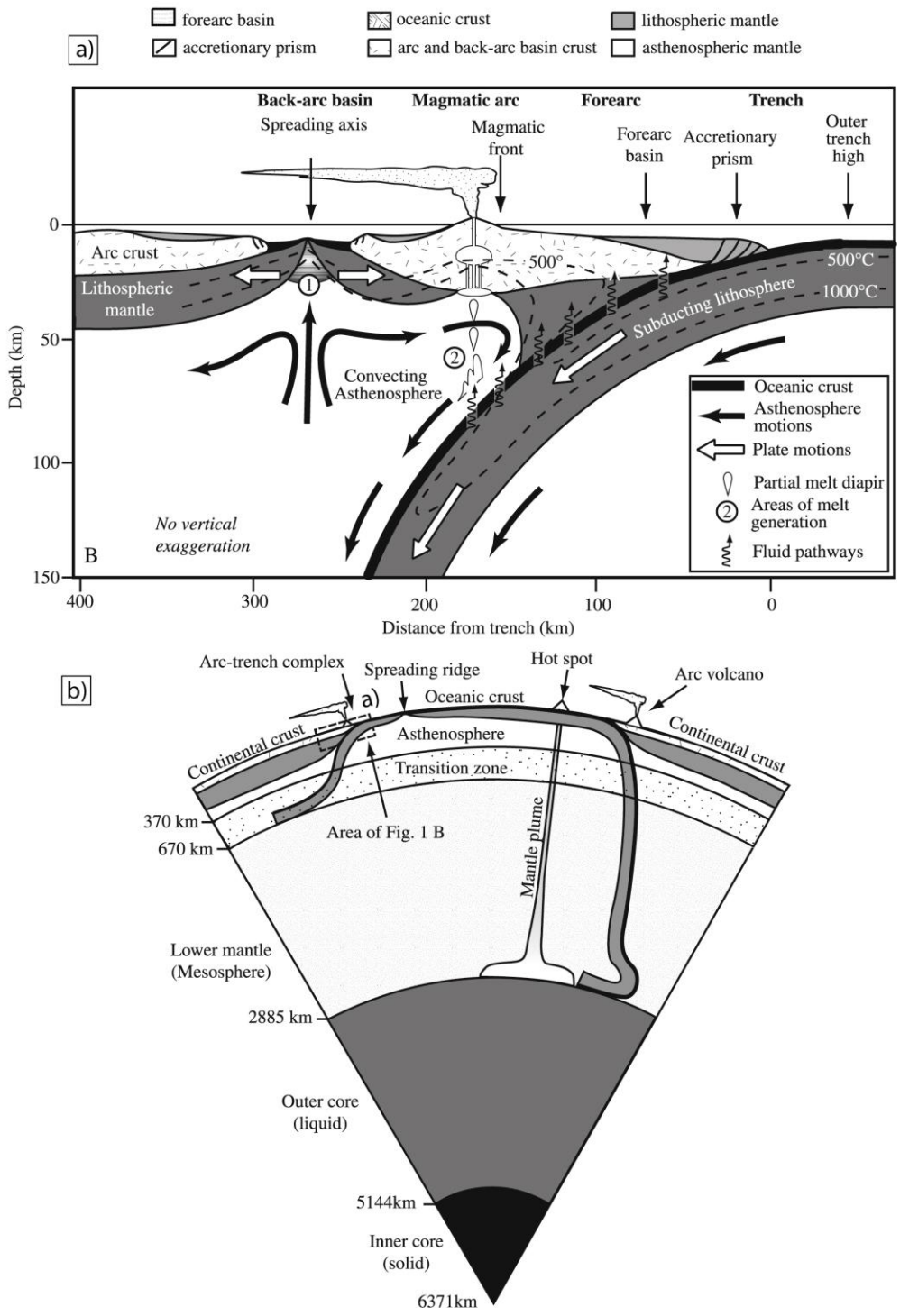


Figure 1 : a) Section schématique de la subduction d'une plaque lithosphèrique océanique sous une plaque lithosphérique continentale montrant i) les ensembles structuraux et ii) l'interaction entre la croûte et le manteau supérieur avec recyclage de la croûte océanique produite au niveau des dorsales (1) par traction du panneau plongeant comme moteur de la subduction (Stern, 2002 ; Lallemand et al., 2005b), à la création de lithosphère continentale par déshydratation partielle du panneau plongeant, fusion partielle du manteau et magmatisme d'arc (2) et au maintien de la convection du manteau. b) Section schématique à travers la Terre, montrant la contribution de la zone de subduction montrée en a) à la dynamique convective mantellique (Stern, 2002).

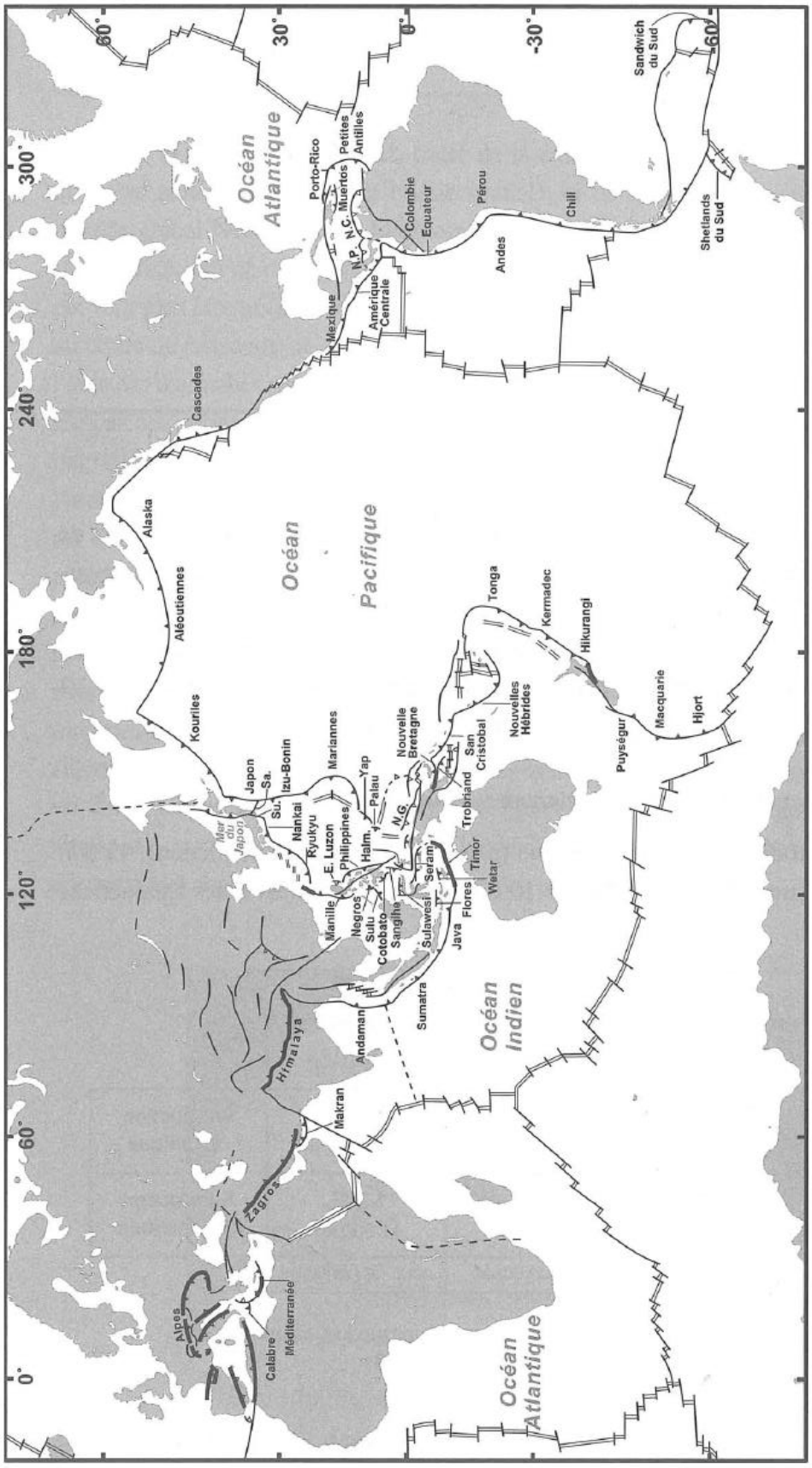


Figure 2 : Carte de la répartition mondiale des zones de subduction selon la nature océanique (trait fin) ou continentale (trait épais) de la plaque inférieure (Lallemand et al., 2005a).

Hofmann, 1997 ; Lallemand et Funiciello, 2009) et le transfert de matière (roches, fluides et éléments volatils) et d'énergie potentielle entre l'océan, la croûte et le manteau (Moore et Vrolijk, 1992 ; Schellart et Rawlinson, 2013 ; Kastner et al., 2014) dont la sismicité, les glissements de terrain et le volcanisme sont l'une des manifestations, avec une intensité fonction de l'interaction entre la lithosphère subduite, la lithosphère chevauchante et le manteau asténosphérique (Heuret, 2005).

II.1.2. Structure de la partie externe des zones de subduction

Cette étude se concentre sur la partie externe (Figure 1a) des zones de subduction où s'exprime la sismicité de proche surface, depuis le front de déformation jusqu'à la transition entre les comportements fragile et ductile (voir paragraphe II.2). Cette zone comprend :

- L'arc volcanique qui est une zone de forte activité magmatique concentrant environ 90% des volcans actifs émergés, essentiellement dans la « Ceinture de feu du Pacifique » ;
- La zone d'arrière-arc, entre l'arc volcanique et le continent, généralement composée d'un bassin d'arrière-arc au-dessus d'une croûte continentale amincie ;
- La zone d'avant-arc, avec le prisme d'accrétion et le bassin d'avant-arc ;
- La fosse, à la frontière de convergence entre les deux plaques, au niveau de laquelle la plaque inférieure initie son plongement sous la plaque supérieure.

Selon les modalités de transfert de matériel entre les deux plaques en convergence, deux grands types de marges ont été distingués (von Huene et Scholl, 1991). Les marges en accrétion (Figure 3a) se caractérisent par un transfert de sédiments depuis la plaque inférieure vers la plaque supérieure par accrétion frontale ou par *underplating* à la base du prisme d'accrétion. Dans la plupart des cas et selon la position du décollement, plus de 60% de la couverture sédimentaire de la plaque inférieure (sédiments dits « entrant » dans le système de subduction) est accrétée dans la partie frontale de la marge pour former le prisme d'accrétion. Les autres sédiments entrant sont sous-charriés en profondeur, sous la plaque supérieure (von Huene et Scholl, 1991 ; Olsen et al., 2020). Dans les marges en érosion tectonique (Figure 3b), la quasi-totalité de la couverture sédimentaire de la plaque inférieure est entraînée en subduction sous la plaque supérieure dans le chenal de subduction. En conséquence, le front et la base de la marge sont érodés, entraînant une subsidence et un retrait de la plaque supérieure. Les mécanismes d'érosion impliqués sont l'abrasion et l'effondrement gravitaire au front de la marge et l'abrasion et la fracturation hydraulique au-dessus du chenal de subduction (Figure 4). Dans une moindre mesure, les sédiments de la partie supérieure de la plaque inférieure peuvent être transférés vers la plaque supérieure par accrétion basale. Selon Scholl et von Huene (2007), les processus d'érosion basale et frontale affecteraient également les marges en accrétion.

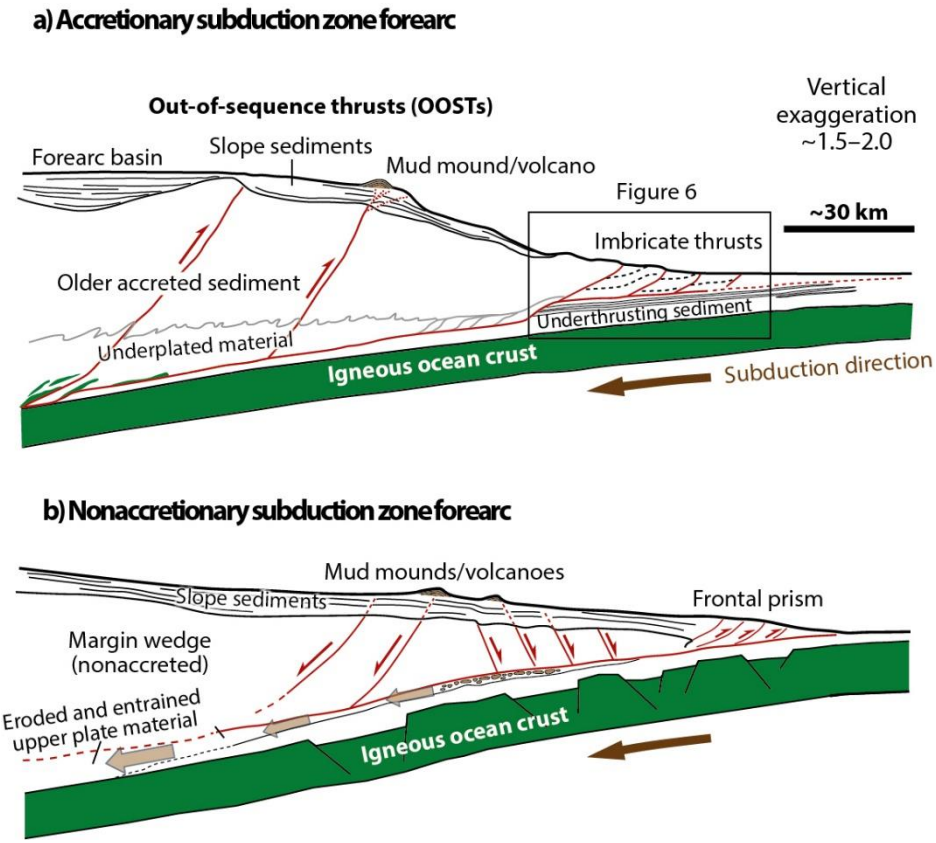


Figure 3 : Coupes montrant les principaux éléments géologiques et tectoniques de la zone d'avant-arc et de la fosse d'une marge a) en accrétion et b) en érosion. Modifié d'après Saffer et Tobin (2011).

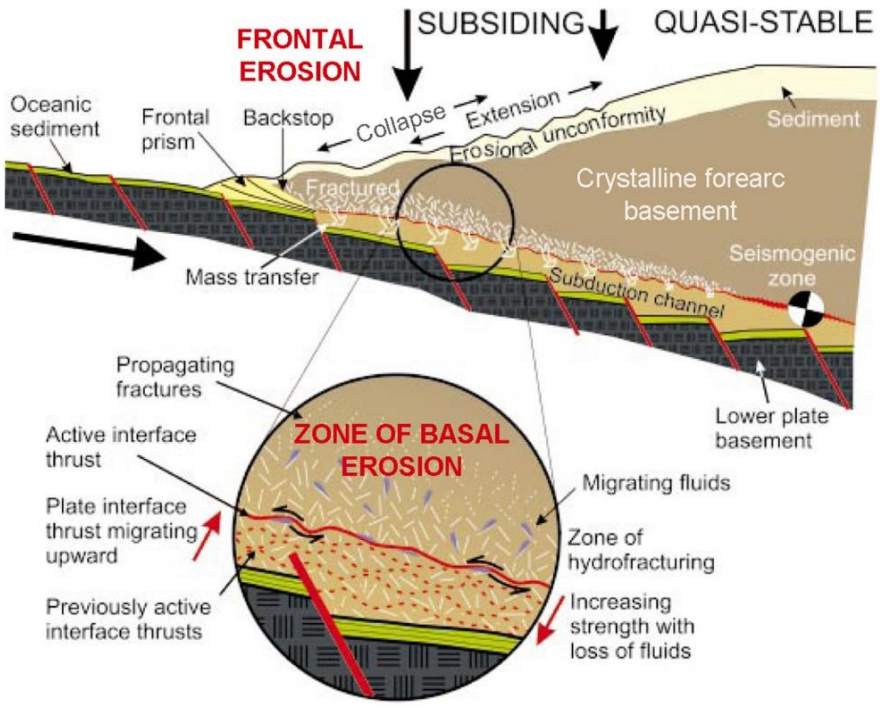


Figure 4 : Modèle d'érosion tectonique d'une marge en érosion (Stern, 2011).

Clift et Vannucchi (2004) suggèrent que l'érosion tectonique est favorisée par des forts taux de convergence (≥ 6 cm/an) et une couverture sédimentaire entrante peu épaisse au niveau de la fosse (<1 km) tandis que l'accrétion a plutôt lieu pour des marges caractérisées par un faible taux de convergence (<7,6 cm/an) et/ou par une couverture sédimentaire épaisse au niveau de la fosse (>1 km). Bien que dans le détail, les estimations divergent, environ la moitié des frontières de plaques seraient de type « en accrétion » (~56% des cas selon Lallemand, 1999) et l'autre moitié « en érosion » (~44% des cas selon Lallemand, 1999 ; ~57% selon Clift et Vannucchi, 2004). Néanmoins, certaines études plus récentes nuancent ces chiffres. Par exemple, Scholl et von Huene (2007) estiment que ~75% des marges seraient caractérisées par une accrétion non active et correspondraient à un intermédiaire entre ces deux modèles. Enfin, certaines marges évolueraient d'un type à l'autre latéralement (Ranero et al., 2008) ou au cours du temps (von Huene et Lallemand, 1990 ; Clift et Vannucchi, 2004).

II.1.2.1. La fosse

La fosse de subduction se forme le long de la frontière entre les deux plaques en convergence avec une morphologie fonction de la flexure de la plaque inférieure et de l'extension de la plaque supérieure dans le cas de marges en érosion tectonique (Draut et Clift, 2013). L'épaisseur et la nature de la couverture sédimentaire de la plaque inférieure diffère selon que la marge soit de type en érosion ou en accrétion, avec de fortes implications sur les processus hydrologiques à l'œuvre comme la production de fluides et le drainage de ces fluides dont dépend directement le potentiel sismogène de la marge (voir paragraphe II.3). L'épaisseur des sédiments entrant dans le système de subduction est comprise entre moins d'un kilomètre dans le cas des marges en érosion et peut atteindre jusqu'à 8 kilomètres dans certaines marges en accrétion (Figure 5) (Heuret et al., 2012 ; Scholl et al., 2015 ; Hüpers et al., 2017). Cependant, d'importantes variations latérales d'épaisseur existent au sein d'une même zone de subduction (Geersen et al., 2013). La composition des sédiments entrant dans le système de subduction sont très variables dans le temps et l'espace (Underwood, 2007). Ils sont principalement d'origine silicoclastiques, parfois associés à des roches carbonatées et siliceuses d'origine essentiellement planctonique ou benthique, des oxides métalliques et des cendres volcaniques issues du volcanisme d'arc (von Huene et Scholl, 1991). La nature des sédiments silicoclastiques varie selon le type de marge. Dans les marges en érosion, ils sont généralement issus de l'érosion continentale avec un long transport et correspondent à des granulométries fines de type argilites ou siltites. Dans les marges en accrétion, ils sont dans la plupart des cas plus grossiers (arénites ou siltites) et correspondent à des dépôts turbiditiques provenant de la zone d'avant-arc.

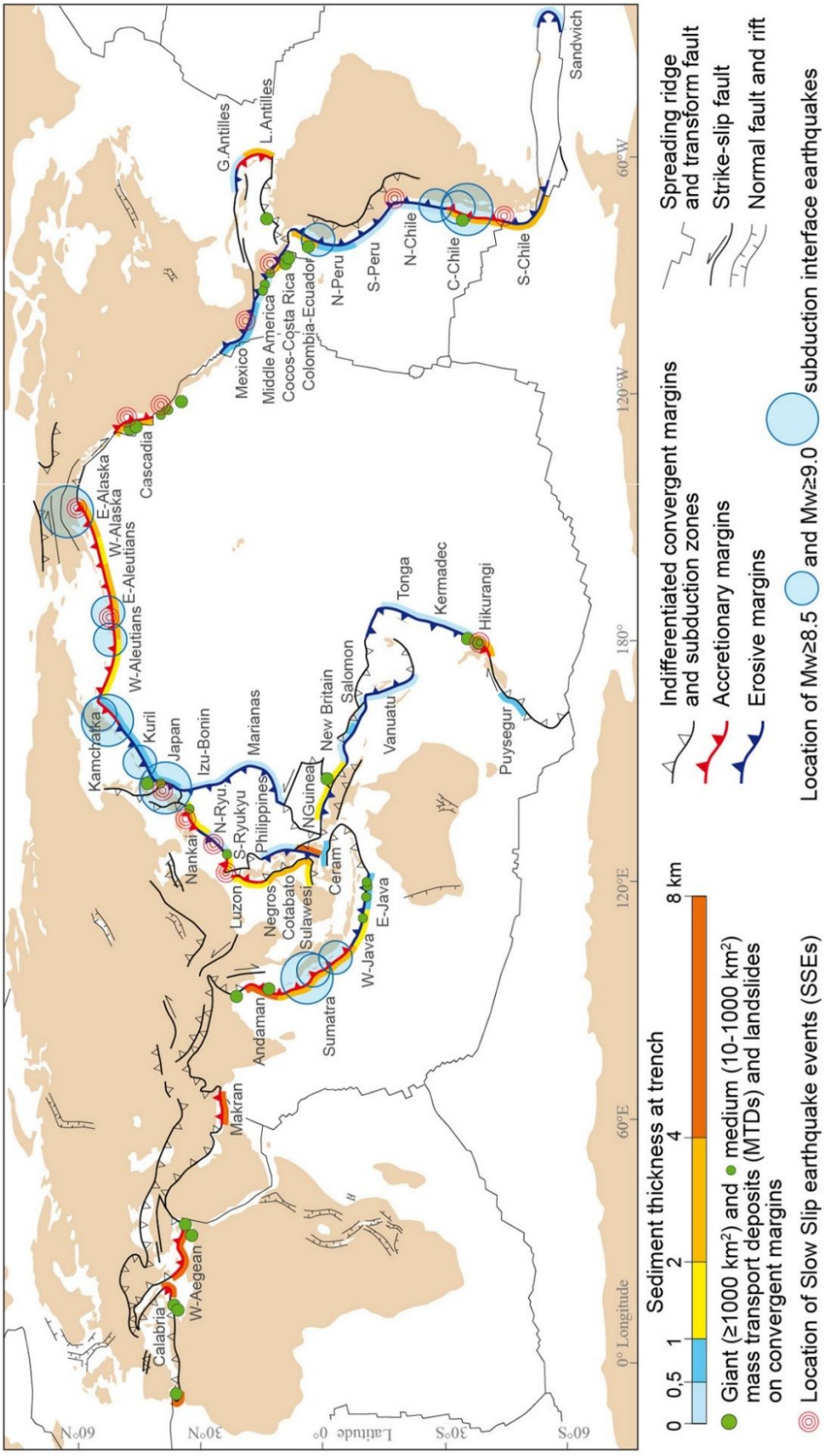


Figure 5 : Distribution globale des zones de subduction avec marges actives en accrétion et en érosion, des méga-séismes de subduction et séismes lents, grands glissements de terrain et de l'épaisseur des sédiments au niveau de la fosse (Festa et al., 2018).

II.1.2.2. Le chenal de subduction

Le long de la fosse, la croûte (généralement océanique) et la couverture sédimentaire de la plaque inférieure ainsi que les résidus de l'érosion basale et frontale de la marge sont entraînés en profondeur sous la zone d'avant-arc dans le manteau (Willbold et Stracke, 2006, 2010) dans le chenal de subduction (Figure 4) (Cloos et Shreve, 1988). Le chenal de subduction correspond à l'intervalle délimité par la base de plaque supérieure et le toit de la plaque inférieure où ces matériaux sont cisaillés le long du méga-chevauchement (Scholl et al., 2015). L'évolution de la composition minéralogique, des propriétés physiques et de la structure du chenal de subduction avec la profondeur conditionne ainsi le type de glissement par lequel le méga-chevauchement accommode la convergence des plaques (voir paragraphe II.2.3) (Fagereng et al., 2018). En particulier, les séismes de subduction pourraient se produire au toit, à la base, ou à l'intérieur du chenal de subduction (Scholl et al., 2015). Une partie des matériaux entraînés dans le chenal de subduction peut être incorporée à la base du prisme d'accrétion (*underplating*) (von Huene et Scholl, 1991) ou recyclée pour former de la croûte continentale par magmatisme d'arc (Stern, 1990, 2011, 2020) (Figure 1a).

II.1.2.3. Le décollement, terminaison superficielle du méga-chevauchement

Le décollement correspond à une faille (von Huene et Scholl, 1991) ou à une zone de failles (Cloos et Shreve, 1988) de faible pente qui suit le pendage de la stratification et qui coïncide avec l'interface de subduction dans la partie externe de la zone d'avant-arc, là où elle atteint le plancher océanique au niveau de la fosse (Figure 6). Il s'agit d'une zone mécaniquement faible qui localise le cisaillement induit par la convergence des plaques et le découplage mécanique du prisme d'accrétion et des sédiments sous-charriés (Raimbourg et al., 2011).

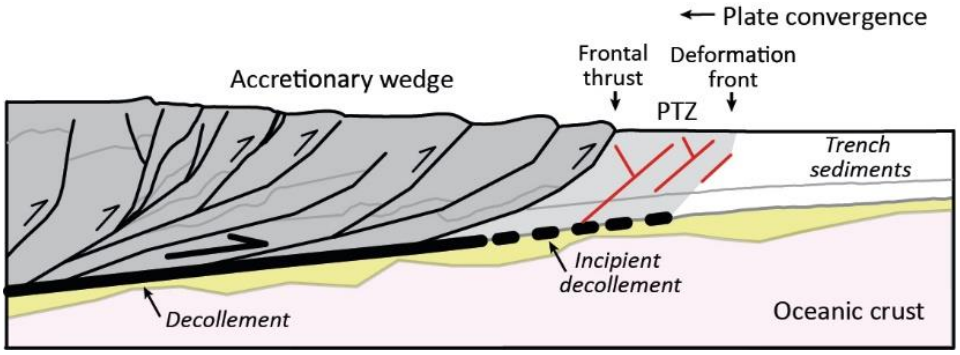


Figure 6 : Agrandissement (encadré Figure 3a) de la partie externe du prisme d'accrétion (en gris foncé) montrant le décollement et le locus de formation du futur décollement, à savoir la zone de proto-chevauchement (PTZ, en gris clair) qui se forme dans la séquence sédimentaire au niveau de la fosse (Barnes et al., 2018).

La position du décollement est un paramètre critique dans la mesure où elle contrôle quelle portion de la séquence sédimentaire entrante va être accrétée. Elle détermine ainsi le taux d'accrétion et donc la dynamique de croissance du prisme dans les marges en accrétion (von Huene et Scholl, 1991 ; Raimbourg et al., 2011). De plus, la proximité du décollement avec la croûte océanique, qui peut présenter de fortes hétérogénéités topographiques, influence le caractère lisse ou rugueux de l'interface de subduction (Olsen et al., 2020). Le décollement se développe sous la forme d'un proto-décollement dans la séquence sédimentaire entrant dans le système de subduction au niveau de la fosse, sous la zone de proto-chevauchement qui sépare le chevauchement frontal du front de déformation (Figure 6).

II.1.2.4. Le prisme d'accrétion et le bassin d'avant-arc

Dans les marges en accrétion (Figure 3a), une partie des sédiments entrant en subduction au niveau de la fosse est transférée vers la plaque supérieure par arrachement le long d'une surface de détachement au-dessus du décollement actif. Cela contribue à nourrir le prisme d'accrétion par accrétion frontale à l'avant de la marge ou de manière basale par processus d'*underplating* à mesure que le décollement migre en profondeur (von Huene et Scholl, 1991 ; Saffer et Tobin, 2011). Le prisme d'accrétion est ainsi généralement constitué, dans sa partie externe, de chevauchements à pendage continental (Figure 3 et Figure 6) (McNeill et Henstock, 2014) et à vergence océanique (Moeremans et al., 2014), avec des failles satellitaires (ou *splay faults*) qui s'enracinent, en profondeur, sur le décollement actif ou d'ancien(s) décollement(s) inactif(s). Le prisme se développe essentiellement en s'épaississant par imbrication d'écailles crustales, à mesure que se forment de nouvelles écailles suite à la mise en place d'un proto-décollement au-delà du front de déformation (Figure 6). Dans la partie externe de la marge, où l'accrétion est active, d'autres processus contribuent également à l'épaississement du prisme comme le raccourcissement associé à la contrainte exercée par les plaques en convergence, la mise en place et la réactivation de failles ou encore la compaction des sédiments accrétés (Morgan et Karig, 1993 ; Saffer et Tobin, 2011). En revanche, dans sa partie interne, la marge s'épaissit essentiellement par la déformation associée au mouvement de failles de plus petite échelle, et par glissement le long de chevauchements hors séquence (Saffer et Tobin, 2011).

Lorsqu'il est développé, le prisme d'accrétion empêche le flux de matériel détritique venant de l'arc volcanique vers la fosse, de sorte qu'un bassin sédimentaire d'avant-arc se forme entre l'arc volcanique et le haut externe du prisme d'accrétion. Dans les marges actives dites en érosion, le prisme d'accrétion et le bassin d'avant-arc sont peu développés ou absents (Figure 3b) (von Huene et Scholl, 1991).

Des relations ont été suggérées entre la morphologie des prismes d'accrétion et :

- Le plongement de la plaque inférieure et les propriétés physiques et hydrogéologiques (notamment la pression de fluide) des sédiments accrétés et du décollement comme suggéré par la théorie du prisme de Couloumb de Davis et al. (1983) et par Saffer et Bekins (2002) ;
- L'épaisseur de la séquence sédimentaire entrant dans le système de subduction, la variation au cours du temps du taux d'accrétion et du taux d'érosion (von Huene et Scholl, 1991 ; Clift et Vannucchi, 2004 ; McNeill et Henstock, 2014) ;
- Certains paramètres de la dynamique des plaques comme le taux de convergence (Clift et Vannucchi, 2004).

De fortes variations de propriétés physiques et hydrogéologiques sont attendues à travers les prismes d'accrétion dans la mesure où les sédiments qui composent leur partie interne, plus ancienne, ont été soumis à des conditions de pression et de température croissantes plus favorables à une compaction importante et à une déshydratation avancée par diagenèse ou métamorphisme de basse température qui contribuent à leur consolidation et leur lithification (Saffer et Tobin, 2011). Elles délimitent ainsi, dans la partie externe du prisme, plus résistante, le butoir, acteur majeur de l'évolution de la zone d'avant-arc et de sa morphologie. Le réseau de failles qui affecte le prisme exerce également un fort contrôle structural sur la morphologie de la zone d'avant-arc (McNeill et Henstock, 2014).

Néanmoins, certaines marges comme celle des Cascades (MacKay et al., 1992) présentent une structure particulière et développent des chevauchements hors séquence (ou *out-of-séquence thrusts*) dans la partie interne du prisme ou des chevauchements à vergence continentale (*i.e.* à pendage vers l'océan). Gutscher et al. (2001) ont relevé que la vergence continentale des plis coïncide généralement avec une faible contrainte de cisaillement basale causée par l'accrétion rapide de sédiments riches en fluides dans la partie frontale du prisme (MacKay et al., 1992), un butoir penté vers l'océan plutôt que vers le continent (Byrne et Hibbard, 1987 ; Gulick et al., 1998) ou la subduction d'une croûte océanique jeune (Byrne et Hibbard, 1987).

II.1.3. Diversité des zones de subduction et tentatives de classification

En plus de la distinction entre marges actives en accrétion et en érosion (von Huene et Scholl, 1991), plusieurs classifications ont été proposées pour typifier les zones de subduction, par exemple selon l'âge et le pendage de la plaque inférieure et son couplage avec la plaque supérieure (types Chili et Mariannes d'Uyeda et Kanamori, 1979), la vergence du pendage de la plaque

inférieure (Doglioni, 1993) ou le régime de contraintes (Shemenda, 1994). Néanmoins, les zones de subduction présentent une telle diversité au niveau de la nature des plaques lithosphériques en convergence (Lallemand, 1999, 2005a, 2014), du taux d'accrétion (Karig et al., 1976) ou d'érosion (Clift, 2004), de l'âge et la densité de la plaque inférieure (Uyeda, 1987), de la topographie, la morphologie et le régime de contraintes de la plaque supérieure (Molnar et Atwater, 1978; Otsuki, 1989; Schellart et al., 2010), du taux de subduction (Bevis et al., 1995), de la cinématique au niveau de la fosse (Schellart et al., 2008), de la géométrie du panneau plongeant (pendage, longueur, profondeur) (Schellart, 2011) ou encore du type de volcanisme d'arc (Lallemand, 1996; Syracuse et Abers, 2006) et de sismicité (Ruff et Kanamori, 1980 ; Jarrard, 1986 ; Schellart et Rawlinson, 2013) qu'il est, dans certains cas, difficile de les affilier à un type plutôt qu'à un autre. Le détail de cette diversité imputée à l'interaction de ces nombreux paramètres (Jarrard, 1986 ; Lallemand et al., 2005b ; Schellart et Rawlinson, 2013 ; Lallemand et Heuret, 2017) reste encore très mal compris, en particulier en ce qui concerne le risque sismique.

II.2. Risque sismique et de tsunami

II.2.1. Sismicité de proche surface, intermédiaire et profonde

La dynamique des plaques lithosphériques en convergence engendre une déformation à grande échelle de la plaque inférieure, induite par sa flexure et sa consolidation au fur et à mesure de son enfouissement sous la plaque supérieure. Cette déformation est à l'origine d'une activité sismique particulièrement dense et intense (Bilek et Lay, 2018). Un enregistrement détaillé de cette sismicité existe depuis ~120 ans. La distribution en profondeur du foyer de ces séismes est très vaste (Figure 7). Les séismes de proche surface (<70 km de profondeur) nucléent en domaine crustal fragile, par opposition aux séismes intermédiaires (70-300 km) qui délimitent le volume de Wadati-Benioff (Wadati, 1928 ; Benioff et Press, 1958 ; Benioff, 1963) et aux séismes profonds (300-700 km, essentiellement localisés entre 500 et 650 km selon Kirby et al., 1996) qui nucléent dans la lithosphère en subduction dans des conditions de température et de pression élevées correspondant au domaine ductile.

Bien que les mécanismes à l'origine de la sismicité profonde restent encore mal contraints, plusieurs modèles la reliant aux propriétés thermiques, mécaniques et pétrologiques du panneau plongeant ont été proposés (Gorbatov et Kostoglodov, 1997 ; Abers et al., 2013 ; Wei et al., 2017). La déshydratation du panneau plongeant (van Keken et al., 2011) due aux transitions de phases minéralogiques serait en grande partie à l'origine de la sismicité profonde (Raleigh et Paterson, 1965 ; Peacock, 2001 ; Hacker et al., 2003 ; Proctor et Hirth, 2016). De plus, le développement de

la fracturation et de failles peu profondes causées par la flexure du panneau plongeant pourrait également favoriser la nucléation de séismes intermédiaires (Davies, 1999 ; Jung et al., 2009 ; Ferrand et al., 2017 ; Gasc et al., 2017 ; Boneh et al., 2019). Les séismes profonds seraient associés à l'état thermique du panneau plongeant (Heuret, 2005) et à des changements de phases minéralogiques (Karato et al., 2001 ; Green et al., 2010).

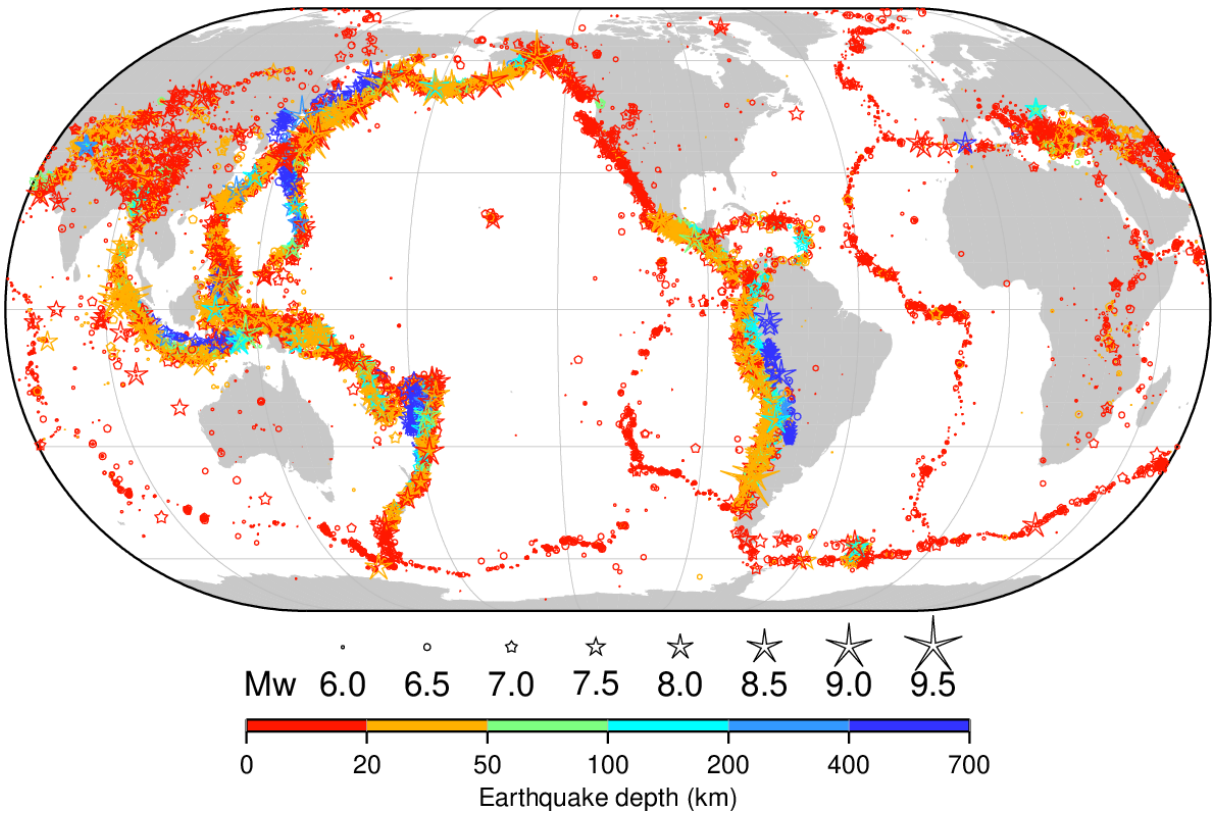


Figure 7 : Distribution de la sismicité mondiale en intensité (magnitude de moment M_w) et profondeur entre 1904 et 2017 (Version 8.0 du Catalogue ISC-GEM, International Seismological Centre, 2021).

II.2.2. Inventaire des séismes de proche surface

Dans les zones de subduction, la majeure partie des séismes ont lieu en domaine intraplaque en proche surface, c'est-à-dire au sein de l'une des deux plaques en convergence. Néanmoins, les séismes à plus fort risque pour les populations et infrastructures côtières sont les séismes interplaques qui nucléent au niveau de l'interface de subduction, apparentée à une zone de cisaillement constituée de plusieurs failles, parallèles les unes aux autres, permettant la mise en contact répétée des deux plaques en convergence (Bilek et Lay, 2018). Ces séismes peuvent atteindre des magnitudes très élevées et engendrer des tsunamis dévastateurs dont la hauteur des vagues dépend en partie de l'intensité du séisme (voir paragraphe II.2.4.2). Ce paramètre est donc

essentiel à déterminer pour établir le plan de prévention des risques sismique et de tsunami, d'une part pour contraindre le dimensionnement de certains dispositifs de protection et d'autre part, pour estimer les pertes humaines et matérielles dans différent scenarios, du plus optimiste au plus pessimiste (alerte donnée ou non, heure de l'évènement, météo, etc…) (e.g. Director General for disaster Management Cabinet Office, Government of Japan, 2015). De plus, il a récemment été mis en évidence de nouveaux types de séismes aux caractéristiques particulières encore mal comprises : les *tsunamis earthquakes* et les séismes lents. Les séismes lents produisent des ondes sismiques de très faible intensité et sont donc non dommageables pour les populations et infrastructures côtières. Ils sont pourtant d'une importance cruciale dans la mesure où ils sont suspectés d'influer sur le cycle sismique (voir paragraphe II.2.4) et donc sur la récurrence et l'intensité des séismes de subduction. Les *tsunami earthquakes* ont des caractéristiques plus proches de celles des séismes « normaux » mais donnent lieu à des tsunamis d'ampleur anormalement importante.

Le diagnostic du risque sismique et de tsunami nécessite donc un inventaire minutieux des différents types de séismes qui peuvent se produire et une caractérisation détaillée des zones susceptibles de rompre et de propager la rupture co-sismique afin d'évaluer la magnitude et la récurrence des séismes et le risque de tsunami associé (voir paragraphe II.2.4) pour déployer des mesures de prévention et de protection efficaces.

II.2.2.1. Séismes de subduction, de méga-chevauchement

Les séismes de subduction (ou de méga-chevauchement) se produisent le long de l'interface de subduction, dans une région de proche surface située sous la zone d'avant-arc, appelée méga-chevauchement (Dixon et Moore, 2007). On recense en particulier de nombreux séismes de subduction de $M_w \geq 8$ (Figure 8). Ils peuvent être qualifiés de tsunamigènes (*tsunamigenic earthquakes*) s'ils sont suivis d'un tsunami. Certains séismes de subduction ont atteint des magnitudes record comme 9,5 (Valdivia, Sud Chili, 1960), 9,3 (Sumatra, 2004), 9,2 (côte sud de l'Alaska, 1964), 9,1 (Tōhoku, côte nord-est d'Honshū, Japon, 2011) et 9,0 (Péninsule de Kamchatka, URSS, 1952) (Figure 5) et ont été tsunamigènes.

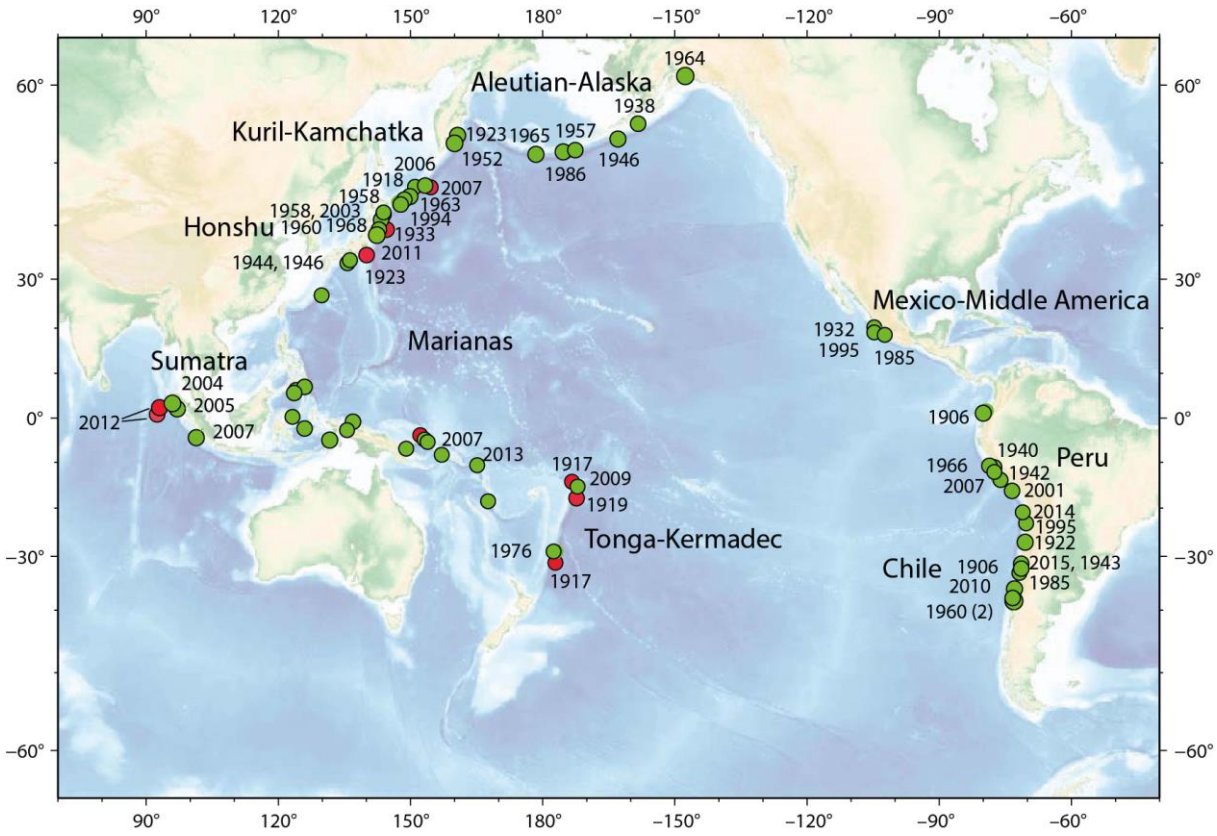


Figure 8 : Distribution mondiale des séismes de méga-chevauchement majeurs (magnitude de moment supérieure ou égale à 8) (cercles verts) et séismes intraplaques majeurs (cercles rouges) entre 1900 et 2016 (Bilek et Lay, 2018).

II.2.2.2. Tsunami earthquakes

Les *tsunami earthquakes* (Kanamori, 1972) correspondent à un type de séismes relativement rare, généralement de magnitude de moment comprise entre 7 et 8 (El Hariri et al., 2013) qui génèrent des tsunamis beaucoup plus importants que les séismes de subduction tsunamigènes pour la même magnitude (Kanamori, 1972 ; Polet et Kanamori, 2000 ; Abercrombie et al., 2001 ; Ammon et al., 2006 ; McIntosh et al., 2007 ; Kopp et al., 2009 ; Hananto et al., 2020). Les *tsunami earthquakes* sont particulièrement dangereux dans la mesure où leur magnitude est généralement inférieure à la magnitude seuil à partir de laquelle une alerte tsunami est déclenchée (El Hariri et al., 2013 ; Bell et al., 2014). Ils sont associés à un large glissement avec rupture à faible vitesse (<1000 m/s, Bell et al., 2014), sur une longue durée, d'une région étroite de l'interface de subduction, proche du plancher océanique. Ils ont été recensés au niveau de zones de subduction aux caractéristiques très variées (Lay et al., 2012 ; Hananto et al., 2020), comme au Japon (1896), en Alaska (1946), à Hikurangi (1947), aux Kouriles (1963 et 1985), au Nicaragua (1992), au Pérou (1960, 1996), à Java (1994, 2006) et Sumatra (1907, 2010), et leur distribution géographique reste encore mal expliquée (El Hariri et al., 2013).

II.2.2.3. Séismes lents

Depuis la fin des années 1990, plusieurs pays à fort risque sismique comme le Japon et la Nouvelle-Zélande ont entrepris le renouvellement de leur système de surveillance de la sismicité avec la mise en place de denses réseaux de sismographes de surface et de puits à haute sensibilité (fréquences de ~0,001 à 100 Hz) et de récepteurs de signaux GPS en continu (Peng et Gomberg, 2010 ; Beroza et Ide, 2011 ; Saffer et Wallace, 2015).

Cette modernisation des réseaux de surveillance sismique et géodétique a permis de détecter une large gamme de « séismes lents » dont l'existence était déjà soupçonnée depuis une cinquantaine d'années (Benioff et Press, 1958 ; Kanamori, 1972 ; Yamashita, 1980). Les séismes lents se distinguent des séismes « normaux » de magnitude équivalente par une plus longue durée, une très faible vitesse de glissement et des ondes sismiques de basse fréquence et de faible amplitude, non destructrices (Schwartz et Rokosky, 2007 ; Beroza et al., 2011) (Figure 9). Ide et al. (2007) et Peng et Gomberg (2010) montrent que le moment sismique (M_0) des séismes lents augmente de manière linéaire avec la durée (T) ($M_0 \propto T^{1-1,5}$), de manière beaucoup plus faible que pour les séismes « normaux » ($M_0 \propto T^3$).

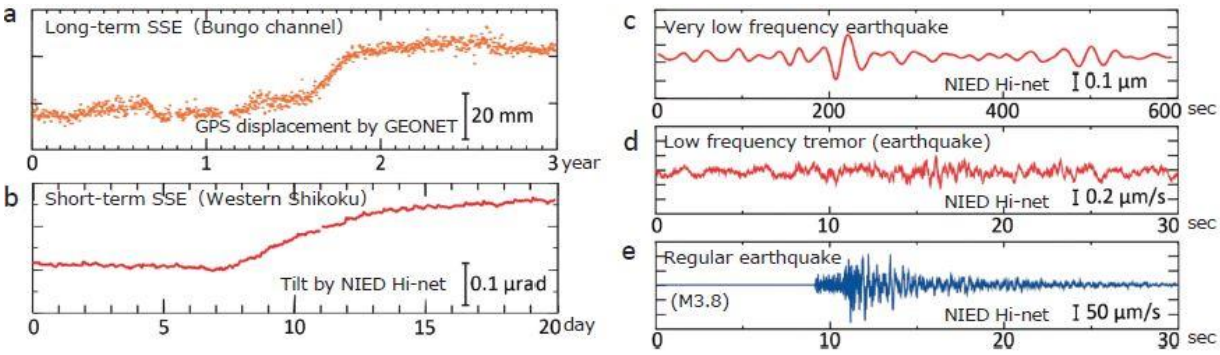


Figure 9 : Exemples de signaux sismiques enregistrés au Japon a) d'un SSE à long terme enregistré dans le Détroit de Bungo par GSI GEONET, b) d'un SSE à court terme détecté par un inclinomètre du système NIED, c) d'un VLFE profond enregistré par un accéléromètre du NIED Hi-net, d) d'un tremor enregistré par un sismomètre du Hi-net et e) d'un séisme « normal » de M_w 3,8 enregistré par un sismomètre du Hi-net. (Obara, 2020).

Les *tremors* tectoniques (*i.e.* non volcaniques) et les séismes à (très) basse fréquence ou *(very) low frequency earthquakes* (LFEs ou VLFEs) ont été définis selon les caractéristiques de leur signal sismique (Figure 9) par opposition aux *slow slip events* (SSEs), aussi appelés séismes silencieux, uniquement détectables par suivi GPS continu car ils ne génèrent pas d'onde sismique. Des associations de séismes lents sont également possibles, comme les « *episodic tremor and slip* (ETS) » qui correspondent à des combinaisons de tremors et de SSEs (Obara, 2002 ; Rogers et Dragert,

2003 ; Obara et al., 2004 ; Brudzinski et Allen, 2007 ; Beroza et al., 2011 ; Kim et al., 2011).

Une fois les premiers séismes lents détectés, la liste des zones de subduction dans lesquelles ils ont été identifiés n'a cessé de s'allonger (Figure 10), si bien qu'ils soient aujourd'hui considérés comme ubiquistes (Schwartz et Rokosky, 2007 ; Fuchs et al., 2014 ; Feng et al., 2015 ; Obara et Kato, 2016 ; Obara, 2020). Dans les faits, la communauté scientifique peine encore à les documenter dans certaines zones de subduction comme Sumatra-Java, les Philippines ou les Tonga-Kermadec, potentiellement en raison d'un manque de données lié à une instrumentation insuffisante ou bien par manque d'investigation des données lorsqu'elles existent, puisque l'identification des séismes lents nécessite un lourd traitement de celles-ci (Feng et al., 2015).

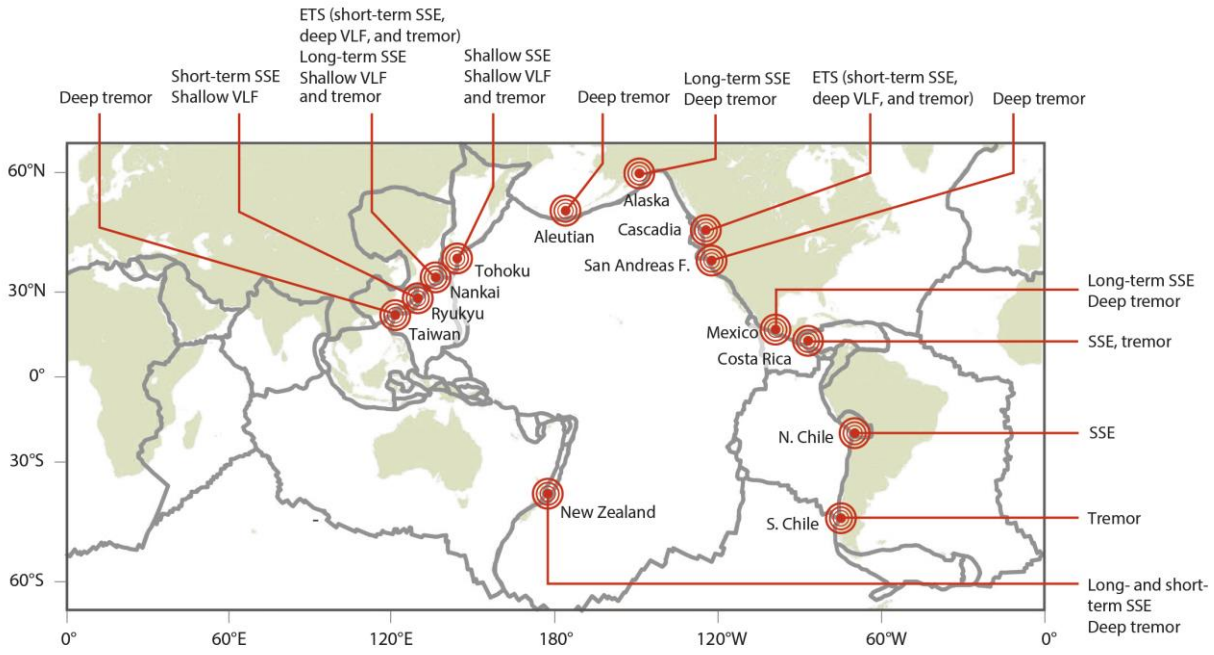


Figure 10 : Distribution globale des différents types de séismes lents (Obara et Kato, 2016).

II.2.2.3.1. *Slow slip events* ou « séismes silencieux »

Les *slow slip events* (SSEs) correspondent à des glissements à vitesse variable (entre plusieurs centimètres par jour à plusieurs centimètres par an), plus rapide que la vitesse de convergence des plaques mais bien plus lente que les séismes « normaux » et trop faible pour générer des ondes sismiques (Feng et al., 2015). En plus de la variabilité des vitesses de glissement, ils présentent des durées, des temps de récurrence et des profondeurs très diverses qui varient parfois latéralement au sein d'une même zone de subduction (Schwartz et Rokosky, 2007 ; Peng et Gomberg, 2010 ; Wallace et Beavan, 2010). Les durées enregistrées sont comprises entre quelques jours à quelques

semaines pour les SSEs à court terme (Figure 9b) (Hirose et al., 1999 ; Douglas, 2005 ; Wallace, 2020) et plusieurs mois à plusieurs années pour les SSEs à long terme (Figure 9a) (Ohta, 2004 ; Miyazaki et al., 2006 ; Ohta et al., 2006), jusqu'à 10-15 ans (Tsang et al., 2015a ; Li et al., 2016). Si la répétabilité des SSEs est généralement admise, leur récurrence, comprise entre quelques mois et plusieurs années est généralement très irrégulière (Peng et Gomberg, 2010), à l'exception du sud-ouest du Japon (Obara et al., 2004 ; Ozawa et al., 2007 ; Araki et al., 2017) et des Cascades (Rogers et Dragert, 2003 ; Brudzinski et Allen, 2007). Historiquement, les premiers SSEs ont été détectés sous la partie continentale des marges qui est généralement bien instrumentée, entre 20 et 50 km de profondeur (Peng et Gomberg, 2010 ; Saffer et Wallace, 2015 ; Todd et al., 2018). Néanmoins, des SSEs plus superficiels (<15 km) se produisant à proximité de la fosse, ont été détectés plus récemment suite à l'installation de sismomètres et de manomètres au large de la marge de Nankai et de la Péninsule de Boso au Japon (Ariyoshi et al., 2021), de la marge nord d'Hikurangi en Nouvelle-Zélande (Wallace et Beavan, 2010 ; Wallace et al., 2016a ; Wallace, 2020) et de la Péninsule Nicoya au Costa Rica (Protti et al., 2004). Enfin, les SSEs peuvent être associés à des tremors, des V(L)FEs, de la microsismiscité ou des méga-séismes (Obara, 2002 ; Rogers et Dragert, 2003 ; Shelly et al., 2006 ; Brudzinski et Allen, 2007 ; Beroza et al., 2011 ; Kim et al., 2011 ; Kato et al., 2012 ; Obara et Kato, 2016).

II.2.2.3.2. Séismes à basse ou très basse fréquence

Les séismes à basse fréquence ou LFEs ont été découverts pour la première fois au Japon suite à l'installation du Hi-net, un réseau de sismographes à haute sensibilité qui permet de détecter des évènements pouvant durer quelques minutes à quelques jours, de faible amplitude et de faible fréquence (1-10 Hz) avec un fort bruit par rapport aux séismes « normaux » (Figure 9d) (Nishide et al., 2000 ; Katsumata et Kamaya, 2003 ; Shelly et al., 2006 ; Beroza et Ide, 2011 ; Yoshida et al., 2020 ; Obara et al., 2020). A partir de 2006-2007, des séismes à très basse fréquence ou VLFEs (Figure 9c) sont détectés sous la forme d'évènements de M_w 3 à 4, durant 10 à 200 secondes et pouvant se produire à faible ou forte profondeur (Ito et Obara, 2006 ; Ito et al., 2007 ; Ide et al., 2008 ; Beroza et Ide, 2011 ; Obara, 2020).

II.2.2.3.3. Tremors non volcaniques ou tectoniques

Les tremors tectoniques se caractérisent par des signaux sismiques constitués de faibles vibrations continues et irrégulières, sans phases impulsives claires, qui correspondent à la superposition de nombreuses secousses de LFEs périodiques profondes qui peuvent durer de quelques heures à quelques semaines (Peng et Gomberg, 2010 ; Beroza et al., 2011 ; Fuchs et al., 2014) (Figure 9d).

Identifiés pour la première fois dans la zone de subduction de Nankai au Japon (Obara, 2002), des tremors ont depuis été détectés dans de nombreuses zones de subduction (Schwartz et Rokosky, 2007 ; Beroza et Ide, 2011 ; Ide, 2012), comme l'Alaska et les Aléoutiennes (Peterson et Christensen, 2009 ; Brown et al., 2010), les Cascades (Dragert et al., 2004 ; Rubinstein et al., 2008), le Chili (Gallego et al., 2006), le Costa Rica (Brown et al., 2005), le Mexique (Payero et al., 2008), le Japon (Yamashita, 1980 ; Obara et al., 2004 ; Hirose et Obara, 2005 ; Obara et Hirose, 2006), l'Indonésie (Fuchs et al., 2014) et Hikurangi en Nouvelle-Zélande (Fry et al., 2011 ; Kim et al., 2011 ; Todd et Schwartz, 2016 ; Todd et al., 2018).

II.2.3. Structure mécanique de l'interface de subduction et diversité de glissements associés

II.2.3.1. Lois de friction et régime de stabilité

La convergence des plaques est accommodée par différents types de glissement spatialement distribués le long de l'interface de subduction depuis la fosse dans la croûte supérieure jusqu'au manteau ductile, de telle sorte que, sur le long terme, le déplacement accumulé sur la totalité de l'interface de subduction est égal au taux de convergence des plaques. La diversité des glissements documentés dans les zones de subduction reflète les hétérogénéités des propriétés de friction de l'interface de subduction (Scholz, 2002 ; Schwartz et Rokosky, 2007).

En 1966, Brace et Byerlee furent les premiers à considérer les séismes de subduction comme des évènements associés à des instabilités de friction de type adhérence/glissement (Scholz, 2002). Cette découverte s'accompagne d'une nécessité de caractériser les propriétés de friction des roches en laboratoire, qui aboutit à la définition empirique de lois de friction montrant une dépendance à la vitesse, la durée et la distance de glissement (Schwartz et Rokosky, 2007). La loi la plus utilisée est celle de Dietrich (1979) selon laquelle le coefficient de frottement vaut :

$$\mu = \frac{\tau}{\sigma_n{}'} = \mu_0 + a\, ln\left(\frac{V}{V_0}\right) + b\, ln\left(\frac{V_0\theta_i}{D_{ci}}\right)$$

avec τ la contrainte cisaillante, $\sigma_n{}'$ la contrainte normale effective, μ_0 le coefficient de frottement instantané à la vitesse V_0, a et b des variables correspondant respectivement aux magnitudes de l'augmentation et de la diminution du frottement expérimentalement observées lors de la réponse frictionnelle d'une roche soumise à des variations de vitesse de glissement, $1 - \left(\frac{V_0\theta_i}{D_{ci}}\right) = \frac{d\theta_i}{dt}$, θ la variable d'état et D_c la distance critique de glissement (Figure 11).

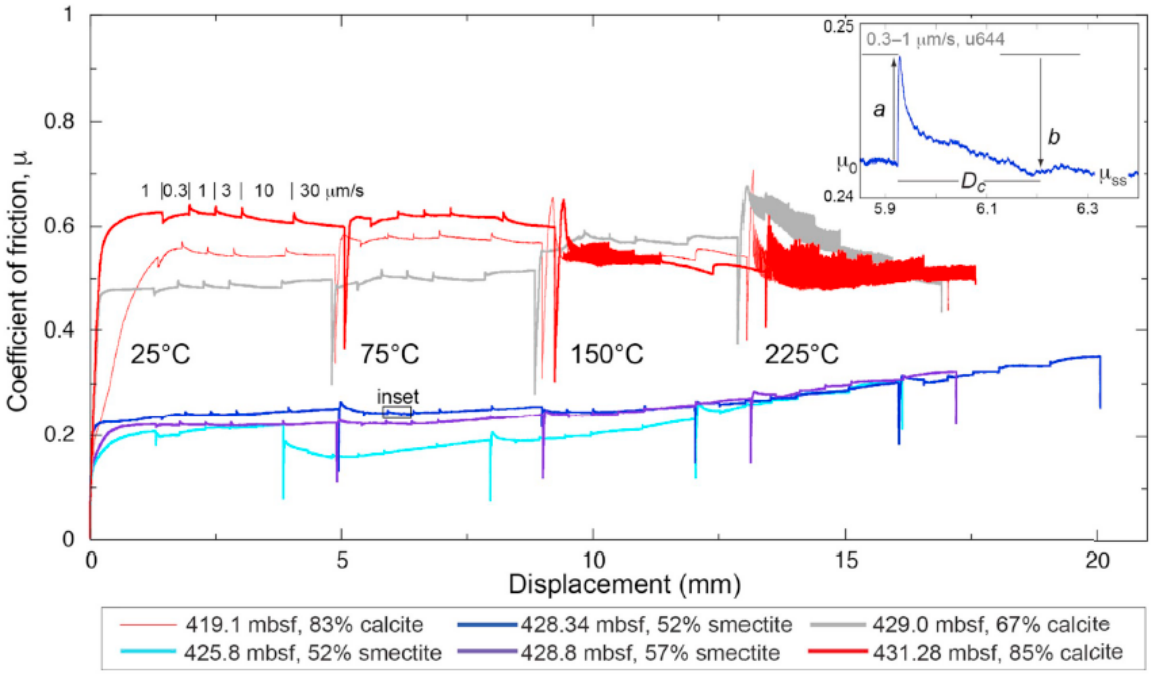


Figure 11 : Coefficient de frottement en fonction du déplacement montrant l'influence de la température et de la minéralogie sur la résistance d'échantillons prélevés au large de la côte Est de l'île nord de la Nouvelle-Zélande (Site ODP 1124) : les craies les plus riches en calcite (échantillons en gris et rouge) étant plus résistantes que les échantillons riches en argiles (échantillons en bleu et violet) (Boulton et al., 2019). L'encart explicite les paramètres a, b *et* D_c.

En régime permanent, le paramètre $(a - b)$ exprime la dépendance logarithmique du coefficient de frottement à l'équilibre μ_{ss} par rapport aux variations de la vitesse de glissement (Scholz, 2002 ; Evain, 2011) :

$$(a - b) = \frac{\partial \mu_{ss}}{\partial \ln V}$$

La valeur de $(a - b)$ permet de définir trois régimes de stabilité, avec différents impacts sur la nucléation et la propagation des séismes :

- Si $(a - b) < 0$, le comportement de friction est dit *velocity-weakening* car la résistance au glissement diminue à mesure que la vitesse de celui-ci augmente. Le régime peut alors être instable ou conditionnellement stable :
  - Le régime est instable si la raideur de la faille k (assimilée à un système de patin-ressort) est inférieure à une raideur critique k_c, ce qui peut être le cas en chargement quasi-statique lorsque la contrainte normale effective σ_n' est supérieure à une valeur critique σ_{nc}' (Figure 12) :

$$k_c = \frac{-(a-b)\sigma_n'}{D_c};$$

- Le régime est conditionnellement stable si $k > k_c$ ou $\sigma_n' < \sigma_{nc}'$. Dans ce cas, en chargement quasi-statique, le glissement est stable, avec néanmoins possibilité de basculer dans le régime instable en cas de fort saut de vitesse dans le cas d'un chargement dynamique (Figure 12) ;

- Si $(a-b) \geq 0$, le comportement de friction est dit *velocity-strenghtening* car le coefficient de frottement augmente avec la vitesse de glissement. Dans ce cas, le régime est dit stable.

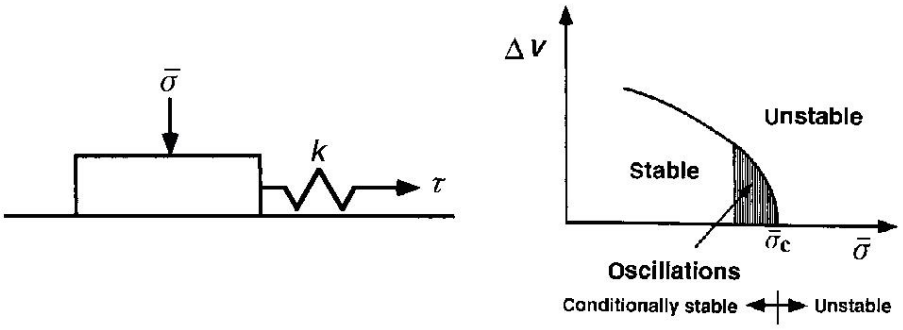


Figure 12 : Modèle du patin-ressort reliant la raideur du ressort aux régimes stable, instable et conditionnellement stable en fonction de la contrainte normale effective (Scholz, 1998).

Les séismes ne peuvent nucléer qu'en domaine instable. La rupture co-sismique peut se propager indéfiniment en régime conditionnellement stable à condition que les forces dynamiques génèrent d'assez forts sauts de vitesse. En revanche, en régime stable, elle sera rapidement stoppée (Scholz, 2002).

II.2.3.2. Domaines de stabilité de l'interface de subduction et sismicité associée

Comme $(a-b)$ varie selon la température et la pression *in situ*, une transition s'opère entre les régimes *velocity weakening* et *velocity strenghtening* avec la profondeur, permettant de définir plusieurs domaines le long de l'interface de subduction où la convergence des plaques est accommodée par différents types de glissement, à l'origine de la diversité de la sismicité rencontrée dans les zones de subduction (Lay et al., 2012).

La zone sismogène, région où l'interface de subduction est en régime instable et où nucléent les séismes, contraste avec les zones superficielles et profondes stables, où la convergence des plaques est essentiellement accommodée de manière asismique par fluage. La transition entre les régimes instable et stable s'opère de manière progressive au niveau de zones de transition où l'interface de subduction est en régime conditionnellement stable, favorable à la formation de séismes lents et à

la propagation de la rupture co-sismique au-delà de la zone sismogène (Figure 13).

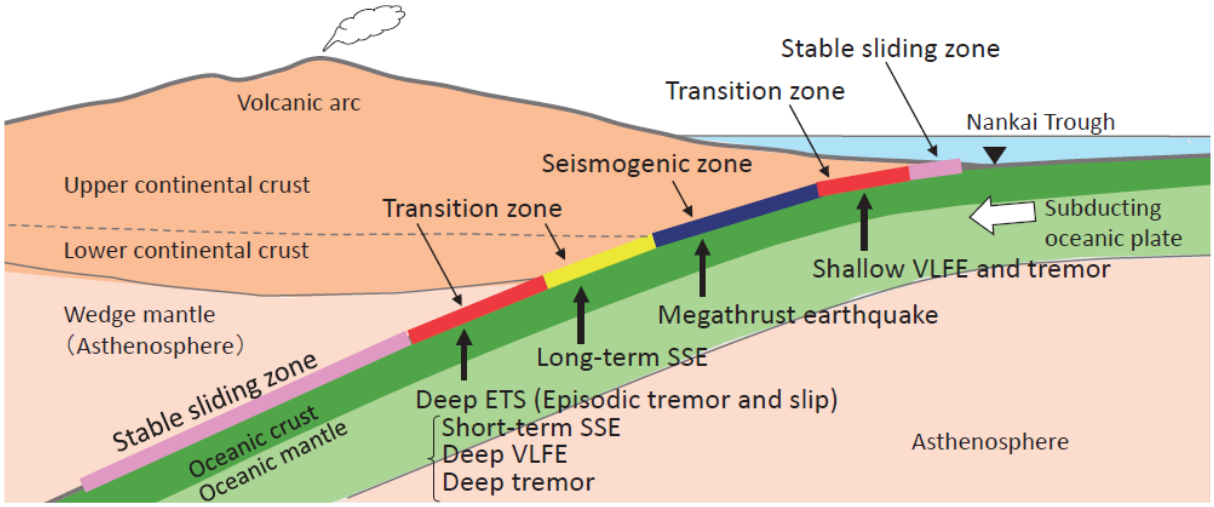


Figure 13 : Coupe du méga-chevauchement de la zone de subduction de Nankai où tous les types de séismes lents ont été répertoriés et localisation des zones de formation des séismes lents (Obara, 2020).

La mise en évidence d'hétérogénéités latérales et verticales des propriétés de friction au sein de ces domaines (Bilek et Lay, 2002 ; Lay, 2007 ; Lay et al., 2012 ; Bilek et Lay, 2018) a motivé la réinterprétation en trois dimensions du modèle de stabilité de friction de l'interface de subduction. Depuis, celui-ci est conceptualisé comme un assemblage dynamique de zones aux propriétés de frictions hétérogènes (Figure 14), dont l'interaction sur le long terme satisfait les conditions des domaines de friction stable, instable ou conditionnellement stable (Schwartz et Rokosky, 2007). Cette complexification permet de mieux expliquer la variabilité des types de glissement observés, comme les *tsunami earthquakes* à proximité de la fosse ou les contrastes d'énergie des ondes sismiques générées entre la moitié supérieure et inférieure (Domaines B et C, Figure 14) de la zone sismogène (Lay et al., 2012).

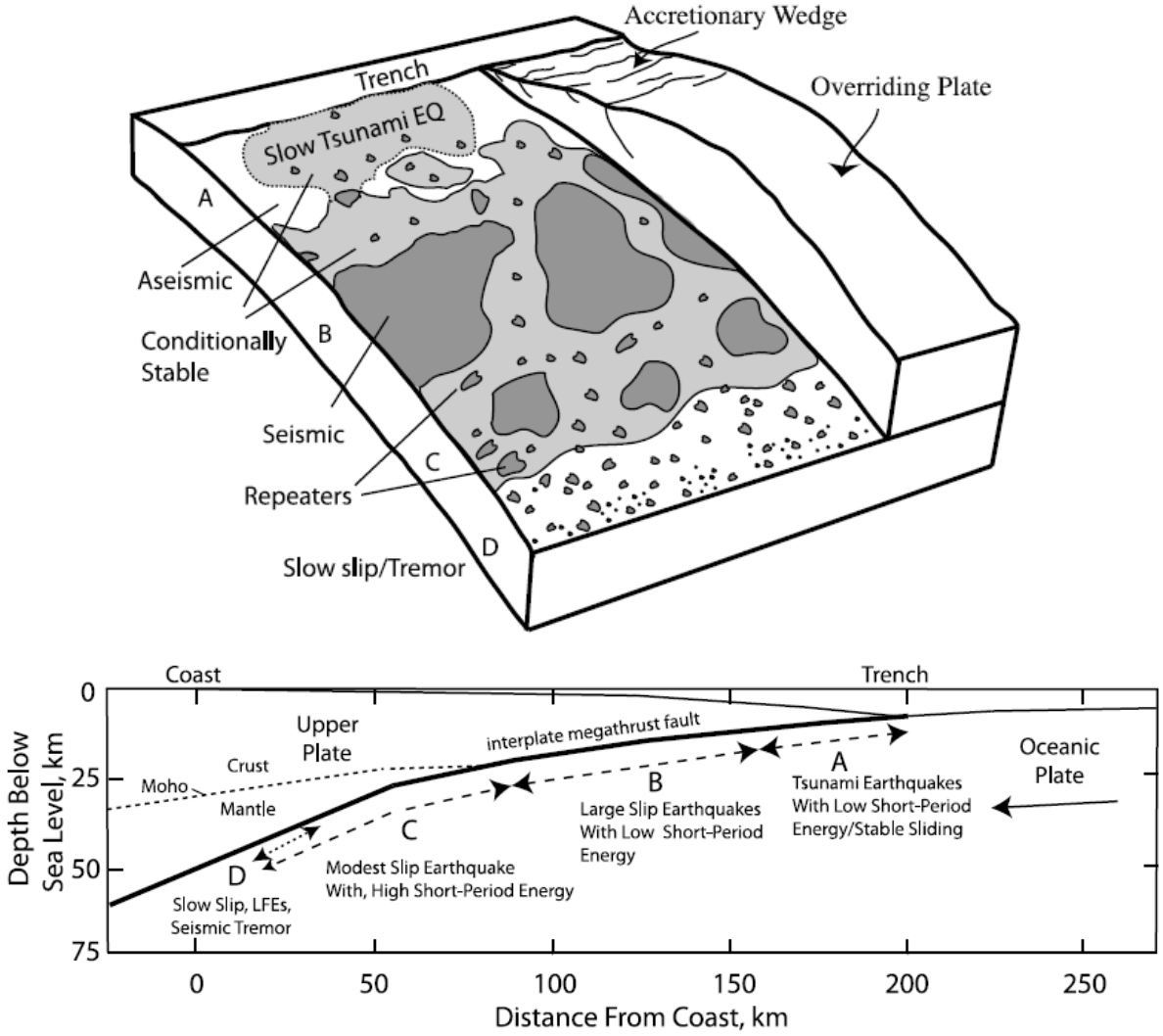


Figure 14 : a) Modèle 3-D de l'interface du méga-chevauchement tenant compte des hétérogénéités latérales et verticales des propriétés de friction, avec différents domaines de friction A (à proximité du plancher océanique), B (partie supérieure de la zone sismogène et sa zone de transition), C (partie inférieure de la zone sismogène) et D (zone de transition inférieure) aux comportements sismiques associés décrits dans b) la coupe schématique 2-D (Lay et al., 2012). Dans ce modèle, la zone stable inférieure où la convergence est accommodée de manière asismique par glissement stable et déformation plastique est située sous le domaine D. Les régions en gris foncé notées sismiques correspondent à un régime instable. Les régions en blanc notées comme asismiques correspondent au régime stable asismique avec glissement continu. Les régions en gris clair notées conditionnellement stables sont généralement asismiques hormis lors d'un saut de vitesse déclenché par une rupture à proximité d'une aspérité sismique instable.

II.2.3.2.1. La zone sismogène où nucléent les séismes

II.2.3.2.1.1. Notion d'aspérité sismique

La zone sismogène (Figure 13, domaines B et C sur la Figure 14) correspond à la région centrale du méga-chevauchement, où celui-ci présente globalement un régime instable (comportement *velocity weakening*) permettant la nucléation de séismes et la propagation de la rupture co-sismique. Dans cette région, la convergence des plaques est accommodée par un mouvement de type adhérence/glissement (*stick slip*) (Scholz, 1998), initialement formalisé par la théorie du rebond élastique (Reid, 1910). La phase d'adhérence correspond à une phase de blocage intersismique, au cours de laquelle s'accumulent une déformation élastique et un cisaillement importants le long d'une aspérité (Scholz et Engelder, 1976 ; Lay et Kanamori, 1981 ; Kanamori et Allen, 1986) « verrouillée ». Cette aspérité concentre la contrainte élastique et un déficit de glissement. Elle contraste avec les zones voisines, faiblement couplées, qui glissent pendant la phase intersismique. Au-delà du seuil de résistance au cisaillement de l'aspérité, la contrainte élastique accumulée est libérée par un glissement soudain, court et rapide (quelques centimètres à mètres par an) qui correspond à la nucléation d'un séisme, permettant de compenser le déficit de glissement accumulé au niveau de l'aspérité et une remontée brusque du plancher océanique. La zone sismogène est considérée comme un ensemble complexe d'aspérités, séparées les unes des autres par des zones conditionnellement stables (Figure 14a). La nature physique de ces aspérités reste encore à préciser ; elles pourraient correspondre à des hauts topographiques de la plaque inférieure comme des monts sous-marins ou des rides fréquemment observés dans la croûte océanique (Yoshida et Kato, 2003 ; Kodaira et al., 2004). L'interaction des aspérités, fonction de leur distribution et de l'état de contrainte, conditionne l'ampleur de la rupture co-sismique : la rupture d'une seule aspérité entraîne une rupture de faible extension (micro-sismicité), tandis que la rupture synchronisée de plusieurs aspérités (Lay et Kanamori, 1981 ; Corbi et al., 2017) provoque une rupture plus étendue.

II.2.3.2.1.2. Extension de la zone sismogène

La zone sismogène est identifiée par la distribution des répliques de séismes majeurs ainsi que par la localisation des zones de fort couplage intersismique via les mesures géodésiques (Moore et al., 2007). Son extension a longtemps été expliquée à l'aide de modèles thermiques. Selon ces modèles, la limite supérieure (*i.e.* la moins profonde) de la zone sismogène où s'effectue une transition depuis un régime asismique stable (comportement *velocity strenghtening*) vers un régime sismique instable (comportement *velocity weakening*) coïncide avec les isothermes 100°C-150°C et la limite inférieure (*i.e.* la plus profonde) avec les isothermes 350°C-450°C, au-delà de laquelle le régime est asismique

stable (Tichelaar et Ruff, 1993 ; Hyndman et al., 1997 ; Oleskevich et al., 1999 ; Currie et al., 2002 ; Hyndman, 2007). Selon le gradient géothermique de chaque zone de subduction, ces limites thermiques se trouvent entre ~5-15 et ~40-45 km de profondeur respectivement (Moore et al., 2007 ; Lay et al., 2012). Néanmoins, les paramètres physiques qui contrôlent ces limites thermiques restent encore mal compris (Fagereng et Ellis, 2009).

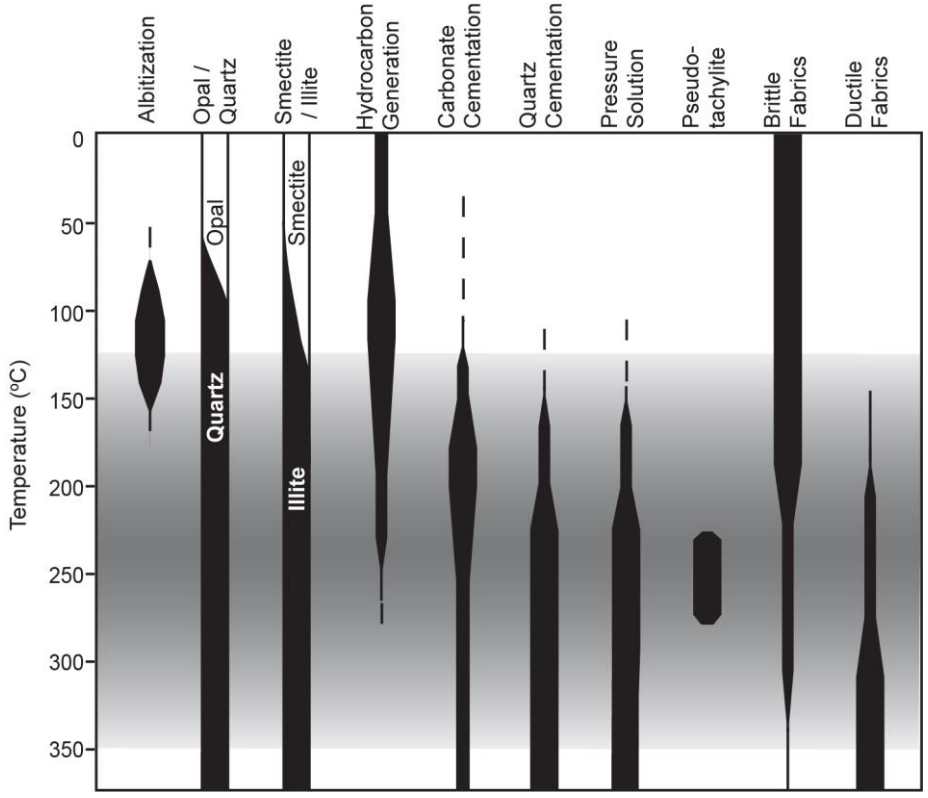


Figure 15 : Transitions minéralogiques et variations de fabrique dans la fenêtre de température 0°C-375°C correspondant à la zone sismogène (Moore et al., 2007).

L'isotherme 100°-150°C a longtemps été corrélée à la déshydratation des smectites en illites (voir paragraphe I.3.1.1) au cours de laquelle le coefficient de frottement augmente (Hower et al., 1976 ; Wang et Mao, 1979 ; Wang, 1980 ; Jennings et Thompson, 1986 ; Chamley, 1989 ; Hyndman et al., 1997). Cependant, des expériences menées ultérieurement en laboratoire sur échantillons synthétiques ou issus de campagnes de forage océanique ont montré que cette réaction ne permettait pas, à elle seule, la transition d'un régime stable à instable (Morrow et al., 1992 ; Brown et al., 2003 ; Kopf et Brown, 2003 ; Saffer et Marone, 2003 ; Moore et al., 2007 ; Underwood, 2007 ; Saffer et al., 2012 ; Fagereng et al., 2018). D'autres facteurs pourraient donc également intervenir dans cette transition. Les facteurs les plus évoqués sont des variations de composition chimique associées à des réactions diagénétiques et métamorphiques de faible température (Figure 15) comme la précipitation de ciments carbonatés ou siliceux, la croissance progressive des

phyllosilicates, l'albitisation des feldspaths détritiques ou la déshydratation de l'opale (Saffer et Marone, 2003 ; Moore et al., 2007 ; Saffer et al., 2012), une pression de fluide élevée (Saffer et Tobin, 2011 ; Fagereng et al., 2018) ou des variations de propriétés physiques des sédiments (Dean et al., 2010). L'isotherme 350°C est généralement corrélée à la transition d'un régime cassant à ductile dans les lithologies riches en quartz, mais pourrait également correspondre à la zone de contact entre le panneau plongeant et le manteau où a lieu la serpentinisation (Tichelaar et Ruff, 1993 ; Hyndman et al., 1997 ; Hyndman, 2007).

II.2.3.2.2. Les zones de glissement stable, asismiques

II.2.3.2.2.1. Zone superficielle

La zone superficielle du méga-chevauchement s'étend généralement sous le prisme d'accrétion jusqu'à 5-10 kilomètres de profondeur. En raison de l'accumulation à la fosse de sédiments riches en fluides et peu consolidés qui se déforment de manière anélastique, cette région est généralement considérée comme asismique (Pacheco et al. 1993 ; Hyndman et al., 1997). Dans le détail, elle serait localement conditionnellement stable (Figure 14), capable de générer des *tsunami earthquakes* (Bilek et Lay, 2002) et de propager jusqu'à la fosse la rupture co-sismique des *tsunami earthquakes* ou de séismes de subduction formés plus en profondeur comme lors des méga-séismes de Sumatra en 2004 et de Tōhoku en 2011 (Ammon et al., 2005 ; Ishii et al., 2005 ; Simons et al., 2011), d'où l'ampleur des tsunamis associés (Lay et al., 2012). Caractériser précisément les propriétés de friction de la zone superficielle est donc critique pour déterminer le risque de tsunami.

II.2.3.2.2.2. Zone profonde

En profondeur, au-delà de la limite inférieure de la zone sismogène, les conditions de pression et de température élevées sont favorables au développement d'un régime stable de l'interface de plaque, où la convergence des plaques est accommodée par glissement stable continu ou par déformation plastique. La mise en place du comportement asismique peut être progressive ou brutale en fonction de la présence ou non d'une zone de transition, et dépend de l'âge et de la géométrie de la plaque inférieure (Lay et al., 2012).

II.2.3.2.3. Les zones de transition

Les conditions *in-situ* et les propriétés du méga-chevauchement au niveau des extrémités supérieures et inférieures de la zone sismogène sont favorables au développement de propriétés de friction intermédiaires entre celles qui permettent le glissement sismique instable et celles qui permettent le glissement asismique stable (Saffer et Wallace, 2015). Ainsi, la rupture co-sismique

initiée dans la zone sismogène se propage au niveau de ces zones de transition au régime conditionnellement stable, où peuvent également se former des séismes lents. Ainsi, des SSEs ont été identifiés au niveau de la limite inférieure de la zone sismogène entre 350°C et 450°C (Figure 13, domaine D sur la Figure 14), ainsi que des ETS, VLFE et tremors profonds (Dragert, 2001 ; Brown et al., 2001, 2009 ; Obara, 2002 ; Hirose et Obara, 2005 ; Obara et Hirose, 2006 ; Ide et al., 2007 ; Peacock, 2009 ; Peng et Gomberg, 2010 ; Fry et al., 2011 ; Wallace et Eberhart-Phillips, 2013 ; Todd et al., 2018). La zone de transition au niveau de la limite supérieure de la zone sismogène (Figure 13, domaine A sur la Figure 14) génèrerait plutôt des (V)LFEs, des tremors et des *tsunami earthquakes* (Protti et al., 2004 ; Wallace et Beavan, 2010 ; Saffer et Wallace, 2015 ; Wallace et al., 2016a ; Wallace, 2020). Il a toutefois été observé des SSEs à faible profondeur (<15 km) au nord de la marge d'Hikurangi, et dans les marges du Japon et au Costa Rica (Douglas et al., 2005 ; Ozawa et al., 2007 ; Outerbridge et al., 2010 ; Walter et al., 2011 ; Saffer et Wallace, 2015) montrant qu'ils peuvent s'initier à des profondeurs et des températures plus faibles (~100°C-150°C) (McCaffrey et al., 2008 ; Fagereng et Ellis, 2009). Il a également été suggéré à partir de la documentation de variations transitoires hydrogéologiques ou de la déformation au Costa Rica (Brown et al., 2005 ; Solomon et al., 2009 ; Davis et al., 2011, 2015) et dans la marge nord d'Hikurangi (Wallace et al., 2016a) que le glissement lent pourrait également se propager jusqu'à proximité du plancher océanique, vers la fosse (Saffer et Wallace, 2015).

Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer la stabilité conditionnelle de ces portions du méga-chevauchement (Saffer et Wallace, 2015) : des propriétés de friction, une résistance ou la présence de structures (comme les monts sous-marins ou les rides) qui facilitent les glissements lents transitoires (Heslot et al., 1994 ; Brudzinski et Allen, 2007 ; Saito et al., 2013 ; Wang et Bilek, 2014 ; Todd et al., 2018), une faible contrainte effective induite par une pression de fluide élevée (voir paragraphe II.3.3) (Yoshida et Kato, 2003 ; Kodaira et al., 2004 ; Liu et Rice, 2007 ; Audet et al., 2009 ; Song et al., 2009 ; Bell et al., 2010) ou par des changements dans la géométrie du méga-chevauchement (Mitsui et Hirahara, 2006), la faible rigidité de la zone de faille à cet endroit (Ito et Obara, 2006) ou une combinaison de ces paramètres (Saffer et Wallace, 2015).

II.2.4. Relation entre architecture de l'interface de subduction et risque sismique et de tsunami

Depuis les tsunamis de 2004 à Sumatra et 2011 au Japon, la communauté scientifique a déployé des efforts significatifs pour quantifier le risque de tsunami dans les zones de subduction, ce qui implique d'y contraindre précisément le risque sismique en amont, dépendant des propriétés de friction du méga-chevauchement.

II.2.4.1. Risque sismique

II.2.4.1.1. Identification des zones à fort risque sismique

II.2.4.1.1.1. Notion de couplage sismique

La distribution de la déformation élastique intersismique produit des déplacements en surface de quelques centimètres à millimètres par an, mesurables par GPS, utilisés pour quantifier le couplage intersismique qui se produit lorsque deux plaques se verrouillent pendant la phase intersismique qui sépare deux méga-séismes (McCaffrey et al., 2000 ; Wallace, 2020). Le coefficient de couplage intersismique $\emptyset_{ic}$ est une quantité cinématique qui caractérise une région du méga-chevauchement. Il est déterminé à partir de V, le glissement moyen sur le long-terme (*i.e.* au cours de plusieurs cycles sismiques) et V_c, le glissement par fluage à court terme (Wallace, 2020) :

$$\emptyset_{ic} = 1 - \frac{V_c}{V}.$$

Lorsque $\emptyset_{ic} = 0$, la région du méga-chevauchement glisse par fluage sur le long terme, alors que si $\emptyset_{ic} = 1$, elle est « verrouillée » pendant la phase intersismique. Un $\emptyset_{ic}$ compris entre 0 et 1 peut être interprété comme une moyenne dynamique des zones qui glissent par fluage et des zones verrouillées.

II.2.4.1.1.2. Relation entre la magnitude des séismes et l'extension de la zone sismogène

La magnitude de moment M_w exprime l'intensité sismique (Hanks et Kanamori, 1970) :

$$M_w = \frac{2}{3}\,(\log M_0 - 9{,}1)$$

avec M_0 le moment sismique, correspondant à l'énergie libérée lors du séisme :

$$M_0 = \mu\, d\, L\, W$$

où μ est la rigidité élastique du milieu (2.10^{10} N.m^{-2} ≤ μ ≤ 7.10^{10} N.m^{-2} en proche surface), d correspond au glissement moyen de l'évènement (généralement proportionnel à L par un facteur de ~10^{-5}), L est la longueur de la faille parallèlement à la fosse (pouvant atteindre plusieurs centaines de kilomètres pour les failles décrochantes ou les chevauchements) et W est l'extension du plan de faille en profondeur (McCaffrey, 2009). Le moment sismique est donc essentiellement contrôlé par la surface de rupture S = $L\,W$ qui dépend de l'extension de la zone sismogène (régime instable) et

des zones de transition (régime conditionnellement stable), ou plus exactement de la distribution des zones de fort et faible couplage intersismique.

II.2.4.1.1.3. Cycle sismique et super-cycles

Le cycle sismique associé à la théorie du rebond élastique a été complexifié et détaillé 4 phases (*Figure 16*) (Scholz, 2002) :

- La phase de chargement intersismique (en bleu sur la *Figure 16*), où la faille est progressivement chargée par glissement continu dans ses parties profonde (en domaine de friction stable) et superficielle (en domaine de friction instable) ;
- La phase de nucléation pré-sismique (en jaune), au cours de laquelle le séisme nucléé avec un glissement qui s'accélère jusqu'à parvenir à une instabilité telle que le glissement co-sismique se déclenche. Cette phase est parfois associée à des évènements précurseurs comme des *foreshocks* ou des séismes lents ;
- La phase de glissement co-sismique (en mauve) au cours de laquelle la rupture entre dans le régime instable, chargeant les régions associées ;
- La phase de relâchement post-sismique (en vert), avec une relaxation progressive qui s'opère suite au séisme par des glissements accélérés dont le nombre diminue de manière exponentielle avec le temps dans les régions profondes de la faille.

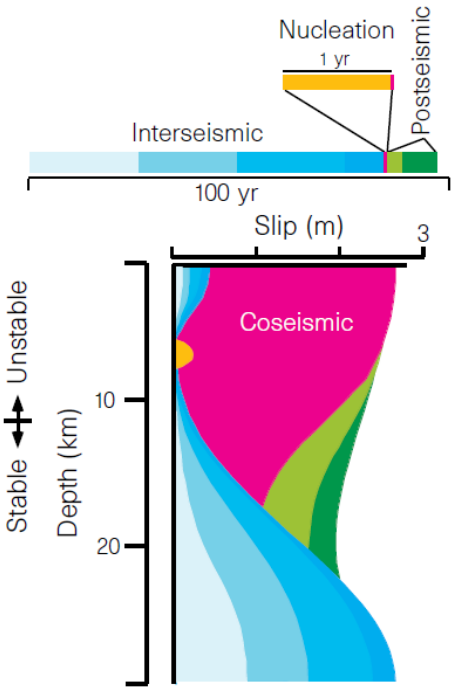


Figure 16 : Glissement en fonction de la profondeur au cours du cycle sismique d'une faille décrochante, avec une transition depuis le régime instable à stable à 11 kilomètres de profondeur (Scholz, 2002).

Le concept de séismes « caractéristiques » (Schwartz et Coppersmith, 1984) se produisant sur la même aspérité avec une zone de rupture et une magnitude similaire a inspiré plusieurs modèles prédictifs basés sur l'estimation d'un temps de récurrence (Kagan et Jackson, 1991, 1995 ; Jackson et Kagan, 1993). Ce concept a été mis à mal par le caractère dynamique des aspérités et la variabilité du glissement d'un séisme majeur à l'autre. De ces observations ont émergé la notion de super-cycle sismique (Philibosian et al., 2020). Selon ce modèle, qui complique grandement l'estimation des temps de récurrence (voir paragraphe II.2.4.1.2), la rupture de différents segments sur plusieurs cycles sismiques sont nécessaires pour que le glissement soit uniforme sur l'ensemble de la zone sismogène.

II.2.4.1.2. Une cyclicité encore trop mal comprise pour être prédite avec fiabilité

Dans la mesure où le chargement associé à la convergence des plaques est stable sur le long terme, la théorie du rebond élastique suggère que le méga-chevauchement rompt pour engendrer des méga-séismes de subduction avec une certaine régularité (Bilek et Lay, 2018). Les techniques modernes d'instrumentation documentent de manière précise, continue et à haute-résolution la cinématique et le degré de couplage des plaques, la distribution et l'extension des zones de rupture, la variabilité des intervalles de temps qui séparent chaque séisme et les corrélations spatiales et temporelles entre les séismes et les séismes lents. Or, ces données récentes sont disponibles sur une période trop courte (*i.e.* inférieure à un cycle sismique) pour caractériser finement la segmentation de la rupture du méga-chevauchement et sa cyclicité. En revanche, elles peuvent être couplées avec des données de paléosismicité, moins précises et potentiellement lacunaires, issues d'archives historiques pouvant remonter jusqu'à plusieurs centaines d'années ou d'archives géologiques couvrant plusieurs milliers d'années comme les micro-atolls coralliens (Sieh et al., 1999 ; Natawidjaja et al., 2004, 2007) ou les turbidites marines (Patton et al., 2015) ou lacustres (Moernaut et al., 2014), pour déterminer des temps de récurrence moyens, bien qu'entachés d'une incertitude élevée même dans certaines zones bien documentées comme le Japon et l'Amérique du Sud (Philibosian et al., 2020). Dans les autres zones, moins bien documentées, seuls les intervalles depuis le dernier méga-séisme dont l'étendue augmente avec le potentiel de rupture, ont pu être déterminés, toutefois sans valeur prédictive (Bilek et Lay, 2018)

La cyclicité des séismes est d'autant plus complexe à caractériser qu'ils existent de nombreux mécanismes qui affectent leur régularité. Ainsi, il a été mis en évidence que les séismes de subduction de $M_w \leq 8$ présentent une certaine irrégularité dans la mesure où ils interagissent fortement avec les aspérités voisines (Bilek et Lay, 2018). De manière similaire, les séismes de

subduction majeurs interagissent avec des séismes intraplaques (Ammon et al., 2008) et avec les séismes lents (Kato et al., 2012 ; Uchida et al., 2016 ; Obara et Kato, 2016). Cette dernière observation a fortement stimulé l'étude des séismes lents, suspectés d'être, d'une part, particulièrement sensibles aux variations de l'état de contrainte à court terme comme les marées (Rubinstein et al., 2008 ; Tanaka, 2012 ; Pollitz et al., 2013) et à long terme (Liu et Rice, 2007 ; Beroza et Ide, 2011) et, d'autre part, de moduler l'état de contrainte le long de la portion bloquée de la zone sismogène en permettant la libération régulière d'une partie de la contrainte accumulée (Dragert et al., 2004 ; Araki et al., 2017). Ainsi, aujourd'hui, le suivi continu et à haute-résolution des séismes lents est proposé comme l'une des clés pour comprendre le cycle sismique et la probabilité d'occurrence proche d'un méga-séisme (Obara et Kato, 2006 ; Koulali et al., 2017) ainsi que pour contraindre l'extension de la zone de rupture et le risque de tsunami associé (Dixon et al., 2014). En particulier, des simulations numériques ont montré que les SSEs et VLFEs peu profonds sont les séismes lents les plus intéressants à suivre car une augmentation de leur magnitude de moment et une réduction de leur temps de récurrence annonceraient l'imminence d'un méga-séisme (Matsuzawa et al., 2010 ; Ariyoshi et al., 2012, 2014).

II.2.4.2. Risque de tsunami

II.2.4.2.1. Mécanismes de formation des tsunamis

Les tsunamis peuvent être générés par des séismes de proche surface, des éruptions ou effondrements volcaniques ou par des glissements de terrain sous-marins.

Deux types de séismes de proche surface ont été identifiés comme susceptibles de former des tsunamis : les méga-séismes de subduction tsunamigènes (par exemple, les séismes de Sumatra en 2004 et de Tōhoku en 2011) et les *tsunami earthquakes* (Hananto et al., 2020). Dans les deux cas, la formation des vagues de tsunami est causée par la remontée du plancher océanique induite par la déformation élastique de la plaque supérieure, au-dessus de la zone de glissement (Satake et Tanioka, 1999), comme représenté sur la Figure 17. Lors de la phase de chargement intersismique, le raccourcissement de la plaque supérieure est associé à un soulèvement du plancher océanique au-delà de la région bloquée du méga-chevauchement, vers le continent (Figure 17a). Lors de la phase co-simique (Figure 17b), le relâchement brusque des contraintes élastiques accumulées pendant la phase intersismique entraîne, dans la plaque supérieure, i) une subsidence de la région où le plancher océanique était préalablement en soulèvement et ii) une remontée du plancher océanique au-dessus de la région préalablement bloquée, propice au déplacement de larges masses d'eau et donc à la formation de tsunamis.

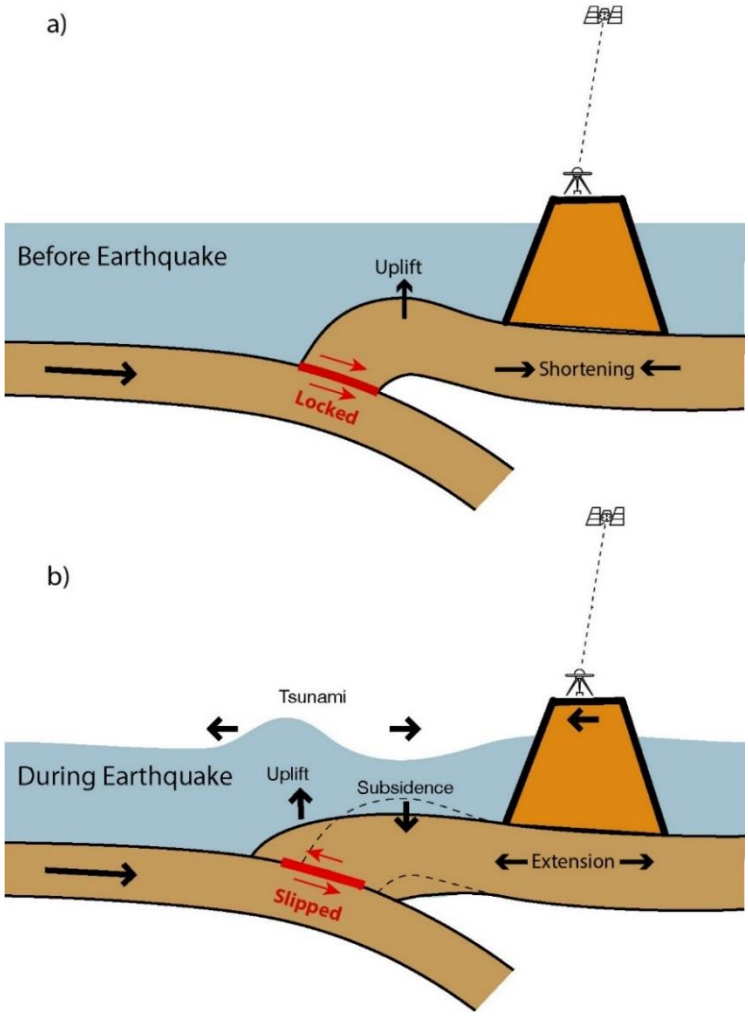


Figure 17 : Coupe schématique montrant la formation des tsunamis consécutive à la remontée du plancher océanique lors de la b) phase co-sismique, au-dessus de la région bloquée pendant a) la phase intersmique (modifié d'après Stein et Okal, s.d. et Lallemand, 1999).

II.2.4.2.2. L'absence de relation claire entre la magnitude des séismes et les tsunamis

Les premières études consacrées à l'évaluation du risque de tsunami ont montré que les tsunamis ont un potentiel de destruction variable mais prédictible (Gusiakov, 2005 ; Lin et al., 2014) dans la mesure où la hauteur des vagues à proximité de l'épicentre du séisme tsunamigène est proportionnelle à la magnitude de celui-ci (Abe, 1979) et donc à la surface de rupture co-sismique (Comer, 1980) contrôlée par les propriétés de friction du méga-chevauchement. Il a été observé que les séismes qui forment des tsunamis majeurs et qui donnent donc lieu à une alerte tsunami ont généralement une M_w >7,5. Ces tsunamis, comme par exemple ceux associés aux méga-séismes de Sumatra en 2004 et de Tōhoku en 2011, sont généralement bien plus dévastateurs que les

séismes dont ils sont issus, même dans le cas de méga-séismes de subduction de magnitude record (Paris et al., 2007). Dans ces deux cas, les tsunamis ont été amplifiés par la propagation de la rupture co-sismique sur une large surface, jusqu'à proximité du plancher océanique, au niveau de la fosse (Hüpers et al., 2017).

Néanmoins, les *tsunami earthquakes* dérogent à cette règle et génèrent des tsunamis d'ampleur beaucoup plus importante que celle attendue pour leur magnitude. De ce fait, ils ne donnent généralement pas lieu à une alerte et sont particulièrement dangereux (Hananto et al., 2020). Bien qu'ils restent encore mal expliqués, plusieurs mécanismes ont été proposés pour expliquer l'accentuation de la composante verticale du déplacement du plancher océanique liée aux *tsunami earthquakes* :

- La subduction de monts sous-marins (Abercrombie et al., 2001 ; Kopp et al., 2009 ; Bell et al., 2014) ;
- La propagation du glissement le long de *splay-faults* à forte pente (Fukao, 1979 ; Cummins et Kaneda, 2000) ;
- Un déplacement co-sismique du plancher océanique avec une composante horizontale inclinée comme au niveau du front du prisme (Tanioka et Sataka, 1996) ;
- Un déplacement horizontal des sédiments du prisme d'accrétion le long du décollement en direction de la mer (Seno, 2000 ; Tanioka et Seno, 2001) ;
- La libération de l'énergie gravitationnelle potentielle en plus de l'énergie élastique (McKenzie et Jackson, 2012) ;
- Un glissement accru dû à un chargement dynamique (Ide et al., 2011) ;
- Des glissements de terrain sous-marins (Gutemberg, 1939 ; Hasegawa et Kanamori, 1987 ; Tappin et al., 2014) ;
- Une extrusion localisée du plancher océanique au front du méga-chevauchement de type « *pop-up* » (Hananto et al., 2020) ;
- Des régions de régime conditionnellement stable, potentiellement associées à une pression de fluide élevée (Scholz, 1998 ; Bilek et Lay, 2002 ; Seno, 2002 ; Bell et al., 2010).

II.2.5. Facteurs favorisant la variabilité spatiale des propriétés mécaniques du méga-chevauchement et des types de glissements exprimés

Les paramètres critiques pour la caractérisation du risque sismique et de tsunami sont, premièrement, la caractérisation des types de glissement et leur temps de récurrence pour

l'estimation de la durée d'un cycle sismique et sa prédiction et, deuxièmement, l'extension de la surface de rupture co-sismique et sa proximité avec le plancher océanique pour la magnitude du séisme et son potentiel tsunamigène. Ces paramètres dépendent directement de la distribution des propriétés de friction du méga-chevauchement, particulièrement difficiles à caractériser de manière directe. Or, de récentes études ont mis en évidence que cette distribution est contrôlée par de nombreux paramètres agissant en interaction sur la dynamique, la structure mécanique et hydrogéologique du méga-chevauchement, comme les hétérogénéités géométriques et structurales (Mitsui et Hirahara, 2006 ; Wang et Bilek, 2011 ; Ando et al., 2012 ; Skarbek et al., 2012 ; Kopf, 2013 ; Barker et al., 2018) ou la rhéologie (Angiboust et al., 2015) de l'interface de subduction, la composition et l'épaisseur des sédiments entrant dans le système de subduction au niveau de la fosse (Ruff et al., 1989 ; Lay et al., 2012 ; Scholl et al., 2015 ; Bilek et Lay, 2018 ; Ikari et al., 2018) ou leurs propriétés physiques et hydrogéologiques et leur évolution au cours de la subduction qui module en partie la distribution des fluides et des pressions de fluides (Scholz, 1998 ; Saffer et al., 2000 ; Saffer, 2003, 2007 ; Moreno et al., 2010 ; Saffer et Tobin, 2011 ; Audet et Schwartz, 2013). Parmi les hétérogénéités structurales, la rugosité de la plaque subduite jouerait un rôle important sur l'accumulation des contraintes lors du cycle sismique, bien que leur impact sur les propriétés de friction donne lieu à une controverse. En particulier, les monts sous-marins qui ponctuent la plaque subduite ont longtemps considérés comme des aspérités sismiques associés à un mouvement de type adhérence/glissement (Scholz et Small, 1997). Il a récemment été proposé qu'ils favoriseraient au contraire le glissement stable ou la genèse de *slow slip events* (Wang et Bilek, 2014 ; Barker et al., 2018).

Dans cette étude, ce sont les rôles des propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques du méga-chevauchement, fonction de la composition et de l'épaisseur des sédiments entrant dans le système de subduction, accessibles par forage océanique, qui seront investigués.

II.3. Les fluides dans les zones de subduction

II.3.1. Hétérogénéité spatiale et temporelle des sources de fluides

Le processus de subduction permet le transfert de fluides entre l'océan, la croûte et le manteau (Moore et Vrolijk, 2002). La croûte océanique de la plaque inférieure et sa couverture sédimentaire sont riches en fluides, qui y existent sous deux formes :

- L'eau interstitielle contenue dans la porosité intergranulaire et les fractures ;
- L'eau liée aux minéraux hydratés tels que les smectites, l'opale, les zéolites et les serpentines.

Ces fluides sont produits par des mécanismes différents qui interviennent dans des intervalles de pression-température et donc à des profondeurs spécifiques, entrainant des modifications des propriétés physiques et/ou minéralogiques des roches sources. En conséquence, la distribution des fluides est très hétérogène dans la partie externe des zones de subduction où elle pourra contribuer au contrôle du potentiel sismique et de tsunami.

II.3.1.1. Compaction mécanique des sédiments : libération continue de l'eau interstitielle en proche surface

Les sédiments déposés sur la plaque inférieure ont des porosités particulièrement élevées, pouvant atteindre jusqu'à 75% (Bray et Karig, 1985). Lors du processus de subduction et d'accrétion, ces sédiments sont exposés à une compaction mécanique résultant, d'une part, de la compression verticale induite par leur enfouissement sous des dépôts turbiditiques souvent épais au niveau de la fosse (Figure 5) et, d'autre part, d'une compression horizontale correspondant au raccourcissement latéral induit par la convergence des deux plaques (Raimbourg et al, 2011 ; Saffer et Tobin, 2011). Cette compaction mécanique se manifeste principalement par une réduction du volume et de la taille des pores aboutissant à l'expulsion continue de l'eau interstitielle (de composition chimique proche de celle de l'eau de mer) (Bray et Karig, 1985 ; Moore et Vrolijk, 1992). En conséquence, la compaction mécanique entraîne une diminution de la porosité interstitielle et éventuellement de la perméabilité des sédiments qui favorise leur consolidation et leur résistance à la compaction mécanique. En conséquence, la libération d'eau interstitielle par compaction mécanique diminue avec la profondeur. La compaction mécanique est généralement la source de fluide dominante jusqu'à 10-20 kilomètres du front de déformation (Figure 18a) (Bekins et Dreiss, 1992 ; Saffer et Tobin, 2011).

La quantification des volumes de fluides produits par compaction mécanique peut s'effectuer à partir de modèles numériques reconstituant l'histoire des sédiments au cours du processus de subduction (Gamage et Screaton, 2006). Ceux-ci se basent sur la comparaison de vitesses de propagation des ondes P (Calahorrano et al., 2008), de profils de porosités (Screaton et al., 1990, 2002) ou de l'état de consolidation des sédiments (Saffer, 2003 ; Kitajima et Saffer, 2014) mesurés sur différents sites d'échantillonnage répartis sur le trajet des sédiments depuis le bassin entrant en subduction au niveau de la fosse jusqu'à leur incorporation dans le chenal de subduction ou lors de leur accrétion dans le prisme.

II.3.1.2. Réactions de déshydratation minéralogiques : une production d'eau liée transitoire dans des fenêtres de pression-température spécifiques

A mesure que le volume poreux diminue et que les conditions de pression et de température auxquelles sont exposées les sédiments augmentent, les réactions diagénétiques et/ou métamorphiques de déshydratation deviennent les principales sources de fluides (Figure 15 et Figure 18b) (Pytte et Reynolds, 1989 ; Moore et Vrolijk, 1992 ; Underwood et al., 2007 ; Saffer et Tobin, 2011). L'avancement de ces réactions est essentiellement contrôlé par la pression, la température, le temps et par des facteurs secondaires comme la solubilité ou la composition de la roche (Moore et Vrolijk, 1992 ; Underwood., 2007). En conséquence, contrairement à l'eau libre, l'eau liée est produite de manière transitoire, dans des intervalles de profondeurs spécifiques dont les bornes peuvent légèrement varier d'une zone de subduction à l'autre selon la nature des matériaux subduits, le taux d'enfouissement et la structure thermique (Bird, 1984 ; Colten-Bradley, 1987 ; Underwood, 2007). L'eau liée se caractérise par une composition chimique adoucie par rapport à celle de l'eau de mer, ainsi qu'une concentration élevée en bore et lithium et des signatures spécifiques au $\delta^{37}Cl$, $\delta^{11}B$, $\delta^{18}O$, et δD (Ransom et al. 1995 ; Hensen et al., 2004). L'identification de ce type de signature chimique sur des échantillons prélevés par forage océanique permet de mettre en évidence des zones de production ou de migration de fluides le long de drains stratigraphiques ou structuraux (voir paragraphe II.3.2.2).

Entre environ 60°C et 150°C, soit entre 20 à 40 kilomètres de la fosse (Spinelli et Saffer, 2004 ; Saffer et al., 2008 ; Saffer et Tobin, 2011), les principales sources de fluides sont les transformations diagénétiques ou métamorphiques de basse température de la smectite en illite (Moore et Vrolijk, 1992 ; Saffer et Tobin, 2011) et, dans une moindre mesure, de l'opale-A (amorphe) biogénique, présente dans les diatomées, les radiolaires ou le verre volcanique, en opale-CT (cristobalite - tridymite) puis en quartz (Kameda et al., 2012). La formation d'huile et de gaz à partir de kérogène se produit également dans cette gamme de température (Moore et Vrolijk 1992) mais reste très minoritaire dans les zones de subduction. Dans le détail, la diagenèse de l'opale en quartz démarrerait autour de 45°C, présenterait un pic autour de 80°C-90°C et se terminerait entre 100°C et 130°C (Kameda et al., 2012, 2015). L'illitisation, qui nécessite une source de K^+ (dissolution de feldspaths potassiques ou de micas par exemple), démarrerait autour de 60°C (Hower et al., 1976 ; Kastner et al., 1991) ou 70°C (Boles et Franks, 1979 ; Moore et al., 2007) et présenterait deux pics de production d'eau liée entre ~85°C-95°C puis ~120°C-130°C (Perry et Hower, 1972), bien que cette réaction soit plus généralement admise entre 100°C et 150°C (Hyndman et al., 1997 ; Saffer

et Wallace, 2015). La déshydratation de l'opale interviendrait donc à plus faible profondeur et à plus grande proximité de la fosse que la déshydratation de la smectite en illite (Saffer et Wallace, 2015). Néanmoins, il est admis que l'illitisation produit plus d'eau liée (~35% du volume initial) que la transformation de l'opale en quartz (~23% du volume initial) car la smectite est plus hydratée que l'opale-A (Moore et Vrolijk, 1992). De plus, les sédiments entrant en subduction sont généralement des argilites caractéristiques des environnements pélagiques ou hémipélagiques, riches en argiles et particulièrement en smectite (jusqu'à 45-50% de leur masse totale) et contiennent peu d'opale en comparaison (Underwood, 2007) (voir paragraphe II.3.3.2.3).

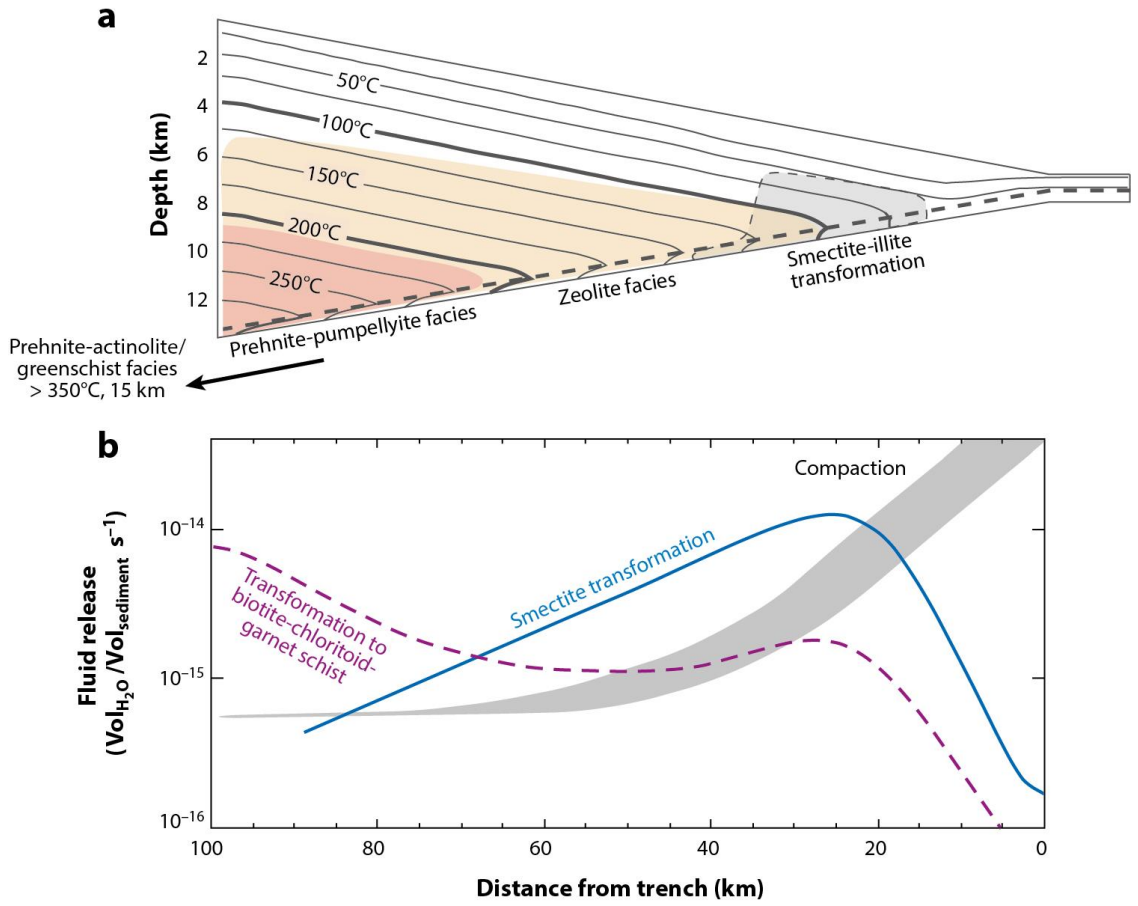


Figure 18 : Distributions schématiques (a) des isothermes de température et des fenêtres diagénétiques et métamorphiques associées ; (b) de la production de fluides issus de la compaction mécanique et de réactions diagénétiques et métamorphiques en fonction de la distance à la fosse, exemple de la zone de subduction de Nankai (modifié d'après Saffer et Tobin, 2011).

Plus en profondeur et à plus grande distance de la fosse, des réactions de déshydratation métamorphiques de plus haute température produisent de l'eau liée (Kerrick et Connolly, 2001 ; Hacker et al., 2003 ; Saffer et Tobin, 2011 ; Kastner et al., 2014 ; Fagereng et al., 2018), notamment

la transition vers les schistes à chlorites entre 100°C-225°C et à biotites, chlorites et grenat entre 225°C et 300°C (Figure 18). Entre 200°C et 400°C, soit entre 20-30 kilomètres de profondeur à ~120-150 kilomètres de la fosse vers le continent, des fluides supplémentaires sont libérés par l'effondrement des pores du basalte, puis par la déshydratation des zéolites en minéraux du faciès métamorphique schiste vert au-dessus de 400°C.

II.3.2. Mécanismes hydrogéologiques à l'origine du mouvement ou du piégeage des fluides

II.3.2.1. Les marqueurs de la circulation de fluides

Dans les marges actives, de nombreux témoins du transport des fluides vers la surface ont été mis en évidence jusqu'à 60 kilomètres de la fosse vers le continent, comme la présence de *pockmarks*, monts sous-marins, de volcans de boue et de suintements sur le plancher océanique (Hensen et al., 2004 ; Sahling et al., 2008 ; Barnes et al., 2010 ; Greinert et al., 2010 ; Plaza-Faverola et al., 2014), parfois à proximité immédiate de failles telles que les failles satellitaires ou les chevauchements hors séquence (Silver et al., 2000 ; Hensen et al., 2004 ; Sahling et al., 2008 ; Ranero et al., 2008 ; Kluesner et al., 2013). Ces témoins peuvent également être des anomalies chimiques (voir IV.1.5), thermiques ou biologiques spécifiques identifiées dans des forages océaniques (Bekins, 1995 ; Hensen et al., 2004). De plus, l'observation de veines de quartz contenant des inclusions fluides de faible salinité dans des zones de failles d'anciens prismes émergés (Fisher et al., 1995 ; Kondo et al., 2005) suggère une circulation de fluides issus de réactions de déshydratation minéralogiques dans ces drains structuraux. Enfin, quelques mesures directes de flux ont été réalisées grâce à la mise en place d'observatoires de puits, comme des Circulation Obviation Retrofit Kit (CORKs) (Becker et al., 1997 ; Becker et Davis, 2005 ; Davis et al., 2011 ; 2013 ; Saffer et al., 2017) ou des Long-Term-Borehole-Monitoring-Systems (LTBMSs) (Araki et al., 2017) ou dans des puits industriels (Sibson et Rowland, 2003).

II.3.2.2. Des circulations de fluides localisées et transitoires

II.3.2.2.1. Anisotropie de perméabilité

Dans les zones de subduction, de forts contrastes de perméabilité ont été mesurés entre les zones de failles et les sédiments (Figure 19). Les perméabilités les plus élevées (10^{-13} et 10^{-15} m²) ont été relevées par forage dans des zones de failles actives peu profondes (<1 km). Ces zones de failles perméables constituent des drains structuraux verticaux essentiels pour la circulation des fluides vers le plancher océanique comme le montrent notamment les zones d'épanchement de fluides

relevées sur les fonds marins à proximité de celles-ci (Henry et al., 2002 ; Saffer & Tobin, 2011). Le décollement semble aussi développer des perméabilités du même ordre de grandeur, relativement élevées par rapport aux sédiments voisins (Henry et LePichon, 1991). Les perméabilités mesurées dans des sédiments prélevés dans différentes zones de subduction lors des campagnes IODP sont 2 à 4 ordres de grandeur plus faibles que celle des failles et fortement dépendantes de la lithologie, de la minéralogie, de la taille des grains et de l'histoire d'enfouissement (Saffer et McKiernan 2005 ; Ikari et al., 2009 ; Gamage et al., 2011). En particulier, les argilites riches en smectites se caractérisent par une perméabilité particulièrement faible par rapport aux autres sédiments, notamment les silts et sables riches en quartz (Ikari et al., 2009, 2018).

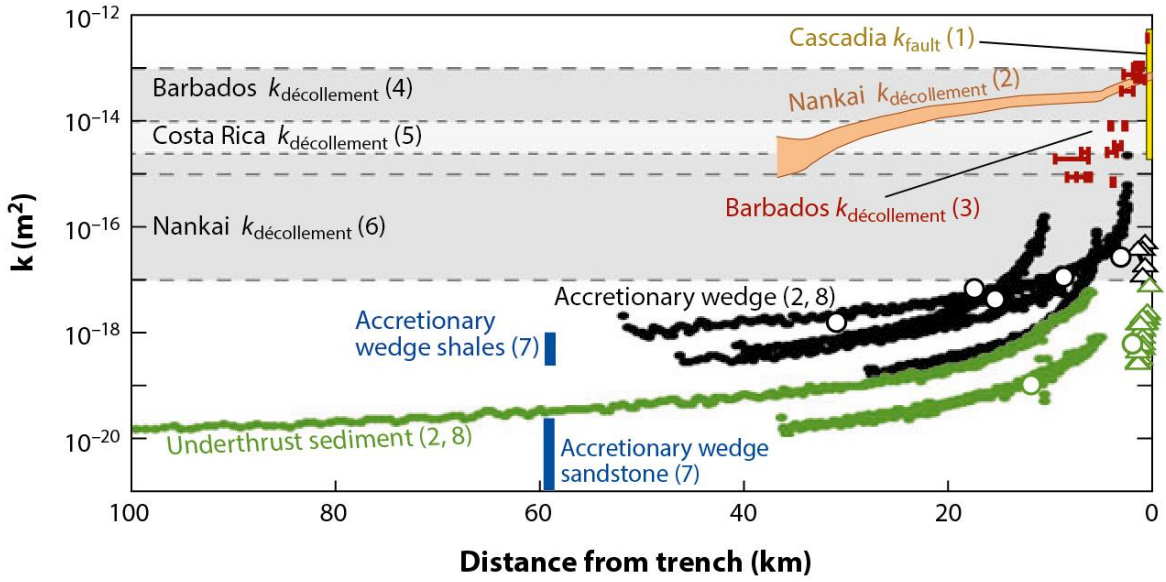


Figure 19 : Distribution des perméabilités mesurées dans les sédiments ou les zones de failles de différents domaines structuraux des zones de subduction des Cascades, de Nankai et de la Barbade en fonction de la distance à la fosse (Saffer et Tobin, 2011). Les numéros indiquent les références des données (voir Saffer et Tobin, 2011). La forme des figurés fait référence à la méthode mise en œuvre pour la mesure de perméabilité : cercles ouverts et triangles pour les mesures de flux, cercles fermés pour les tests de consolidation.

Ainsi, la perméabilité et la porosité d'argilites-siltites varient de 10^{-16} m² et >50% respectivement au niveau de la fosse à 10^{-20} m² et <10% 20 à 40 kilomètres plus loin en direction du continent (Figure 19). Les zones de failles et les sédiments peu compactés forment des drains structuraux et sédimentaires qui contrôlent les flux de fluides (Moore, 1989 ; Carson et Screaton, 1998), par opposition aux sédiments enfouis et plus compactés (Figure 20), qui limitent les circulations de fluides vers ces drains et favorisent le développement de surpressions de fluides (Neuzil, 1995 ; Saffer et Bekins 2002). D'autres facteurs, comme une orientation préférentielle des grains ou le litage sédimentaire contribuent aussi aux anisotropies de perméabilité (Saffer et Tobin, 2011).

II.3.2.2.2. Hétérogénéité spatiale et temporelle des flux

Cette distribution hétérogène des perméabilités est exacerbée d'une part, par la compaction des sédiments avec l'enfouissement à mesure que la profondeur et la distance à la fosse augmentent et d'autre part, par les contrastes de composition et d'épaisseur des sédiments entrant selon que la marge soit en accrétion ou en érosion. En conséquence, la circulation vers le plancher océanique des fluides issus de la plaque inférieure s'effectuerait essentiellement (jusqu'à 400 mm/an) le long de drains stratigraphiques (comme le décollement) et structuraux (comme les failles satellitaires ou chevauchements hors séquence), et, dans une moindre mesure (<1-40 mm/an), de manière diffuse à travers les sédiments (Figure 20) (Gamage et al., 2011 ; Saffer et Tobin, 2011).

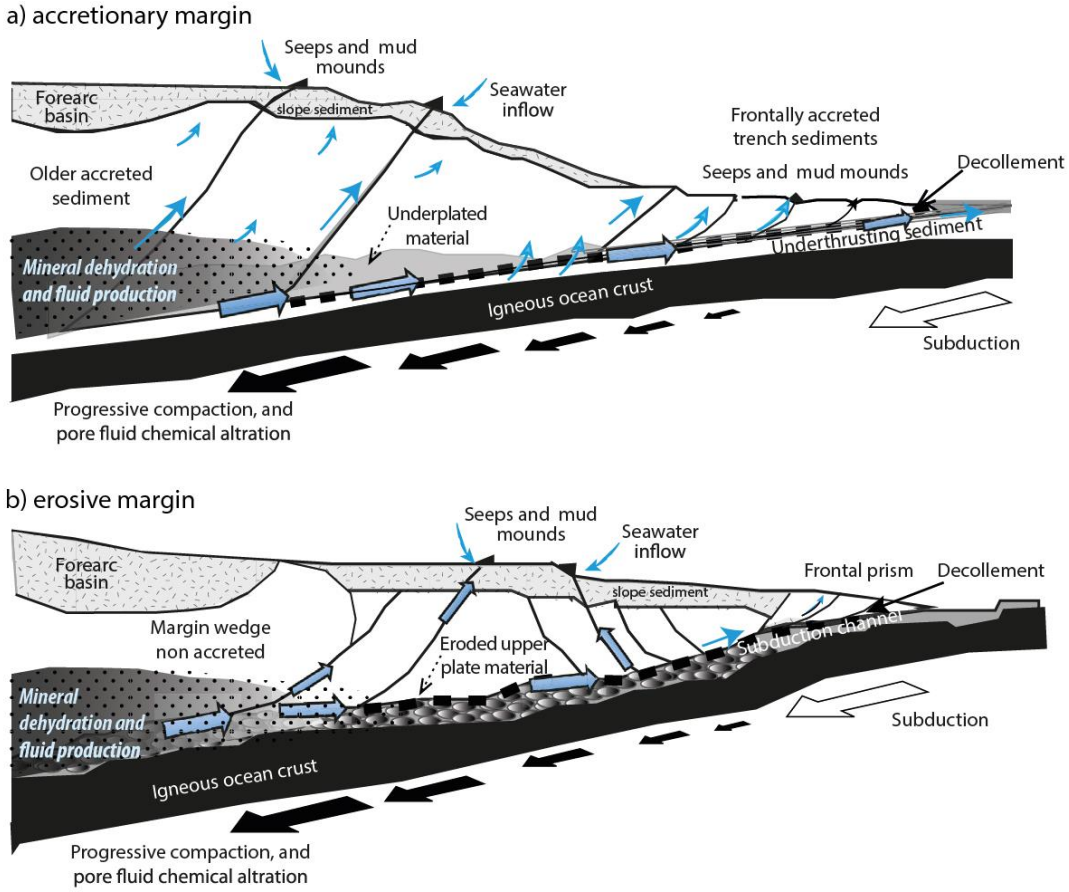


Figure 20 : Processus hydrologiques affectant les marges actives a) en accrétion et b) en érosion (Kastner et al., 2014). La production de fluides augmente avec la distance à la fosse par compaction des sédiments entrant et déshydratation minéralogiques (flèches noires). Les flèches bleues montrent les circulations de fluides avec une taille proportionnelle à l'importance du flux. Dans le cas des marges en accrétion, la circulation des fluides se fait principalement le long du décollement (ligne en pointillés noirs épais) ou dans les sédiments grossiers sous-charriés, alors que dans les marges érosives ou sans accrétion, la circulation des fluides se fait essentiellement à travers le décollement et les zones de failles.

D'autre part, certaines observations comme le contrôle de la contrainte effective sur la perméabilité (Rice, 1992 ; Bourlange et Henry, 2007), la détection et la modélisation de flux rapides transitoires de fluides sur la base d'anomalies chimiques et thermiques localisées au niveau de failles (Bekins et al., 1995 ; Saffer et Bekins, 1998 ; Spinelli et al., 2006 ; Solomon et al., 2009) ou l'observation de veines de type *crack-seal* (Labaume et al., 1997) suggèrent que les failles pourraient développer des perméabilités très élevées de manière transitoire et ainsi permettre des circulations de fluides par pulses. Néanmoins, la récurrence de ces pulses est très variée et reste encore mal comprise. Elle serait comprise entre plusieurs dizaines à centaines d'années selon les anomalies géochimiques et thermiques (Bekins et al., 1995 ; Henry, 2000 ; Spinelli et al., 2006) et quelques mois pour les pulses coïncidant avec des SSEs (Solomon et al., 2009 ; Wallace et Beavan, 2010 ; Wallace et al., 2016a).

II.3.3. Interactions entre fluides et sismicité

II.3.3.1. Pressions et surpressions de fluides

II.3.3.1.1. Définition

La distribution des fluides dans les marges actives est reflétée par celle des pressions de fluides. La pression de fluide peut atteindre des valeurs supérieures à celles de la pression hydrostatique (correspondant au cas parfaitement drainé), parfois proche de celles de la pression lithostatique : on parle alors de surpression de fluide. Les surpressions de fluide se développent généralement lorsqu'un déséquilibre entre influx et efflux de fluides se met en place dans des sédiments dont la perméabilité est trop faible pour permettre l'évacuation des fluides issus de la compaction mécanique ou de réactions de déshydratation diagénétiques ou métamorphiques (Moore et Vrolijk, 1992 ; Saffer et al., 2000 ; Saffer, 2003, 2007 ; Saffer et Tobin, 2011).

La pression de fluide augmente proportionnellement à la charge des sédiments en fonction de leur déformabilité (Figure 21) (Shi et Wang, 1985 ; Le Pichon et al., 1993 ; Raimbourg et al., 2011). Les sédiments facilement déformables se compactent sous l'effet d'une faible augmentation de contrainte effective. En conséquence, toute augmentation de la charge (même faible) est directement transférée des grains au fluide interstitiel, entraînant une augmentation instantanée de la pression de fluides. Au contraire, si les sédiments sont peu déformables (par exemple, s'ils sont déjà bien consolidés), les grains peuvent supporter une augmentation de contrainte effective importante avant de se compacter de sorte que seule une partie de la charge est transmise au fluide interstitiel, d'où une plus faible augmentation de pression de fluide. Ainsi, l'évolution du profil de pression de fluide au cours du temps dépend de l'équilibre entre les flux de fluides contrôlés par la perméabilité et l'état de compaction qui dépend des propriétés mécaniques des sédiments.

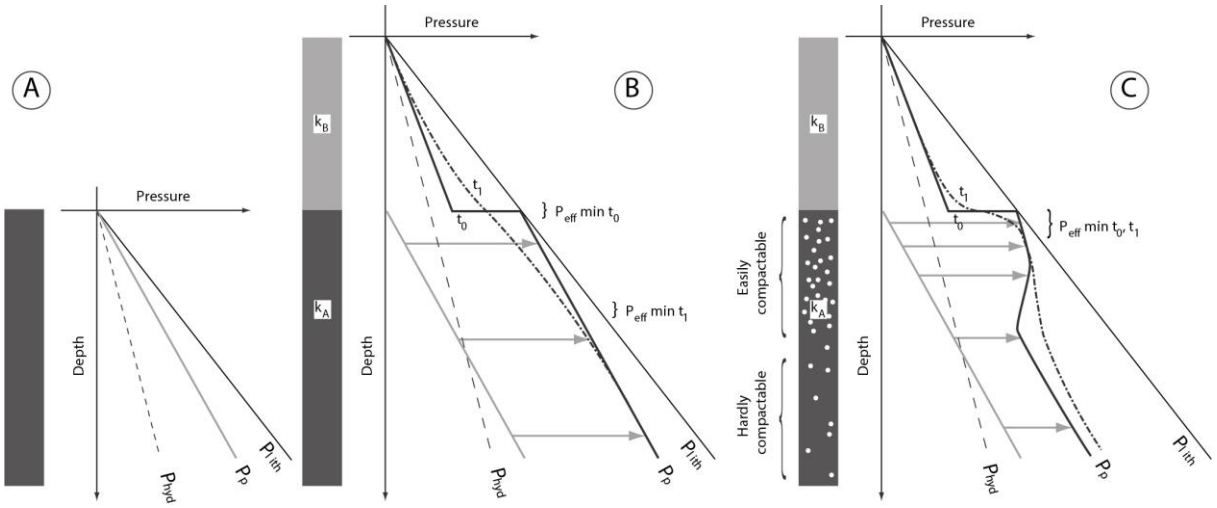


Figure 21 : Evolution de la pression de fluide P_p dans des argilites hémipélagiques très peu perméables (k_A, gris foncé) A) avant chargement puis après chargement rapide induit par un dépôt de turbidites de fosse perméables (k_B, gris clair) dans le cas B) d'une compaction instantanée (cas simple) ou C) d'une compaction différentielle selon leur déformabilité (Raimbourg et al., 2011). P_{hydr} est la pression hydrostatique, P_{eff} la pression effective et P_{lith} la pression lithostatique. Les flèches grisses correspondent à la surpression de fluide.

II.3.3.1.2. Méthodes de quantification

La pression de fluide est un paramètre qui reste difficile à quantifier directement dans les environnements complexes que représentent les marges actives (Saffer, 2003, 2007 ; Saffer et Tobin, 2011 ; Flemings et Saffer, 2018). A l'heure actuelle, les mesures *in situ* restent encore rares et se limitent à la partie externe et peu profonde des zones de subduction. La plupart sont été réalisées avec des capteurs de type Circulation Obviation Retrofit Kit (CORKs) à la Barbade (Becker et al., 1997), au Costa Rica (Solomon et al., 2009), au Japon (Davis et al., 2006, 2009 ; Saffer et al., 2013), et plus récemment dans la marge nord d'Hikurangi où deux CORKs ont été installés dans des forages des expéditions IODP 372-375 (Saffer et al., 2017). Néanmoins, l'accès aux données n'est pas aisé car un véhicule sous-marin téléguidé doit être déployé. Ce problème a récemment été contourné dans la marge de Nankai où des Long-Term-Borehole-Monitoring-Systems (LTBMSs) ont été installés lors de différentes expéditions du programme NanTroSEIZE en 2010, 2016 et 2018 (Tobin et Kinoshita, 2006 ; Araki et al., 2017, 2018 ; Ariyoshi et al., 2021) et connectés au Dense Oceanfloor Network System for Earthquakes and Tsunamis (DONET), un réseau de sismosmètres déployé sur le plancher océanique et permettant d'accéder aux mesures en temps réel depuis le continent et sur le long terme.

Plus généralement, sous le prisme où la contrainte est supposée uniaxiale verticale, la pression de fluide est estimée à partir de mesures discrètes de puits ou d'échantillons comme la porosité

(méthode utilisée dans cette étude, voir paragraphe IV.4.2.6) (Screaton et al., 2002 ; Saffer, 2003 ; Conin et al., 2011), la vitesse de propagation des ondes P et S (Cochrane et al., 1994 ; Tsuji et al., 2014), ou encore la contrainte effective maximale subie par l'échantillon, déterminée expérimentalement (Saffer, 2003, 2007 ; French et Morgan, 2020).

L'estimation peut être étendue latéralement et verticalement sur plusieurs dizaines de kilomètres (Saffer et Tobin, 2011) à partir des données de sismique réflexion comme la vitesse de propagation des ondes P (Vp) (Song et al., 2009 ; Peng et Gomberg, 2010) et son ratio avec celle des ondes S (Vs) Vp/Vs (Eberhart-Phillips et al., 2005, 2008), et la réflectivité (Calahorrano et al., 2008 ; Ranero et al., 2008 ; Tobin et Saffer, 2009 ; Moreno et al., 2014). Ainsi, certains réflecteurs dits HANP (*high-amplitude negative-polarity)* présentant une polarité négative et une forte amplitude, ou une faible Vp et un fort Vp/Vs par comparaison avec le cas hydrostatique (Bangs et al., 1990, 2009 ; Collot et al., 1996 ; Calahoranno et al., 2008 ; Kamei et al., 2012 ; Kitajima et Saffer, 2012 ; Plaza-Faverola et al., 2016) indiquent une sous-compaction induite par une teneur en fluides élevée (Dean et al., 2010).

Des pressions de fluide atteignant 65%-95% de la pression lithostatique ont été documentées dans les sédiments sous-charriés, le décollement ou à l'intérieur de certaines marges en accrétion (Saffer, 2003, 2007 ; Saffer et Tobin, 2011 ; Flemings et Saffer, 2018), ce qui est en accord avec les prédictions réalisées par des modèles hydrologiques numériques (Bekins et al., 1995 ; Saffer et Bekins, 1998, 2006 ; Ellis et al., 2015). Au niveau de la partie la plus externe de la marge comme au niveau du décollement, l'estimation (Bangs et al., 1990 ; Moore et Tobin, 1997 ; Tsuji et al., 2008) est plus complexe car les propriétés des sédiments sont difficiles à prédire, notamment en raison d'une lithologie hétérogène (*e.g.* : turbidites, cendres volcaniques) et d'une distribution des contraintes non-uniaxiale avec l'influence d'une compression latérale associée à la convergence des plaques (Saffer et Tobin, 2011 ; Raimbourg et al., 2011).

II.3.3.2. Surpressions de fluides et sismogenèse

II.3.3.2.1. Influence des pressions de fluides sur le comportement mécanique des failles

Le type de glissement exprimé par une faille est contraint par la contrainte normale effective σ_n' qui s'exerce sur cette faille. Dans le cas du méga-chevauchement, une faible contrainte normale effective favorise un glissement stable asismique, tandis qu'une contrainte normale effective élevée, favorisée par l'augmentation de l'enfouissement, la déshydratation et la consolidation des matériaux favorise la transition vers le régime sismique instable (Scholz, 1998). Or, une pression de fluide P_f

élevée diminue la contrainte de cisaillement nécessaire à la rupture d'une faille dans la mesure où, en s'opposant à la contrainte normale σ_n (verticale dans le cas de la séquence sédimentaire entrante), elle diminue la contrainte normale effective σ_n' (Hubbert et Rubey, 1959 ; Davis et al., 1983) :

$$\tau = C + \sigma_n' \mu$$

avec C la cohésion, μ le coefficient de frottement et $\sigma_n' = \sigma_n - P_f$.

De ce fait, la distribution des pressions de fluides dans les zones de subduction module le comportement mécanique des roches (notamment la réponse des sédiments à la compaction, voir paragraphe IV.4.2.6) et des zones de failles, y compris le méga-chevauchement. Elle contrôle ainsi le type de déformation et de glissement et donc le risque sismique et de tsunami (Saffer et Tobin, 2011 ; Flemings et al., 2018).

II.3.3.2.2. Contrôle des pressions de fluide sur l'architecture mécanique du méga-chevauchement

De nombreuses observations indirectes suggèrent que les fluides favorisent les glissements lents et que des pressions de fluides élevées sont à l'origine du régime conditionnellement stable qui caractérise les zones de transition où ils nucléent, de part et d'autre de la zone sismogène (Liu et Rice, 2007). L'observation de relations entre la présence de fluides et les zones sources de SSEs, suggérée soit par l'identification de réflecteurs sismiques de forte amplitude et de faible Vp à proximité des zones sources de SSEs ou soit par la corrélation de SSEs avec des pics transitoires de la pression de fluide à Nankai (Bangs et al., 2009 ; Tobin et Saffer, 2009 ; Kamei et al., 2012 ; Araki et al., 2017; Ariyoshi et al., 2021), au Costa Rica (Saffer, 2003 ; Sahling et al., 2008 ; Bangs et al., 2015), au Mexique (Song et al., 2009), aux Cascades (Rogers et Dragert, 2003; Wech et al., 2009) et à Hikurangi (Bell et al., 2010, 2014 ; Eberhart-Phillips et Bannister, 2015), suggère que les SSEs sont favorisés par des pressions de fluide élevées proches de la pression lithostatique (Scholz, 1998 ; Kodaira et al., 2004 ; Song et al., 2009 ; Bell et al., 2010). Ces observations sont supportées par les études numériques et en laboratoire qui montrent que les glissements transitoires asismiques comme les SSEs requièrent des contraintes effectives particulièrement faibles et un régime conditionnellement stable (Yoshida et Kato, 2003 ; Mitsui et Hirahara, 2006 ; Liu et Rice, 2007 ; Colella et al., 2011 ; Gray et al. 2019). De plus, les tremors qui peuvent accompagner les SSEs ont été reliés à des réactions de déshydratation et des circulations de fluides (Obara, 2002 ; Brown et al., 2005 ; Hirose et Obara, 2004 ; Obara et Hirose, 2006 ; Schwartz et Rokosky, 2007) ou à des pressions de fluide élevées qui pourraient faciliter le cisaillement le long de l'interface de plaque

(Shelly et al., 2006).

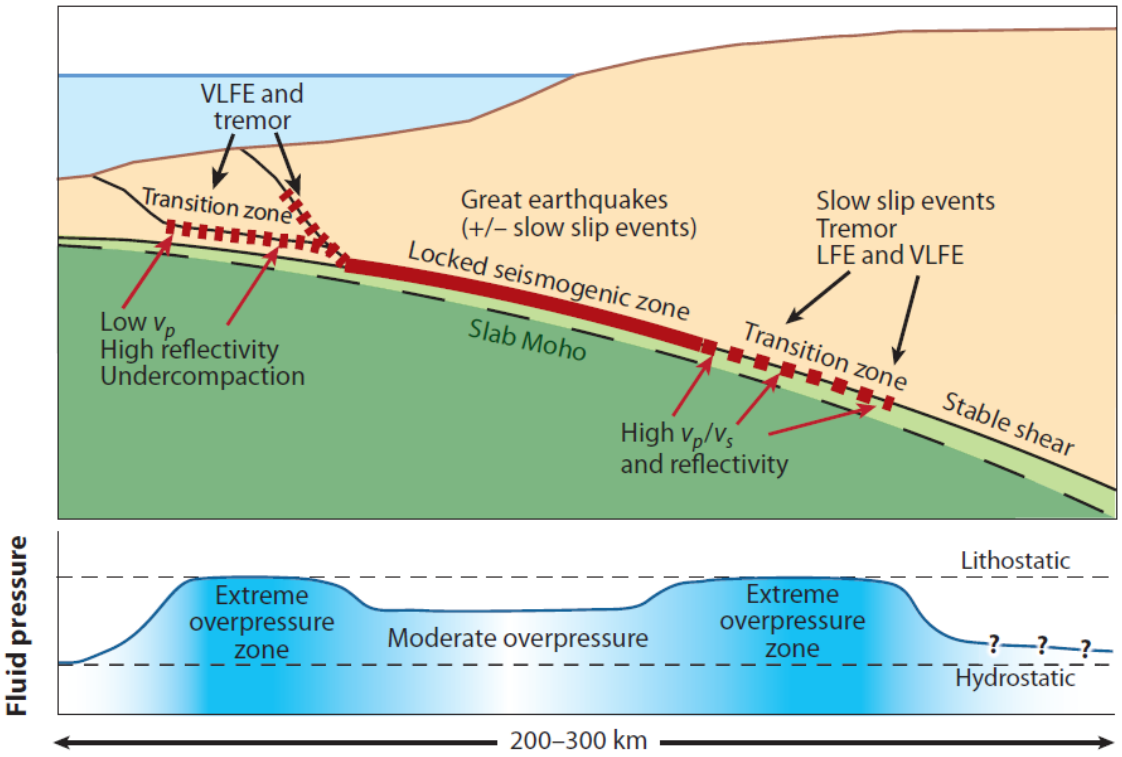


Figure 22 : Modèle de distribution de la pression de fluide le long du méga-chevauchement de Saffer et Tobin (2011) et relation avec les domaines de friction et leurs propriétés géophysiques.

Ainsi, Saffer et Tobin (2011) proposent un modèle de distribution de pression de fluides le long du méga-chevauchement en relation avec le régime et le type de glissement exprimé (séisme lent ou séisme normal) (Figure 22). Dans ce modèle, les zones de transition développent de fortes surpressions de fluide favorables à l'acquisition d'un régime conditionnellement stable et à la formation de séisme lents, par opposition avec la zone sismogène qui développe une surpression de fluide modérée, favorable au développement d'un régime instable et à la nucléation de séismes.

II.3.3.2.3. Rôle des fluides et des pressions de fluides dans la mise en place du décollement

Dans la zone d'avant-arc de la Barbade (Shipley et al., 1994 ; Moore et al., 1998 ; Bangs et al., 1999), du Costa Rica (Shipley et al., 1990), des Cascades (Cochrane et al., 1994), de la transversale Muroto de Nankai (Moore et Shipley, 1993 ; Bangs et al., 2004 ; Mikada et al., 2005) et de la marge Nord de Sumatra (Dean et al., 2010 ; Gulick et al., 2011 ; Geersen et al., 2013), le décollement coïncide avec un réflecteur de forte amplitude et de polarité négative (réflecteur *HANP*). Le réflecteur

HANP est interprété comme un horizon de faible densité, plus poreux, perméable et riche en fluides (Dean et al., 2010) que les sédiments du prisme, caractérisé par une faible porosité et des pressions de fluides modérées, et les sédiments sous-charriés, très poreux et surpressurisés (Raimbourg et al., 2011). Cette relation indique que décollement correspond à un horizon fracturé avec une pression de fluide très supérieure à celle des sédiments voisins, le long duquel des fluides produits plus en profondeur circulent préférentiellement vers la surface (voir paragraphe II.3.2.2.2) (Henry et Le Pichon, 1991 ; Raimbourg et al., 2011 ; Saffer et Tobin, 2011). Cette pression de fluide élevée induirait une réduction de la contrainte normale effective et une faiblesse apparente (Hubbert et Rubey, 1959 ; Davis et al., 1983) qui favoriserait la mise en place de failles et de fractures le long de cet horizon (Raimbourg et al., 2011).

En revanche, il est difficile de suivre l'évolution de cette discontinuité au-delà du chevauchement frontal, sous la zone de proto-chevauchement où le proto-décollement se met en place (Dean et al., 2010 ; Raimbourg et al., 2011). Pourtant, il est essentiel de déterminer la position du proto-décollement dans la mesure où elle joue un rôle essentiel dans l'acquisition des propriétés de friction du méga-chevauchement et le risque sismique et de tsunami associé (Olsen et al., 2020). Cette position peut contrôler le taux d'accrétion donc avoir un effet sur la dynamique de croissance, la morphologie et la structure du prisme (von Huene et Scholl, 1991 ; Raimbourg et al., 2011 ; Olsen et al., 2020) dans les marges en accrétion, et sur le taux d'érosion (Cloos et Shreve, 1988) dans les marges en érosion et la topographie de l'interface de subduction.

Le proto-décollement se forme préférentiellement dans la moitié inférieure de la séquence sédimentaire entrante au niveau de la fosse, dans des lithologies peu résistantes ou dans les séquences pélagiques basales caractérisées par une pression de fluide élevée (Bangs et al., 1990 ; 2004, 2009 ; Kopf et Brown, 2003 ; Dean et al., 2010 ; Kopf, 2013), avec une configuration propre à chaque zone de subduction (Ikari et al., 2018). Dans certains cas, comme dans la fosse du Japon à l'est du Japon, au Costa Rica et à la Barbade, la formation du décollement semble contrôlée par la lithologie et correspond à un intervalle d'agilites hémipélagiques riche en smectite et donc caractérisé par un coefficient de frottement plus faible que celui des sédiments voisins (Deng et Underwood, 2001 ; Underwood, 2007 ; Kopf, 2013 ; Ikari et al., 2018). A la Barbade, cet intervalle est fin et correspond à des argilites riches en smectites et en radiolaires dans une séquence d'argilites hémipélagiques peu consolidées (Moore et al., 1998 ; Underwood et Deng, 1997). Au Costa Rica, le décollement se trouve dans la partie supérieure de la séquence sédimentaire entrante où il correspond à un épais (100-200 mètres) intervalle d'argilites hémipélagiques peu consolidées riches en smectites et diatomées peu résistantes, par opposition avec les faciès carbonatés pélagiques voisins composés de craie et de boue calcaire à nannofossiles, plus résistants (Underwood, 2007 ;

Ikari et al., 2018). Néanmoins, dans d'autres cas, comme à Nankai, la position du décollement dans des argilites silteuses hémipélagiques de l'unité inférieure du bassin de Shikoku aux transects Muroto et Ashizuri (Underwood, 2007), résulte d'une combinaison d'effets lithologiques, diagénétiques et hydrologiques impliquant une cimentation complexe et une pression de fluide élevée (Ikari et al., 2018). De plus, lorsque la plaque inférieure se caractérise par une croûte océanique avec une topographie marquée, la subduction de reliefs comme les monts sous-marins ou les rides peut entraîner une remontée du décollement si la séquence sédimentaire entrante comporte un autre horizon mécaniquement faible ou surpressurisé, comme observé au Chili (Contreras-Reyes et Carrizo, 2011) et à Nankai (Bangs et al., 2006 ; Moore et al., 2009 ; Morgan et Bangs, 2017).

II.3.3.3. Facteurs régulant la pression de fluide

II.3.3.3.1. Composition, épaisseur, propriétés physiques et hydrogéologiques des sédiments entrant et thermicité

Le développement d'une surpression de fluide est favorisé par l'interaction de paramètres qui privilégient, d'une part, la production de fluides par déshydratation mécanique et minéralogique des sédiments et, d'autre part, la rétention des fluides produits. Parmi ces paramètres se trouvent la composition, l'épaisseur (fonction du taux de sédimentation et de la cinématique des plaques), les propriétés physiques et hydrogéologiques des sédiments entrants (Underwood, 2007), la composition et les propriétés physiques et hydrogéologiques de la croûte océanique (Ikari et al., 2018) et la structure thermique du système (Saffer et Tobin, 2011).

La lithologie et la minéralogie conditionnent plusieurs paramètres qui influent sur la pression de fluide. Premièrement, la lithologie (en particulier la taille des grains) va moduler la porosité et la perméabilité des sédiments et donc la production et la rétention de fluides en réponse à la compaction mécanique, fonction de la déformabilité de la séquence sédimentaire entrante (Gamage et al., 2011 ; Raimbourg et al., 2011). Cette réponse mécanique dépend de l'enfouissement et donc de la dynamique des plaques en convergence et du taux de sédimentation. De plus, la composition minéralogique, et plus particulièrement la teneur en minéraux hydratés (*i.e.* la teneur en smectites) va conditionner, en fonction de la structure thermique de la marge, la production d'eau liée et les contrastes de résistance au cisaillement des sédiments (Underwood, 2007 ; Kopf, 2013 ; Ikari et al., 2018). Ainsi, parmi les sédiments entrant dans les systèmes de subduction, les argilites riches en smectites, au fort potentiel de production de fluides par compaction mécanique et par illitisation, sont particulièrement susceptibles de développer des surpressions de fluide par comparaison avec

les silts et sables riches en quartz, plus perméables (Ikari et al., 2018). Dans les zones de subduction où le gradient géothermique est modéré, le développement d'une pression de fluide élevée est essentiellement contrôlé par les réactions de déshydratation minéralogiques qui interviennent à plus forte profondeur que dans les zones de subduction où le gradient géothermique est plus élevé (Saffer et Tobin, 2011). Dans le premier cas, ces processus interviendront plutôt dans la croûte océanique altérée et/ou à la base de la séquence sédimentaire entrante qui est alors plus compactée alors que dans le second cas où ces processus interviendraient dans la couverture sédimentaire.

II.3.3.3.2. Topographie de la plaque inférieure

Il a été proposé que dans la marge de Nankai et dans la partie nord de la marge d'Hikurangi, la subduction de reliefs formés dans la partie supérieure de la croûte océanique de la plaque inférieure comme des monts sous-marins ou des rides peut former des anomalies géomécaniques et hydrogéologiques. Cela peut favoriser le développement local de pressions de fluide élevées dans les sédiments adjacents, souvent associée à une forte compaction des sédiments voisins (Sun et al., 2020), au développement d'un réseau de failles (Barnes et al., 2020) et à l'initiation de séismes lents superficiels comme des SSEs (Bell et al., 2010 ; Geersen et al., 2013 ; Bassett et al., 2014 ; Ellis et al., 2015 ; Todd et al., 2018). Ces pressions de fluides élevées au niveau des flancs des monts sous-marins par exemple pourraient contribuer à la migration du décollement vers de plus faibles profondeurs, contribuant à maintenir un chevauchement frontal superficiel (Morgan et Bangs, 2017). Selon les modélisations numériques de Sun et al. (2020), la subduction de monts sous-marins induit une contrainte, une compaction et un drainage accrus dans les sédiments au voisinage de la base du mont sous-marin qui est propice au développement de surpressions de fluides. Par comparaison, les sédiments situés au-dessus du mont sous-marin seraient moins sollicités mécaniquement et moins compactés. Ces hypothèses n'ont néanmoins pas encore été investiguées et font l'objet d'un projet de campagne de forage océanique et d'instrumentation dans la région de Hyuga-Nada, au sud du Japon, entre les fosses de Nankai et des Ryūkyū (Nakata et al., 2020).

II.3.3.3.3. Déformation et sismicité (modèle de faille-valve)

L'observation après un méga-séisme de l'augmentation du rapport Vp/Vs (Husen et Kissling, 2001), de l'activité sismique (Nippress et Rietbrock, 2007 ; Nakajima et al., 2013) et de l'état de contrainte (Sibson, 2013) au-dessus du méga-chevauchement dans la zone d'avant-arc suggère que l'activité sismique reflèterait le rôle de drain de certaines failles et a fait appliquer le modèle de faille-valve (Figure 23a) au méga-chevauchement (Koerner et al., 2004).

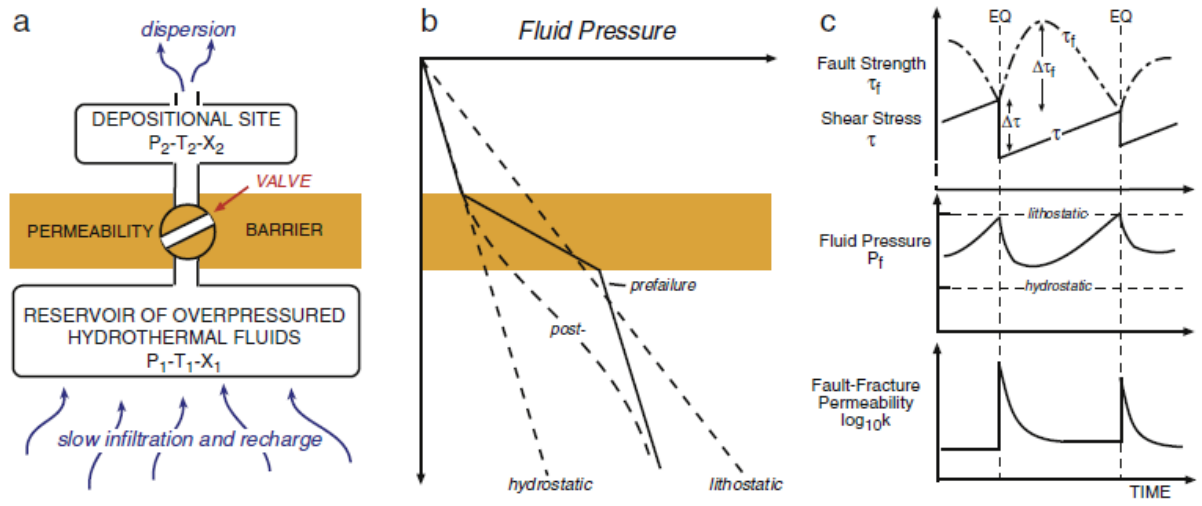


Figure 23 : Modèle générique de faille valve avec a) accumulation de fluides hydrothermaux sous une barrière de perméabilité rompue ponctuellement par la mise en place de failles et de fractures permettant un transfert des fluides vers un site de dépôt, b) variation de la pression de fluide au cours du cycle de charge-décharge avant et après la rupture de la barrière, et c) variation de la résistance, de la contrainte cisaillante, de la perméabilité et de la pression de fluide au cours du cycle de charge-décharge (Sibson, 2013).

Selon ce modèle, la pression de fluide fluctue au cours du cycle sismique (Sibson, 1990, 2013 ; Nakajima et Uchida, 2018 ; Warren-Smith et al., 2019). Lors de la phase de charge, les fluides s'accumulent, piégés sous une « barrière » de très faible perméabilité et la pression de fluide augmente jusqu'à atteindre une valeur maximale juste avant la rupture. La rupture de la barrière par fracturation hydraulique permet la migration des fluides à travers la barrière. La pression de fluide chute (Figure 23b) jusqu'à ce que le système soit rescellé au bout de plusieurs semaines à plusieurs mois (par exemple, par précipitation hydrothermale) et que les fluides s'accumulent à nouveau (Warren-Smith et al., 2019) (Figure 23c). L'étude de la micro-sismicité et du glissement au cours de cycles de SSEs à Nankai et dans la marge nord d'Hikurangi suggère que ce type de drainage pourrait également s'effectuer au niveau de zones sources de SSEs dans lesquelles le méga-chevauchement est supposé être en régime conditionnellement stable (Figure 24) (Nakajima et Uchida, 2018 ; Warren-Smith et al., 2019). Néanmoins, dans le cas de cycles sismiques ou de SSEs, les fluctuations de la pression de fluide ont jusqu'à présent été diagnostiquées de manière indirecte (Warren-Smith et al., 2019).

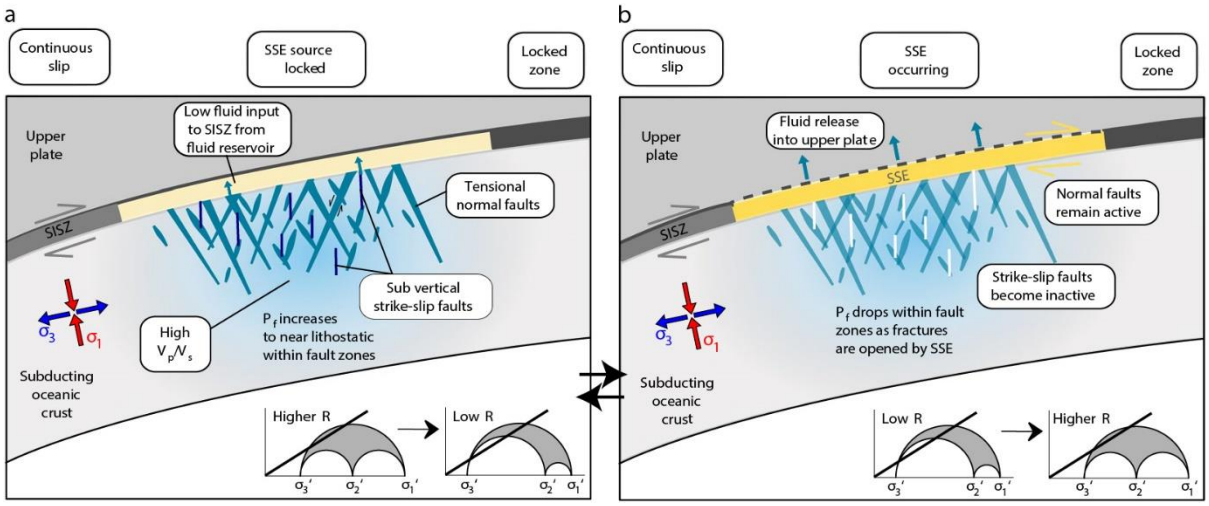


Figure 24: Application du modèle de faille-valve au méga-chevauchement dans une zone source de SSE avec a) accumulation de fluides et augmentation de la pression de fluide P_f sous cette zone source entre deux SSEs et b) libération de fluides pendant un SSE avec diminution de P_f. SISZ : Subduction Interface Shear Zone. R est le ratio de contrainte inversement proportionnel à P_f ($R = \frac{\sigma_1-\sigma_2}{\sigma_1-\sigma_3}$), voir Warren-Smith et al., 2019 pour plus de détail (modifié d'après Warren-Smith et al., 2019).

Ainsi, il est essentiel de caractériser la composition, les propriétés physiques et hydrologiques de la plaque inférieure pour déterminer la distribution des zones sources de fluides, les zones de circulation de fluides et les zones pouvant développer des surpressions de fluide. Dans la marge nord de Sumatra en Indonésie et dans la marge nord d'Hikurangi en Nouvelle-Zélande, cette étude se propose ainsi de déterminer l'influence de cette distribution sur le comportement mécanique et le type de déformation associée qui contrôle le potentiel sismique et de tsunami.

Chapitre III : Contexte géologique des zones d'étude

III.1. La marge Nord de Sumatra

III.1.1. Contexte géodynamique

La limite entre les plaques Indo-Australienne et de la Sonde se présente sous la forme d'une ceinture convergente d'environ 8 000 kilomètres qui s'étend du front himalayen à la Papouasie-Nouvelle-Guinée, en longeant l'est du Myanmar, des îles Andaman-Nicobar, Sumatra, puis le sud des îles de la Sonde (Sumba et Timor) avant de s'enrouler vers le nord au niveau des Îles des Moluques (Figure 25), accommodant le déplacement vers le nord-est des plaques indienne et Australienne vers la plaque Eurasienne (McCaffrey, 2009).

A l'est de Sumba, la lithosphère continentale de la plaque Australienne est subduite sous la lithosphère océanique de l'arc de Banda. A l'ouest de Sumba, la plaque Indo-Australienne plonge vers le nord-est sous la plaque de la Sonde sur ~5 500 kilomètres le long de la fosse de la Sonde, divisée (Natawidjaja et al., 2007) en trois sections :

- La section Andaman-Nicobar, du Myanmar aux îles Andaman-Nicobar, entre environ 15°N et 6°N de latitude ;
- La section de Sumatra qui s'étend sur ~300 kilomètres de large et 1 900 kilomètres de long entre 6°N et 8°S de latitude, subdivisée en trois segments ;
- La section de Java, entre Java et Sumba.

Au sud de Java, la plaque Australienne converge à une vitesse de ~68 mm/an de manière quasiment orthogonale à la fosse de la Sonde (Bock, 2003 ; Subarya et al., 2006 ; DeMets et al., 2010). La courbure de la fosse de la Sonde vers le nord au large de Sumatra et des îles Andaman-Nicobar, se traduit par une augmentation de l'obliquité et une diminution de la vitesse de convergence de la plaque Australienne puis de la plaque indienne vers le nord, à mesure que le mouvement de la plaque indienne se parallélise au front de chevauchement (McCaffrey, 2009 ; Shearer et Bürgmann, 2010 ; DeMets et al., 2010 ; Martin et al., 2014) (Figure 25). La plaque Australienne se déplace à une vitesse de ~60 mm/an vers 5°S de latitude au large de la partie centrale de Sumatra et de ~45-52 mm/an entre 0° et 5°N au nord de Sumatra (Jarrard, 1986 ; McCaffrey, 1991, 1992 ; Prawirodirdjo et al., 2000 ; Bock et al., 2003 ; McCaffrey, 2009 ; Meltzner et al., 2012). La vitesse de la Plaque indienne, plus faible, est de ~39 mm/an vers 5°S et ~37 mm/an vers 12°N (Martin et al., 2014 ; Fernandez-Blanco et al., 2016). L'obliquité de la convergence varie de 30° à 50° par rapport à la normale à la fosse et est à l'origine de la complexité tectonique et cinématique de la zone de subduction de Sumatra (Martin et al., 2014).

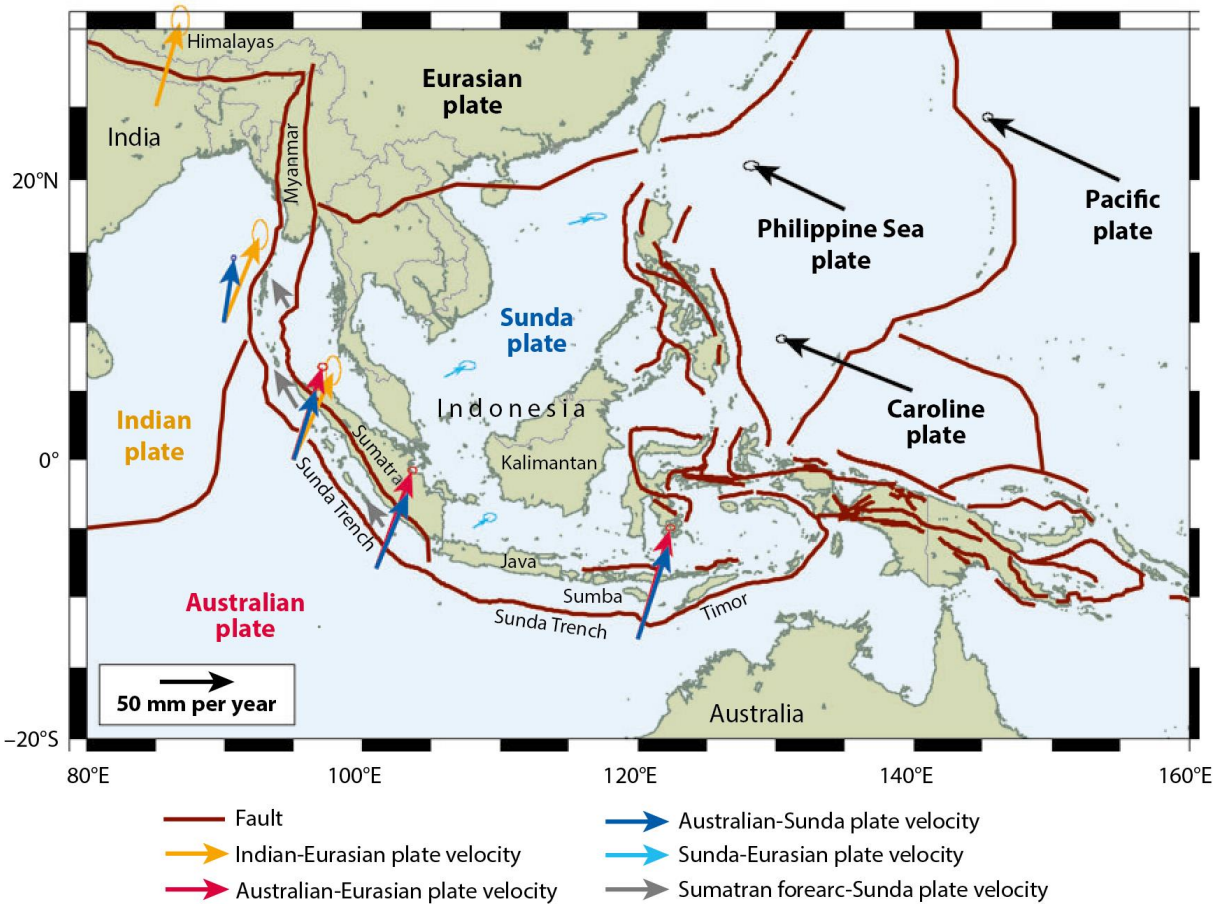


Figure 25: Contexte géodynamique de la fosse de la Sonde (McCaffrey, 2009).

Dans le cas d'une subduction oblique, la convergence se décompose en une composante plongeante et une composante décrochante (Fitch, 1972 ; McCaffrey, 1991, 1992) avec individualisation d'un morceau de lithosphère (*sliver*) dans la plaque chevauchante entre la fosse de subduction et la (les) faille(s) décrochante(s) qui accommodent la composante décrochante (Fitch, 1972 ; Fernández-Blanco et al., 2016). Dans la partie nord de la marge de Sumatra, où le partitionnement du glissement (Figure 26) est le plus marqué (Fernández-Blanco et al., 2016), l'obliquité de la subduction est essentiellement (au 2/3) accommodée par décrochement le long du *Sumatran Fault System*, un système de failles dextre transpressif de plus de 1900 kilomètres de long, à une vitesse de ~11-28 millimètres par an (Genrich et al., 2000 ; Sieh et Natawidjaja, 2000 ; Chlieh et al., 2008 ; Fernández-Blanco et al. 2016), et dans une moindre mesure (au 1/3), par un déplacement parallèle à la marge entre les îles de l'avant-arc et la fosse (Genrich, 2000 ; McCaffrey et al., 2000 ; McCaffrey, 2009).

La zone d'avant-arc de Sumatra et des îles Andaman-Nicobar (micro-plaque Burma) correspondent ainsi à un *sliver* de ~1650 kilomètres de long et ~250-300 kilomètres de large, entrainé par un cisaillement basal (McCaffrey et al., 2000 ; McCaffrey, 2009, Fernández-Blanco et al., 2016). Bien

qu'encore mal contrainte, sa vitesse de déplacement augmenterait du sud vers le nord et serait maximale niveau des îles Andaman (McCaffrey, 2009). Le changement de direction des vecteurs de glissement des séismes le long de la fosse de subduction entre 6° et 7° N (Subarya et al., 2006 ; McCaffrey, 2009), la forme arquée de la fosse de la Sonde, ainsi que l'éloignement du pôle de rotation (McCaffrey, 1991), suggèrent une augmentation du taux de glissement le long du *Sumatran Fault System* vers le nord-est, et donc un étirement important de l'avant-arc en réponse à ces variations de vitesse du sud vers le nord (Fernández-Blanco et al., 2016).

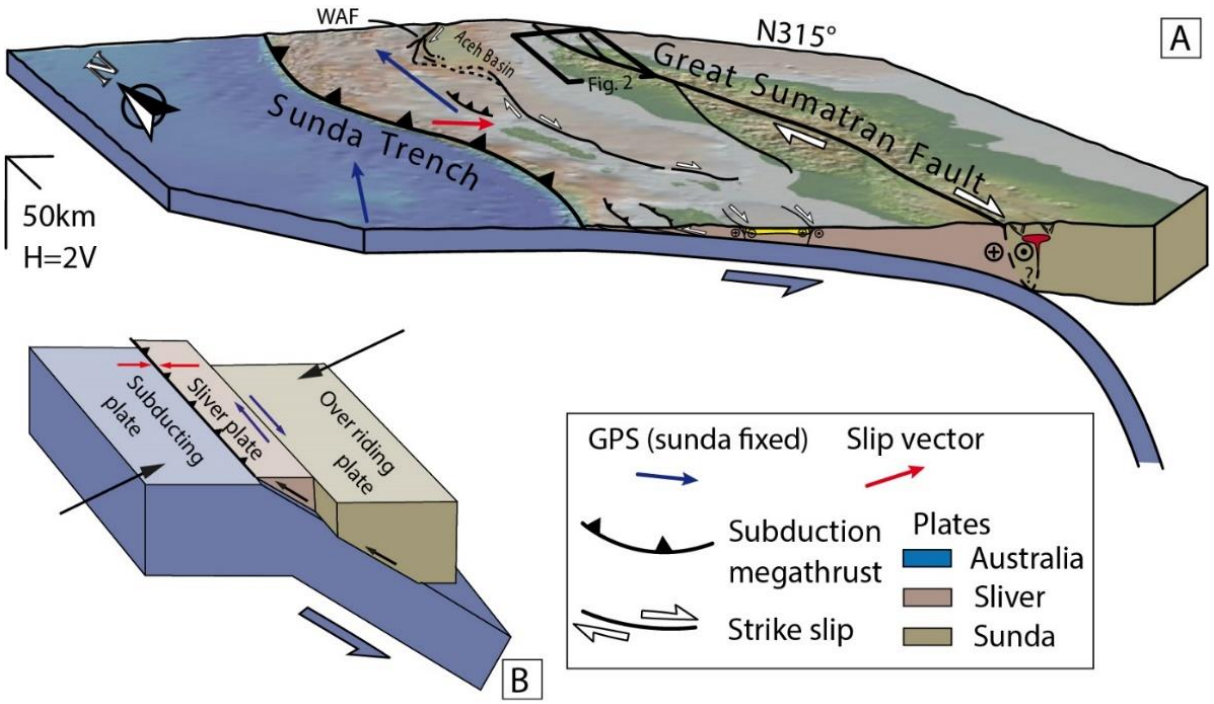


Figure 26 : Vue 3-D (A) de la configuration tectonique de l'arc de la Sonde dans la partie nord de Sumatra et (B) schématique de la subduction oblique à fort pendage de la plaque Australienne sous la plaque de la Sonde, créant un sliver plate (modifié d'après Fernández-Blanco et al., 2016).

III.1.2. Composition et caractéristiques tectoniques, morphologiques, structurales et hydrologiques des plaques supérieures et inférieures

III.1.2.1. Variabilité nord-sud de la morphologie du prisme

La marge Andaman-Sumatra présente une morphologie caractéristique d'une marge en accrétion active qui se démarque localement par un large plateau abrupt dans la partie frontale du prisme (Moore et al., 1980 ; Karig et al., 1980). Cette morphologie contraste avec celle de la marge érosive de Java et Sumba caractérisée par une fine couverture sédimentaire et une rugosité importante de l'interface de subduction (McNeill et Henstock, 2014). Du nord au sud de la marge Andaman-Sumatra, des variations abruptes de morphologie et de la structure de la zone d'avant-arc et de la partie externe de l'arc et de l'épaisseur des sédiments entrant ont été repérées sur des profils de sismique réflexion dont l'acquisition a été motivée par le méga-séisme de 2004 et ont permis de distinguer différents segments dont les caractéristiques sont synhétisées dans la Figure 27 (Henstock et al., 2006 ; Mosher et al., 2008 ; Franke et al., 2008 ; Dean et al., 2010 ; Klingelhoefer et al., 2010 ; Gulick et al., 2011 ; Geersen et al., 2013 ; McNeill et Henstock, 2014 ; Moeremans et al., 2014). Les études menées sur ces profils montrent que le prisme d'accrétion est relativement étroit (~90-100 kilomètres) et abrupt dans sa partie frontale au nord des îles Andaman et dans la partie centrale de Sumatra. Des îles Andaman-Nicobar à la partie nord de la marge de Sumatra, le prisme est plus large (~145-180 kilomètres) et peu penté dans sa partie frontale (McNeill et Henstock, 2014). Dans la partie sud de la marge de Sumatra, l'épaisseur du prisme (~115-140 kilomètres) et la pente de sa partie frontale sont intermédiaires.

Sur les 20 à 30 kilomètres les plus externes, la partie frontale du prisme comporte des chevauchements latéralement discontinus dont la vergence est océanique à mixte dans les secteurs nord-Andaman et Andaman, continentale dans les secteurs Nicobar et Nord de Sumatra (Gulick et al., 2011) et mixte dans les parties centrale et sud de Sumatra (Figure 27). Au large de la partie nord de Sumatra et localement au niveau des îles Andaman et Nicobar, le prisme se présente sous la forme particulière d'un large plateau de ~100-140 kilomètres qui contraste avec la partie frontale du prisme, très abrupte (Figure 28) (Moore et al., 1980 ; Henstock et al., 2006 ; Singh et al., 2008 ; McNeill et Henstock, 2014). McNeill et al. (2006) et McNeill et Henstock (2014) suggèrent que l'extension et la structure du prisme dépendent de l'épaisseur et des propriétés physiques et hydrogéologiques des sédiments entrant, du taux d'accrétion lié à la vitesse de subduction et de son évolution au cours du temps par rapport au taux d'érosion, et de la rugosité de l'interface de

subduction.

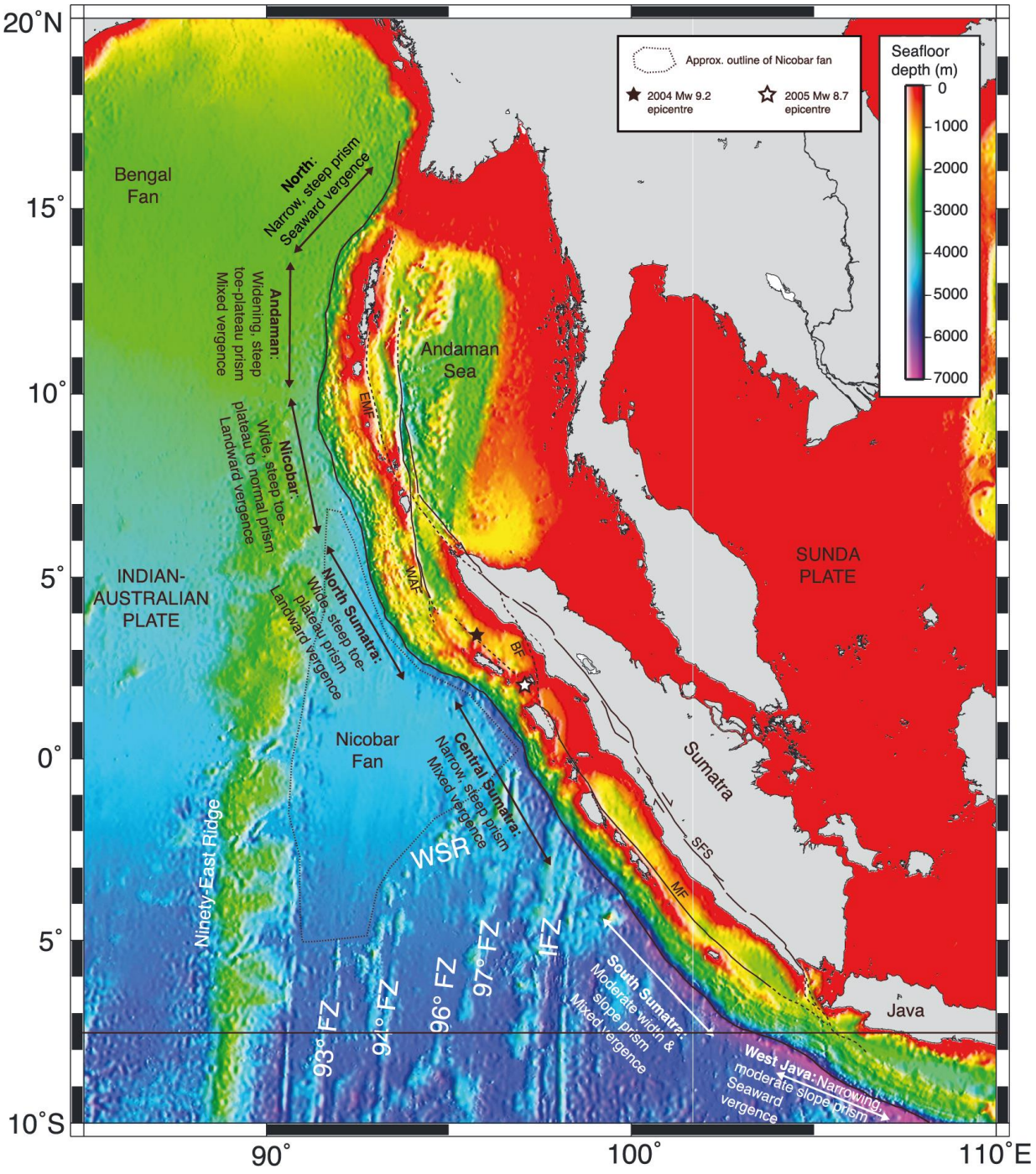


Figure 27 : Carte bathymétrique résumant les caractéristiques morpho-structurales du prisme d'accrétion le long de la marge Andaman-Sumatra et Java (McNeill et Henstock, 2014).

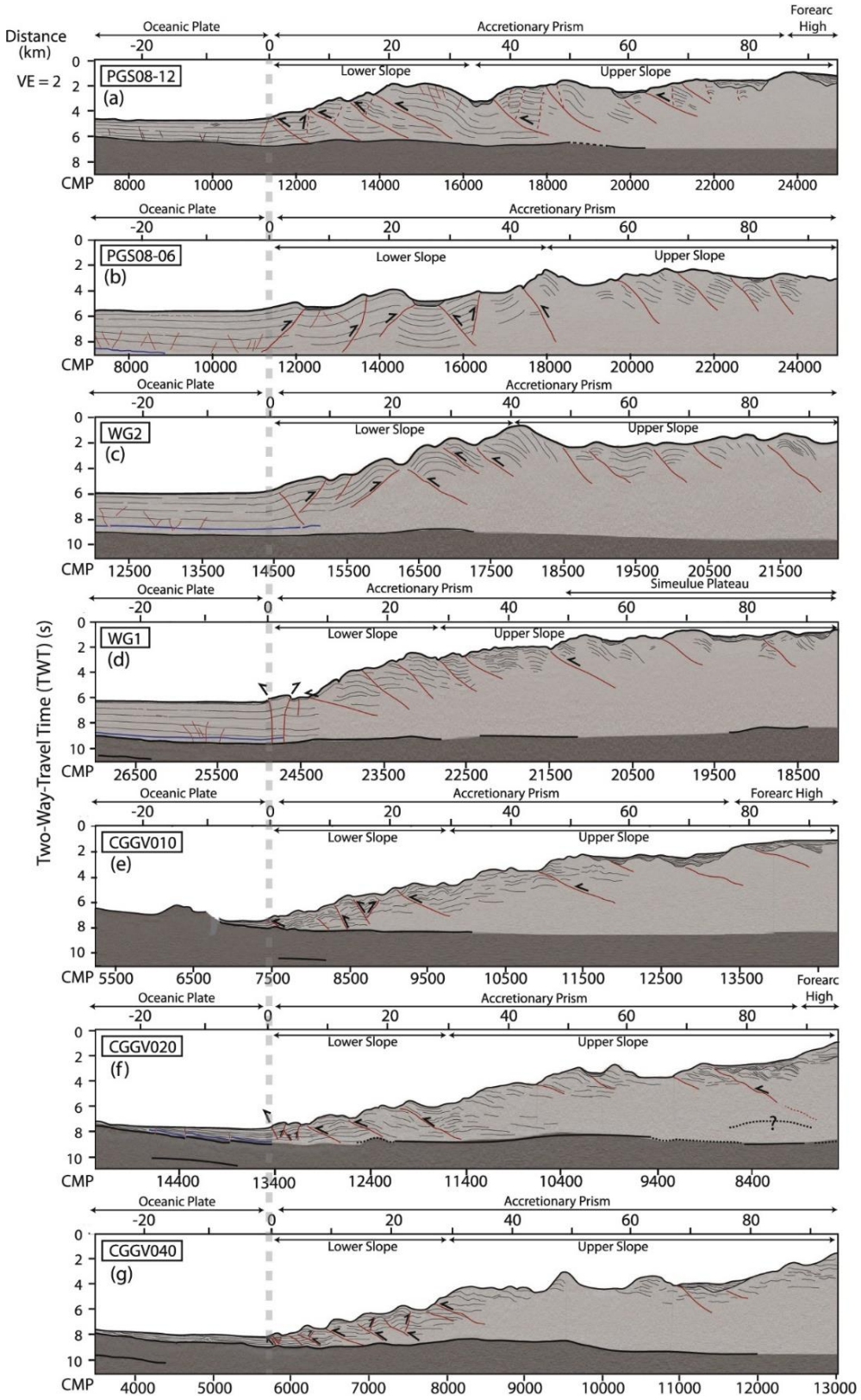


Figure 28 : Profils de sismique réflexion interprétés (localisés sur la Figure 32) montrant l'évolution nord-sud de la morphologie de la partie frontale de la marge entre a) le sud des îles Andaman, b) le nord de la Grande Île Nicobar, c) le nord-ouest de Sumatra, d) le nord de l'épicentre du méga-séisme de 2004, e) le sud de Siberut, f) la zone de l'épicentre du séisme de 2010 de Mentawai et g) la partie sud de la marge (Moeremans et al., 2014).

III.1.2.2. Variabilité de l'épaisseur et des propriétés des sédiments entrant et accrétés

III.1.2.2.1. Une série sédimentaire entrante issue de l'érosion himalayenne

Au niveau de la marge Andaman-Sumatra, la couverture sédimentaire de la plaque Indo-Australienne se compose essentiellement de faciès turbiditiques riches en sables et silts (Gulick et al., 2011) du Bengale-Nicobar, système deltaïque le plus étendu au monde. A la fin du Miocène (Figure 29a), le delta du Bengale est préférentiellement approvisionné par le Gange et le Brahmapoutre en matériaux issus de l'érosion de l'Himalaya et du sud du Tibet (Curray et Moore, 1971, McNeill et al., 2017c) et reçoit également, par le Meghna, des apports détritiques supplémentaires du Bengladesh et du nord-est de l'Inde (France-Lanord et al., 2016). Le delta du Nicobar, au sud du delta du Bengale, entre la *Ninetyeast Ridge* et la fosse de Sumatra, serait alors alimenté dans une moindre mesure, par des apports détritiques également issus de l'Himalaya, mais aussi de l'Inde, de la Birmanie, de la *Ninetyeast Ridge* et de l'arc et de l'avant-arc de la Sonde (McNeill et al., 2017c). Entre ~9,5 et ~2 Ma, un pic du taux de sédimentation jusqu'à 250-350 m/Ma a été documenté dans le delta du Nicobar par McNeill et al. (2017c). Celui-ci a principalement été attribué à une redirection du flux sédimentaire préalablement canalisé vers le delta du Bengale en réponse à une exhumation de l'est de l'Himalaya et à une migration vers l'ouest des marges indienne et birmane (Figure 29b). Depuis ~2 Ma, le rapprochement vers la fosse de la Sonde de la *Ninetyeast Ridge* aurait entraîné un isolement du delta du Nicobar où de faibles taux de sédimentation ont été enregistrés depuis. Au contraire, le delta du Bengale est depuis réapprovisionné suite à la réorientation vers l'ouest du flux sédimentaire himalayen (Figure 29c).

L'épaisseur des sédiments entrant dans le système de subduction Andaman-Sumatra varie considérablement du nord au sud (Figure 30) selon la distance par rapport au delta du Bengale et la topographie de la croûte océanique de la plaque Indo-Australienne. Celle-ci comporte des zones fracturées et des rides fossiles qui peuvent localement représenter des barrières empêchant le transport de sédiments le long de la fosse vers le sud (McNeill et Henstock, 2014 ; McNeill et al., 2017c).

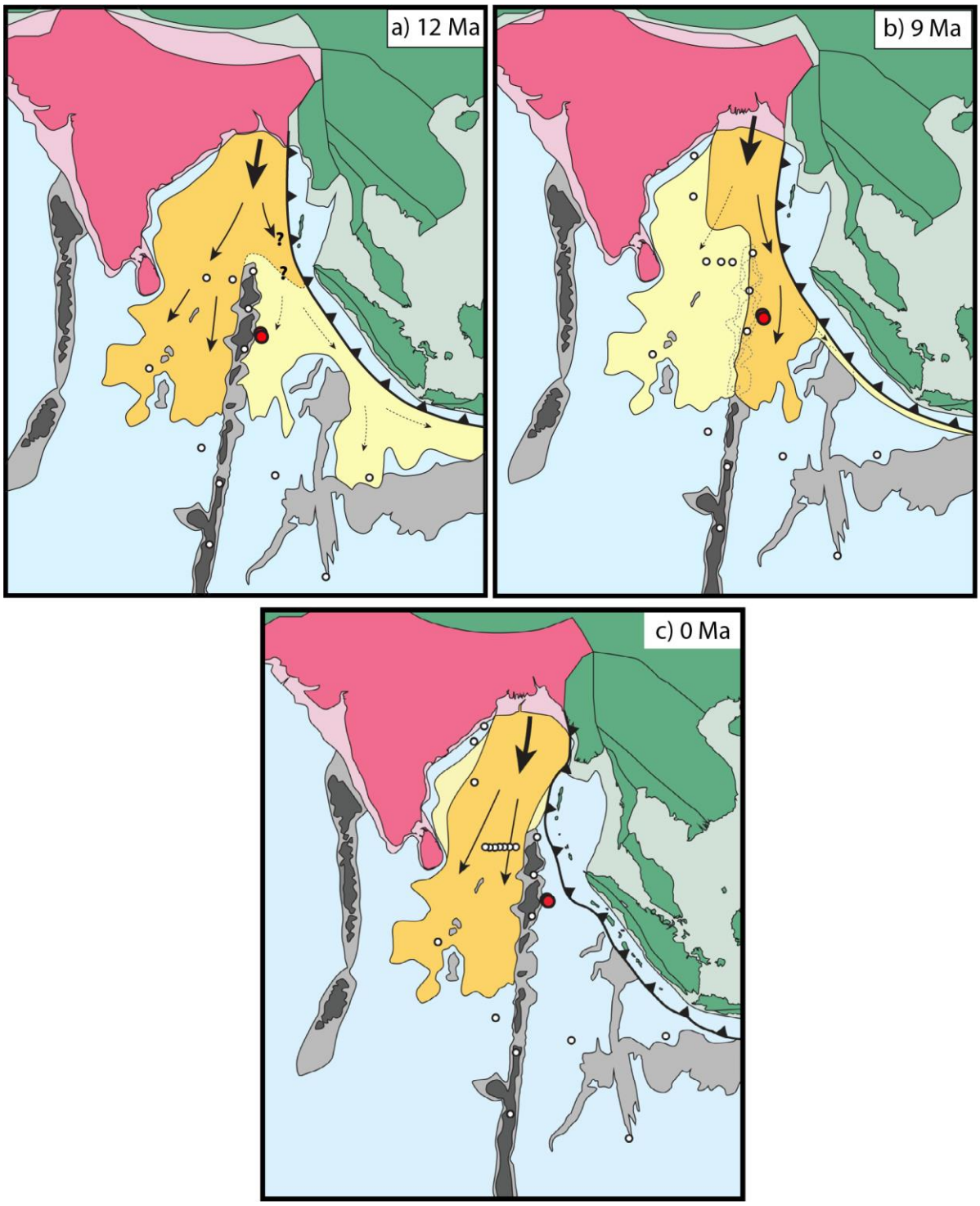


Figure 29 : Reconstitution de l'histoire du système deltaïque Bengal-Nicobar et de l'évolution de la séquence sédimentaire entrant dans le système de subduction au nord de la marge de Sumatra (modifié d'après McNeill et al., 2017e). La sédimentation se fait, a) avant la fin du Miocène, essentiellement au niveau du delta du Bengale avec un apport minoritaire vers le delta du Nicobar et la fosse de la Sonde, b) niveau du delta du Nicobar de la fin du Miocène au Pliocène et c) depuis la fin du Pléistocène à l'actuel, essentiellement au niveau du delta du Bengale.

III.1.2.2.2. Partie nord de la marge de Sumatra : une séquence sédimentaire entrante épaisse et lithifiée avec à sa base un réflecteur HANP

Avec une épaisseur de sédiments entrants atteignant ~5 kilomètres entre les latitudes de ~2,5° et 7°N (Figure 30), la marge Nord de Sumatra et la région Nicobar comptent parmi les zones de subduction avec les épaisseurs les plus importantes de sédiments entrant, comme les Makrans (jusqu'à 7,5 km selon Smith et al., 2013) où la partie sud des Petites Antilles (jusqu'à 7 km d'après Westbrook et al., 1984) relativement mal caractérisées (McNeill et Henstock, 2014 ; McNeill et al., 2017a). A partir de l'analyse de profils sismiques, Dean et al. (2010), Gulick et al. (2011) et Geersen et al. (2013) montrent qu'en raison de son épaisseur considérable liée à l'accumulation des produits de l'érosion de l'Himalaya transportés sur plusieurs milliers de kilomètres, la séquence sédimentaire entrant dans le système de subduction au nord de Sumatra a été fortement compactée et soumise à des températures suffisamment élevées pour permettre la déshydratation des smectites en illites et de l'opale en quartz bien avant son entrée en subduction au niveau de la fosse. Cette hypothèse sera confirmée par le modèle de production de fluides d'Hüpers et al. (2017) publié à la suite de l'expédition IODP 362. Selon ce modèle, la production de fluides par compaction mécanique commence à plus de 750 kilomètres au large de la fosse et se poursuit jusqu'à celle-ci. A partir de 250 kilomètres au large de la fosse, la déshydratation des smectites en illites devient la source majoritaire de fluides. La déshydratation de l'opale en quartz est minoritaire mais intervient plus tôt, entre ~600 et ~200 kilomètres de la fosse. La forte vitesse de propagation des ondes P (~4000 m/s) (Dean et al., 2010) et la présence de potentielles failles de compaction (Gulick et al., 2011) suggèrent qu'au lieu de développer des pressions de fluide élevées en réponse à un fort taux de compaction dans des conditions peu drainées (Saffer et Bekins, 2002), la séquence sédimentaire entrante et le prisme faiblement penté, sont bien drainés et développent des surpressions de fluide faibles à modérées (Dean et al., 2010 ; Gulick et al., 2011).

Dean et al. (2010) montrent que cette séquence sédimentaire entrante très lithifiée est accrétée jusqu'à ~500 mètres au-dessus de son interface avec la croûte océanique sous la forme de blocs légèrement basculés et peu déformés. La lithification avancée, car précoce, de la séquence sédimentaire entrante est à l'origine du développement du plateau épais, peu déformé et fortement consolidé qui caractérise le large prisme d'accrétion dans cette partie de la marge selon Gulick et al. (2011), et, selon McNeill et Henstock (2014), de la vergence continentale des chevauchements frontaux présents dans la partie frontale de ce dernier.

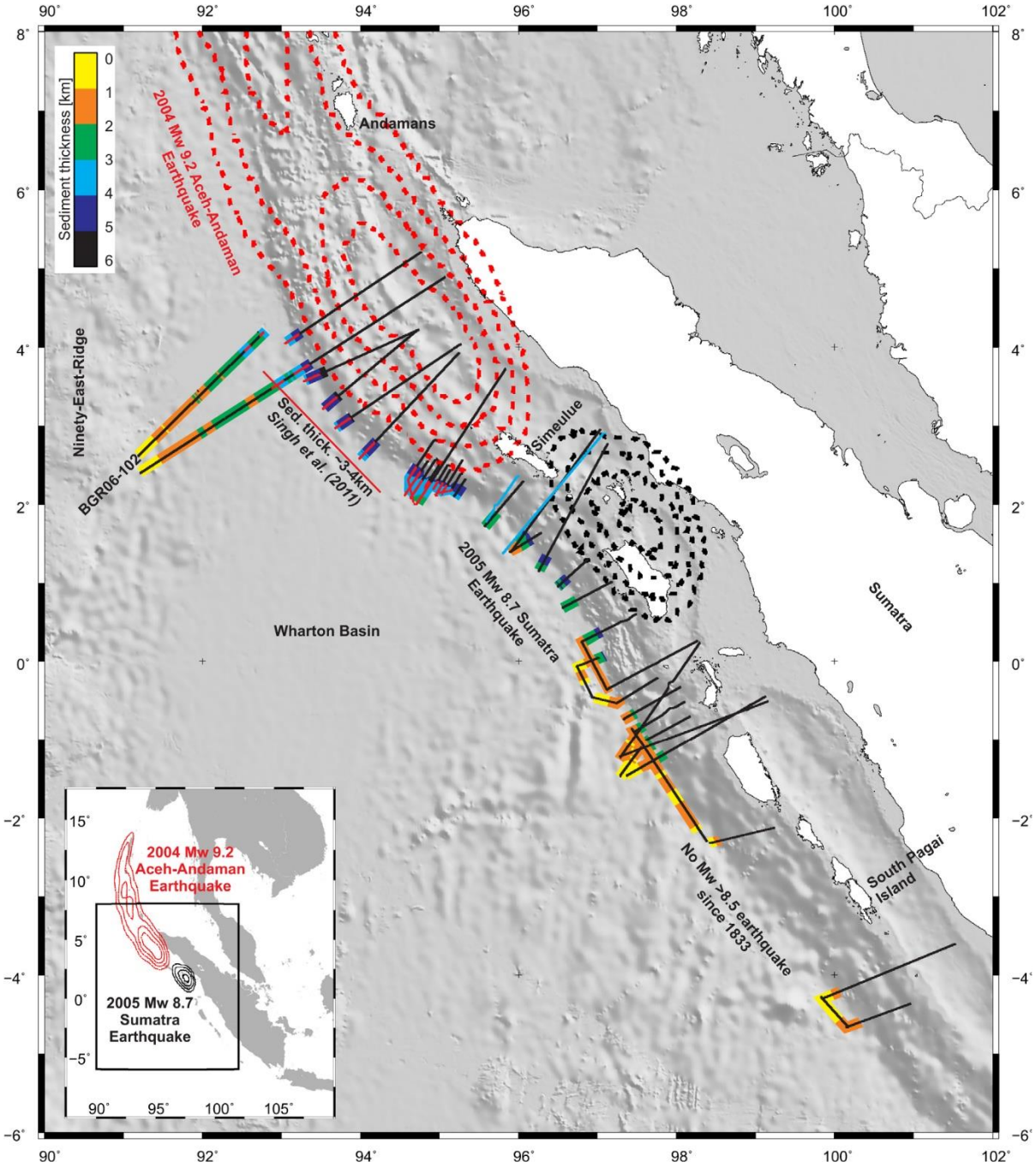


Figure 30 : Carte bathymétrique de la marge Andaman-Sumatra montrant la distribution de l'énergie élastique libérée lors des séismes de 2004 (lignes en pointillés rouges) et 2005 (lignes en pointillés noirs) de part et d'autre de l'île Simeulue, l'épaisseur de la couverture sédimentaire de la plaque inférieure indiquée en couleur le long de profils MCS (lignes noires) avec la position du réflecteur HANP marquée par des lignes rouges. Modifié d'après Geersen et al. (2013).

Dans la partie sud de la zone de rupture du méga-séisme de 2004, à la base de la série sédimentaire entrante lithifiée, un réflecteur HANP a été mis en évidence ~500 mètres au-dessus de la croûte océanique jusqu'à ~100 kilomètres vers l'océan et ~20 kilomètres vers le continent depuis le front

de déformation (Dean et al., 2010 ; Singh et al., 2011a ; Geersen et al., 2013). Le réflecteur HANP est intersecté par des failles satellitaires qui délimitent les blocs peu déformés du prisme d'accrétion (Dean et al., 2010 ; Gulick et al., 2011) et s'interrompt en biseau sur des reliefs formés par la croûte océanique comme des monts sous-marins (Singh et al., 2011b ; Geersen et al., 2013). Il représenterait un horizon poreux, perméable et riche en fluide par rapport aux sédiments qui le surmontent (Dean et al., 2010 ; Geersen et al., 2013). Sur la base de cette hypothèse, Dean et al. (2010) le proposent comme une zone possible de formation du décollement.

Selon Geersen et al. (2013), le réflecteur HANP est présent dans une zone où la croûte océanique est supposée composée de basaltes très altérés et riches en smectite et recouverte par ~2 à 3 kilomètres de sédiments présentant à leur base une température comprise entre 60°C et 90°C favorable à la déshydratation des smectites en illites. Observant que le réflecteur HANP présente des variations d'amplitude et de polarité fonction de la rugosité de la croûte océanique et de la structure de la séquence sédimentaire entrante, Geersen et al. (2013) font l'hypothèse que les fluides emmagasinés dans le réflecteur HANP et surpressurisés proviennent de la déshydratation des smectites contenues dans la partie inférieure de la séquence sédimentaire entrante et dans la partie supérieure de la croûte océanique qui alimenterait le réflecteur HANP au niveau de points de contact, comme les monts sous-marins (Figure 31). Geersen et al. (2013) soutiennent également que certaines failles affectant la séquence sédimentaire entrante seraient imperméables.

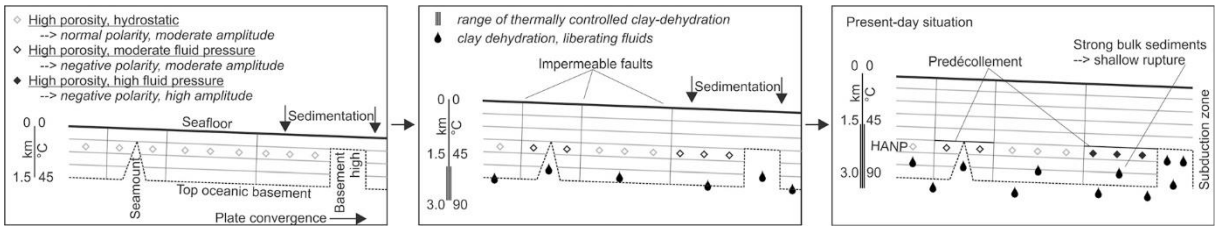


Figure 31 : Modèle de formation du réflecteur HANP qui emmagasine les fluides produits par déshydratation de la base de la section sédimentaire entrant en subduction au niveau de la marge nord de Sumatra et de la partie supérieure de la croûte océanique (Geersen et al., 2013).

III.1.2.2.3. Partie centrale de la marge de Sumatra : une séquence sédimentaire d'épaisseur variable et un réflecteur HANP absent

Au sud de Simeulue, dans la partie centrale de Sumatra, où le prisme se caractérise par des chevauchements frontaux à vergence mixte et une extension très variable, l'épaisseur des sédiments entrant au niveau de la fosse, comprise entre 1 et 2 kilomètres, présente de fortes hétérogénéités latérales en réponse à l'hétérogénéité de la topographie de la croûte océanique (Geersen et al., 2013).

La subduction d'une zone de fracture (notée 96° FZ, Figure 27) pourrait agir comme une barrière qui bloquerait le transport vers le sud des sédiments au-delà de Simeulue, expliquant les contrastes d'épaisseur de la séquence sédimentaire entrante entre les marges nord et centrale de Sumatra. Dans cette zone, le réflecteur HANP n'a pas été identifié.

III.1.2.2.4. Partie sud de la marge de Sumatra

Dans la partie sud de la marge de Sumatra, où les chevauchements frontaux du prisme d'accrétion élargi sont essentiellement à vergence mixte ou océanique, l'épaisseur des sédiments est la plus faible et varie entre ~1 et 1,5 kilomètres (McNeill et Henstock, 2014). Dans cette région, l'interface de subduction présente peu d'irrégularités de topographie et c'est ce caractère lisse qui expliquerait la morphologie et la structure du prisme. Aucun réflecteur HANP n'a été identifié.

III.1.3. Activité sismique et architecture du méga-chevauchement

III.1.3.1. Une expression sismique dominée par les séismes majeurs

La zone de subduction de Sumatra a fait l'objet de plus d'une dizaine de séismes majeurs de proche surface au cours des deux derniers siècles (Figure 32) (Newcomb et McCann, 1987 ; Bilham et al., 2005 ; Meltzner et al., 2012 ; Patton et al., 2015 ; Philibosian et Meltzner, 2020) dont deux des plus puissants jamais enregistrés. Le 26 décembre 2004, un séisme de M_w ~9,2 se déclenche au nord de Simeulue, à 30-40 kilomètres de profondeur sous le prisme d'accrétion, le long d'une faille de faible pendage (~8°) avec une direction de 329° (Chlieh et al., 2007 ; Mosher et al., 2008 ; Bletery et al., 2016). Ce méga-séisme provoque la rupture d'un segment de ~1 200 à 1 500 kilomètres de long depuis l'île Simeulue au large de la marge nord de Sumatra au nord des îles Andaman et de ~150 kilomètres de large (Figure 32) (Ammon et al., 2005 ; Lay et al., 2005 ; Subarya et al., 2006). Le glissement co-sismique est de 12-15 mètres à plus de 30 kilomètres de profondeur et >20 mètres à moins de 30 kilomètres de profondeur (Stein et Okal, 2005 ; Subarya et al., 2006). Contre toute attente par rapport aux modèles alors proposés, le glissement se propage jusqu'à la fosse (Ishii et al., 2005 ; Ammon et al., 2005 ; Henstock et al., 2006 ; Banerjee et al., 2007 ; Rhie et al., 2007) et au niveau des failles du prisme d'accrétion (Araki et al., 2006) et déclenche un tsunami dévastateur avec des vagues atteignant jusqu'à 30 mètres de haut (Geist et al., 2006), faisant plus de 230 000 victimes (Paris et al., 2007). Trois mois plus tard, dans la partie centrale de la marge, un segment de ~350-400 kilomètres de long rompt au nord de Nias lors d'un séisme de magnitude 8,6 (Briggs et al., 2006 ; Geist et al., 2006 ; Hsu et al., 2006) (Figure 32). Comme le méga-séisme de 2004, ce séisme nucléé à 30-40 kilomètres de profondeur mais provoque un tsunami de plus faible ampleur car il ne se propage pas jusqu'à la fosse (Ishii et al., 2007).

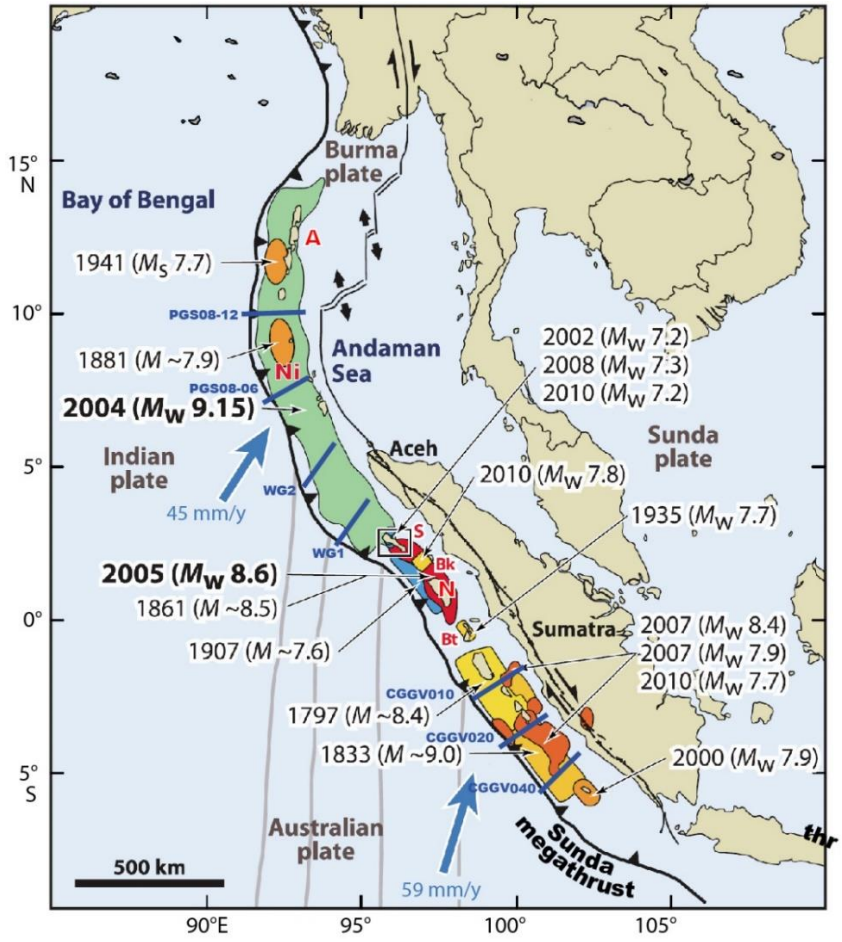


Figure 32 : Carte régionale de la partie occidentale de la fosse de la Sonde montrant les derniers séismes de subduction majeurs et leur zone de rupture co-sismique (zones colorées) au niveau des segments Andaman et de Sumatra (modifié d'après McNeill et al., 2017a et Meltzner et al., 2012) et localisation des profils de sismique réflexion de la Figure 28 (Moeremans et al., 2014). Les flèches bleues correspondent au vecteur de convergence des plaques Australienne et indienne par rapport à la micro-plaque de la Sonde. Les lignes grises délimitent les principales zones de failles ou rides fossiles subduites de la région. A : îles Andaman, Ni : île Nicobar, S : île Simeulue, Bk : îles Banyak, N : île Nias, Bt : îles Batu.

Ces séismes sont suivis de deux séismes le 12 septembre 2007 dans la partie centrale de la marge dans la région de Mentawai (Figure 32) où des méga-séismes se sont déjà produits par le passé (M_w 8,8 en 1797 et M_w ~9,0 en 1933). Le premier, avec une M_w ~8,4 s'est produit entre 15 et 30 kilomètres de profondeur, tandis que le second, de M_w 7,9, s'est produit à ~40 kilomètres de profondeur et s'est propagé vers la surface jusqu'à ~30 kilomètres de profondeur (Konca et al., 2008 ; Moeremans et al., 2014). Le 25 octobre 2010, un *tsunami earthquake* de M_w 7,8 nuclée plus au large des îles Mentawai, avec une rupture plus superficielle que celle de la rupture des séismes de 2007 et qui se serait propagée au niveau du chevauchement frontal (Lay et al., 2011 ; Newman et al., 2011 ; Singh et al., 2011b). Le 11 avril 2012, deux séismes intraplaques de M_w 8,6 et 8,2 nucléent

entre 18 et 27 kilomètres de profondeur à 100 kilomètres des côtes de la marge Nord de Sumatra (Moeremans et al., 2014). Avant 2004, la zone de subduction de Sumatra était très peu étudiée par rapport à d'autres zones de subduction à proximité de pays plus développés comme le Japon où les Etats-Unis (McCaffrey, 2009). Le méga-séisme de 2004 et le tsunami catastrophique associé, ainsi que les nombreux séismes superficiels qui ont suivi, puis le séisme de Tōhoku au Japon en Mars 2011 ont motivé l'investigation des paramètres qui favorisent la rupture de la partie superficielle de l'interface de subduction et le risque de tsunami associé, ainsi qu'une révision des modèles de sismicité qui la considéraient alors comme asismique.

En ce qui concerne la documentation des séismes lents, Feng et al. (2015) estiment que le réseau GPS actuellement en place n'a pas la capacité de détecter les tremors tectoniques, LVEs et VLFEs mais est capable d'enregistrer des SSEs de $M_w > 6,5$. Ce réseau se compose d'un réseau continu de GPS à 24 stations, le *Sumatran GPS Array* (SuGAr), installé entre 2002 et 2004 (McLoughlin et al., 2011) pour compléter le premier réseau géodésique établi dans la marge entre 1880 et 1890 et dont les données ont été collectées lors du déploiment, à partir de 1989, d'un réseau de GPS moderne enregistrant la distribution de la déformation dans la partie centrale de la marge de Sumatra (Prawirodirdjo et al., 1997, 2000). Les données collectées ont été couplées (Subarya et al., 2006 ; Konca et al., 2008 ; Wan et al., 2015) à l'enregistrement haute-résolution de la déformation verticale induite par la paléosismicité et enregistrée sur plusieurs siècles par les coraux (Sieh et al., 1999 ; Zachariasen et al., 1999 ; Natawidjaja et al., 2004, 2007 ; Briggs et al., 2006). A ce jour, le réseau SuGar n'a pas permis de confirmer l'existence de SSEs le long de la marge Sumatra-Andaman (Feng et al., 2015). Néanmoins, Tsang et al. (2015a) attribuent le soulèvement identifié par Meltzner et al. (2015) entre 1966 et 1981 à partir de l'étude de micro-atolls coralliens à un SSE de M_w 7,3-7,6 qui se serait produit au niveau des îles Banyak à 30-55 kilomètres de profondeur. Egalement, de rares tremors semblent possibles (Fuchs et al., 2014 ; Sianipar et Subakti, 2017).

III.1.3.2. Variabilité du couplage intersismique et des propriétés de l'interface de subduction

III.1.3.2.1. Géométrie et structure du méga-chevauchement

Hippchen et Hyndman (2008) et Klingelhoefer et al., (2010) montrent que la zone sismogène de la marge Andaman-Sumatra est très étendue (~200 km) et varie peu du nord au sud de la marge. La limite supérieure de la zone sismogène correspondant à l'isotherme 100°C-150°C a été contrainte au niveau ou à proximité (entre 5 et 30 km) de la fosse (Hippchen et Hyndman, 2008 ; Klingelhoefer et al., 2010). La limite inférieure correspondant à l'isotherme 350°C-450°C se

situerait entre 30 et 60 kilomètres de profondeur soit à ~210-250 kilomètres de la fosse (Hippchen et Hyndman, 2008 ; Klingelhoefer et al., 2010) et correspondrait à la zone de contact entre la plaque inférieure et le manteau d'avant-arc. L'observation de répliques sismiques jusqu'à à 220 kilomètres de la fosse par Engdahl et al. (2007) suggère que ces modèles thermiques pourraient contraindre la zone sismogène de manière satisfaisante. Le pendage de l'interface de subduction est de 5° à 7° à proximité de la fosse et augmente à 15°-20° sous la zone d'avant-arc et 30° sous la côte, avec une tendance à la verticalisation au-delà de 500 kilomètres de profondeur (Chlieh et al., 2008 ; Konca et al., 2008 ; McCaffrey et al., 2009).

III.1.3.2.2. Hétéogénéités du couplage et segmentation latérale du méga-chevauchement

Les contrastes d'extension du glissement co-sismique et de distribution des répliques identifiées lors des différents séismes enregistrés le long de la marge suggèrent que celles-ci est compartimentée en différents segments délimités par des barrières persistantes : Andaman-Nord Sumatra, Nias et Mentawai (Philibosian et al., 2020). Les segments Andaman-Nord Sumatra où a eu lieu le méga-séisme de 2004 et de Nias où s'est produit le séisme de M_w 8,6 en 2005 apparaissent délimités par Simeulue (Figure 33) (Tilman et al., 2010 ; Meltzner et al., 2012). Les îles Batu (Figure 33) semblent correspondre à la frontière entre les segments Nias et Mentawai où ont eu lieu les séismes de 2007 et le *tsunami earthquake* de 2010 (Chlieh et al., 2008 ; Konca et al., 2008 ; Philibosian et al., 2020). Une autre barrière, localisée sous Enggano (Figure 33), pourrait délimiter le segment Mentawai de la marge Sud de Sumatra (Philibosian et al., 2020). Les modèles basés sur la combinaison des mesures GPS lors des phases intersismiques et sur les enregistrements des atolls coralliens montrent un couplage réduit au niveau de ces barrières sous Simeulue, les îles Batu et Enggano (Chlieh et al., 2008 ; Tsang et al., 2015b), cohérentes avec la nucléation de séismes majeurs de magnitude modérées dans ces régions (généralement $M_w < 8$) (Philibosian et al., 2020).

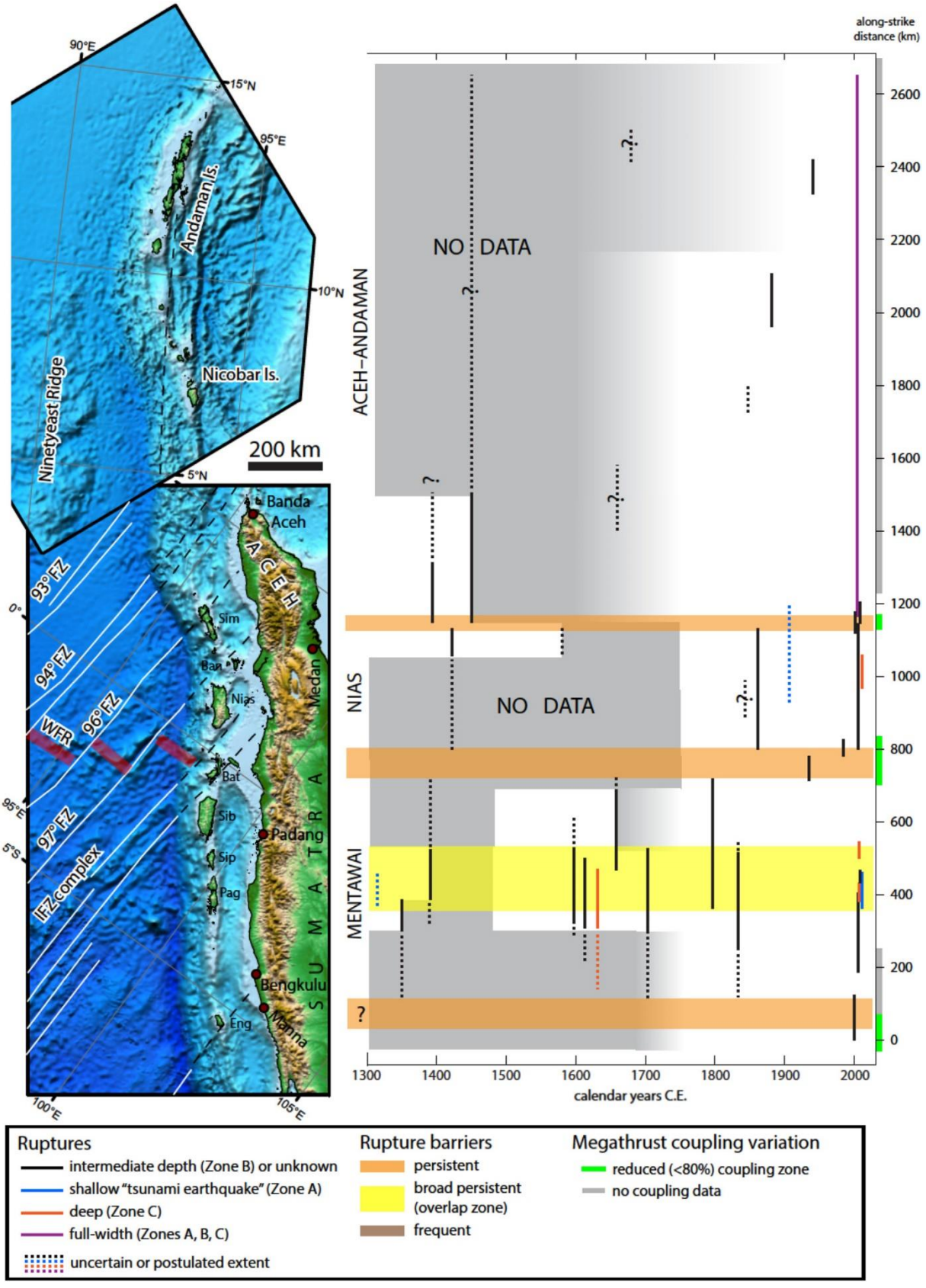
Le segment Aceh-Andaman, qui a concentré le glissement dans la partie sud de la zone de rupture du méga-séisme de 2004 (Lay et al., 2005 ; Rhie et al., 2007) après y avoir également produit différents séismes historiques de M_w 7,5 à 8 (Philibosian et al., 2020), serait composé de plusieurs aspérités sismiques. Néanmoins, le couplage dans cette zone est relativement mal contraint avant le méga-séisme de 2004, et, depuis, le réseau GPS déployé enregistre essentiellement des signaux post-sismiques, ce qui représente un frein dans la caractérisation du couplage de ce segment et dans la compréhension des paramètres qui le contraignent (Philibosian et al., 2020).

Par contre, le segment Mentawai se caractérise par une sismicité centrée sur ses parties nord et sud,

avec des zones de rupture qui se chevauchent dans la zone centrale sur ~150 kilomètres (Philibosian et al., 2020). Cette zone centrale correspondrait à un patchwork de nombreuses petites aspérités fortement verrouillées pendant la période intersismique qui peuvent rompre simultanément pour générer de plus larges ruptures qui s'étendent vers le nord et le sud (Chlieh et al., 2008 ; Konca et al., 2008 ; Philibosian et al., 2020).

La segmentation sismique de la marge Andaman-Sumatra serait induite par des hétérogénéités structurales et géométriques de la plaque inférieure (Franke et al., 2008 ; Philibosian et al., 2020). La limite entre les séismes de 2004 et 2005, située sous Simeulue coïncide avec une zone de fracture (notée 96° FZ, Figure 27) représentant une irrégularité structurale dans la topographie de la croûte océanique (Franke et al., 2008) dont la subduction contrôle la rupture sous la forme de séismes modérés d'aspérités sismiques réduites (Morgan et al., 2017). Une autre hypothèse, selon laquelle cette zone correspond à une croûte océanique localement épaissie et marquée par des variations de composition et de topographie a également été proposée par Tang et al. (2013). Similairement, Philibosian et al. (2020) soulignent que la ride fossile Wharton (WFR, Figure 33) et la large zone de fracture Investigator (*IFZ Complex*, Figure 33) sont subduites sous les îles Batu. La WFR correspond à la limite sud de la zone de rupture du séisme de 2005 de Nias (Henstock et al., 2016) et l'IFZ pourrait être reliée au séisme de 1797 dans la partie nord-ouest de la région Mentawai (Philibosian et al., 2020). Cependant, toutes les rides fossiles et zones de fractures ne seraient pas impliquées dans la segmentation de l'interface de subduction dans la mesure où plusieurs, comme celle subduite sous Enggano ou certaines au large de la marge nord de Sumatra, ne coïncident pas avec la terminaison de zones de rupture. Néanmoins, les zones de fractures entrant en subduction dans la marge Nord de Sumatra pourraient ne plus correspondre à des irrégularités topographiques de la plaque inférieure dans la mesure où elles ont été recouvertes par les épaisses séquences du delta du Nicobar (Philibosian et al., 2020).

Figure 33 : Sismicité historique de la marge Andaman-Sumatra (Philibosian et al., 2020). Sur la carte, les zones de fracture sont représentées par des lignes blanches et des pointillés lorsqu'elles sont post-subduction, et les rides fossiles par des barres rouges. WFR : Wharton Fossil Ridge ; IFZ : Investigator Fracture Zone ; Sim : Simeulue ; Ban : îles Banyak. Bat : îles Batu ; Détail des îles Mentawai : Sib : Siberut ; Sip : Sipora ; Pag : Pagai ; Eng : Enggano.


90°E
15°N
95°E
10°N
5°N
Andaman Is.
Nicobar Is.
Ninetyeast Ridge
200 km
93° FZ
94° FZ
96° FZ
WFR
97° FZ
IFZ complex
0°
5°S
95°E
100°E
105°E
Banda Aceh
Sim
Ban
Nias
Bat
Sib
Padang
Sip
Pag
Bengkulu
Eng
Manna
Medan
A C E H
S U M A T R A
along-strike distance (km)
ACEH–ANDAMAN
NIAS
MENTAWAI
NO DATA
NO DATA
?
2600
2400
2200
2000
1800
1600
1400
1200
1000
800
600
400
200
0
1300
1400
1500
1600
1700
1800
1900
2000
calendar years C.E.
Ruptures
intermediate depth (Zone B) or unknown
shallow "tsunami earthquake" (Zone A)
deep (Zone C)
full-width (Zones A, B, C)
uncertain or postulated extent
Rupture barriers
persistent
broad persistent (overlap zone)
frequent
Megathrust coupling variation
reduced (<80%) coupling zone
no coupling data

De plus, les variations considérables de l'épaisseur de la séquence sédimentaire entrante le long de la marge seraient à l'origine du fort contraste remarqué de part et d'autre de Simeulue en termes d'extension océanique de la rupture co-sismique et donc de risque de tsunami (Dean et al., 2010 ; Gulick et al., 2011 ; Geersen et al., 2013). Dans sa partie nord, où a eu lieu le méga-séisme tsunamigène de 2004 dont la zone de rupture s'étend jusqu'au nord de Simeulue (Figure 32) la marge de Sumatra se caractérise par une séquence sédimentaire entrante particulièrement épaisse (jusqu'à ~5 kilomètres) et lithifiée en raison d'une compaction intense résultant d'un taux de sédimentation important (McNeill et al., 2017c) et de la mise en place d'une diagenèse précoce avec déshydratation de minéraux hydratés comme les smectites, abondantes dans les sédiments qui se trouvent à sa base (Geersen et al., 2013 ; Hüpers et al., 2017) (Figure 34).

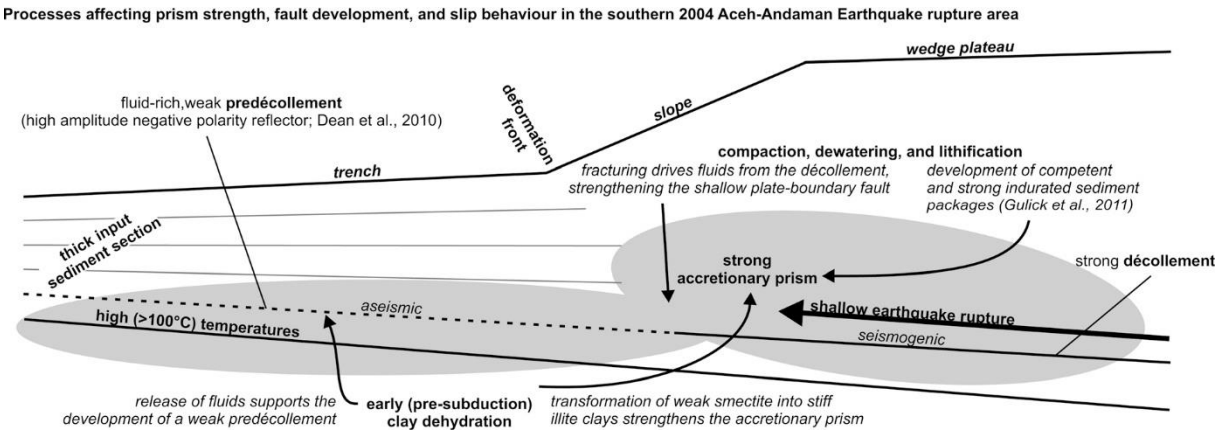


Figure 34 : Synthèse des processus physiques, diagénétiques et hydrogéologiques impliqués dans la rupture sismogène et tsunamigène de l'interface de subduction à faible profondeur de la marge nord de Sumatra, déduits des études géophysiques préalables à l'expédition IODP 362 (Geersen et al., 2013).

Gulick et al. (2013) ont suggéré que ces fluides seraient emmagasinés avec d'autres fluides issus de la déshydratation de la partie supérieure de la croûte océanique dans une couche sédimentaire plus poreuse et plus perméable que les couches voisines et s'exprimant sous la forme d'un réflecteur HANP du fait du développement de surpressions de fluides. Dans la mesure où cet horizon, à ~500 m au-dessus de la croûte océanique, correspondrait au décollement, il permettrait l'accrétion de blocs particulièrement indurés à l'origine de la morphologie particulière du prisme d'accrétion dans cette zone, qui, dans sa partie externe, prend la forme d'un vaste plateau faiblement incliné, composé de larges blocs faillés et peu déformés. Sous ce plateau, la lithification de la séquence sédimentaire entrant dans le système de subduction serait exacerbée, favorisant l'acquisition par le méga-chevauchement d'un comportement *velocity weakening* favorable à l'extension de la propagation de la rupture co-sismique jusqu'à la fosse, où la déformation du plancher océanique

est propice à la formation de tsunamis (Dean et al., 2010 ; Gulick et al., 2011 ; Geersen et al., 2013 ; Hüpers et al., 2017). Dean et al. (2010), Gulick et al. (2011) et Geersen et al. (2013) ont remarqué qu'à cet endroit, le réflecteur HANP, qui coïncide avec le décollement, présente une réduction d'amplitude. Celle-ci serait liée à la présence de failles perméables qui draineraient les fluides emmagasinés dans le décollement surpressurisé, contribuant à le rendre plus compétent ainsi qu'à la lithification des blocs accrétés au niveau du prisme (Dean et al., 2010).

Au sud de Simeulue, dans les parties centrale et sud de la marge, les conditions permettant la production de fluides et leur stockage dans un réflecteur de type HANP ne sont pas réunies : la séquence sédimentaire entrante est trop mince, moins compactée et la diagenèse n'y est pas aussi avancée qu'au nord (Gulick et al., 2011 ; Geersen et al., 2013). En conséquence, la séquence sédimentaire entrante est moins lithifiée et non pas favorable à la propagation de la rupture co-sismique jusqu'à la fosse.

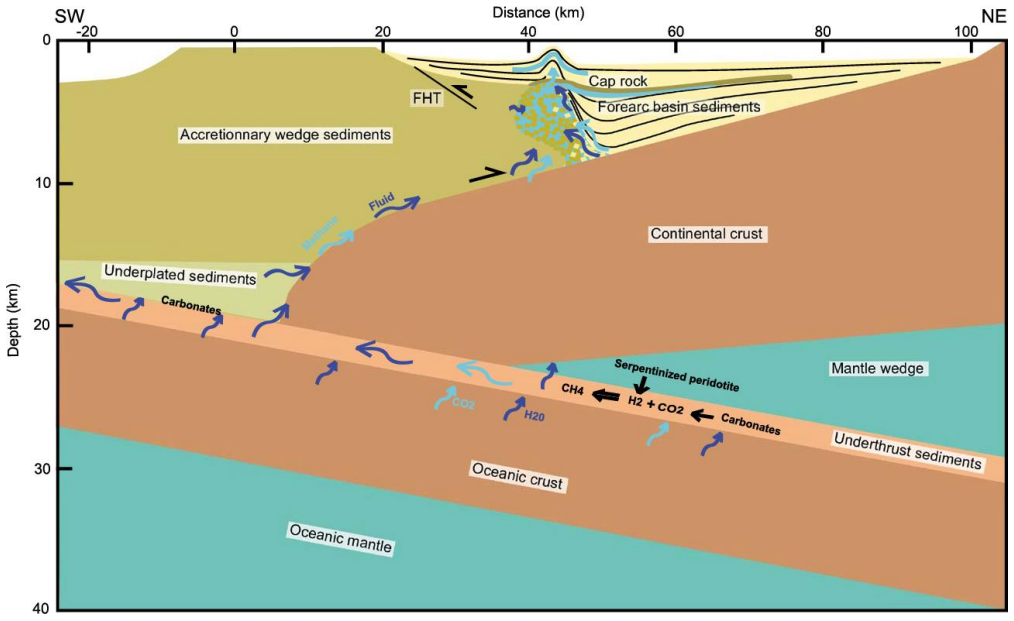


Figure 35 : Synthèse des flux de fluides (flèches en bleu foncé) et de gaz (flèches en bleu clair) dans la zone d'avant-arc de la région de Mentawai dans la partie centrale de Sumatra (Huot et Singh, 2018).

III.1.4. L'expédition IODP 362 « *Sumatra Seismogenic Zone* »

L'expédition IODP 362 intitulée *Sumatra Seismogenic Zone* s'est déroulée du 6 août au 6 octobre 2016, à la suite d'un projet de campagne proposé en 2013, en complément du *Japan Trench Fast Drilling Project* (JFAST) pour comprendre quels processus ont favorisé, en 2004 à Sumatra puis en 2011 à Tohoko-Oki, au Japon, la nucléation de séismes de $M_w \geq 9$ avec propagation de la rupture co-sismique jusqu'à proximité de la fosse avec formation de tsunamis catastrophiques. JFAST a été

rapidement mis en œuvre avec les expéditions IODP 343 et 343T en 2012 qui ont foré, échantillonné, sondé et installé un observatoire au site C0019, dans le méga-chevauchement à l'origine du mégaséisme tsunamigène de Tōhoku (Chester et al., 2012). L'objectif de JFAST est de comprendre comment la rupture de ce séisme a pu se propager jusqu'à la fosse du Japon, dans un contexte de marge en érosion avec une séquence sédimentaire entrante peu épaisse, qui contraste fortement avec les caractéristiques de la marge nord de Sumatra, à savoir une marge en accrétion, avec une séquence sédimentaire entrante pluri-kilométrique et lithifiée de manière précoce.

Ensemble, JFAST et l'expédition IODP 362, visent donc à comprendre comment les zones de subduction, qu'elles soient de type en érosion ou en accrétion, peuvent générer des méga-séismes tsunamigènes, pour réduire les risques associés.

III.1.4.1. Zone d'étude et objectifs scientifiques de l'expédition

Avec pour principaux objectifs de 1) caractériser les propriétés lithologiques, structurales, physiques, hydrogéologiques, géochimiques, thermiques et mécaniques initiales de l'épaisse séquence sédimentaire entrante et leur évolution et de 2) comprendre l'influence de ces propriétés sur la sismogènese, la tsunamigènese et le développement du prisme avec une morphologie en plateau, deux sites principaux (SUMA-8A et SUMA-10A, Figure 36) et douze sites alternatifs ont été proposés pour accéder à la croûte océanique et à sa couverture sédimentaire dans la marge nord de Sumatra, investiguée jusqu'alors uniquement de manière indirecte (McNeill et al., 2013a, b, c). Le site SUMA-8A et ses sites alternatifs, distaux, visent la partie supérieure de la croûte océanique et la partie inférieure de la séquence sédimentaire entrante, incluant l'épaisse séquence sédimentaire du delta du Nicobar anté-Pliocène d'origine himalayenne (Unité 2), finement drapée de sédiments de fosse distaux d'âge Pliocène à actuel (Unité 1) ainsi que la succession pélagique antérieure (Unité 3). Le site SUMA-10A et ses sites alternatifs, à proximité de la fosse et du front de déformation, visent la partie supérieure de cette séquence, avec l'Unité 1, épaisse, *a priori* composée de dépôts de bassin d'avant-arc, du delta du Nicobar et de fosse, l'interface Unité 1/Unité 2 et l'Unité 2. Ces sites doivent également permettre, en tant qu'objectifs secondaires, 1) de déterminer l'état de contrainte de la plaque océanique et 2) de reconstruire l'évolution paléo-climatique et tectonique de la zone à l'aide d'autres sites préalablement forés au large de l'Inde et de l'Indonésie, et ainsi de mieux contraindre l'origine des dépôts du delta du Nicobar.

Finalement, il sera décidé de forer à ~250 kilomètres au sud-ouest des côtes au large de la zone de rupture du méga-séisme de 2004 (Figure 37), sous ~4150 et ~4180 mètres d'eau respectivement (Figure 38), les sites alternatifs SUMA-11C et SUMA-12A, renommés U1480 et U1481. Aucun des sites proposés au niveau de la fosse ne sera foré.

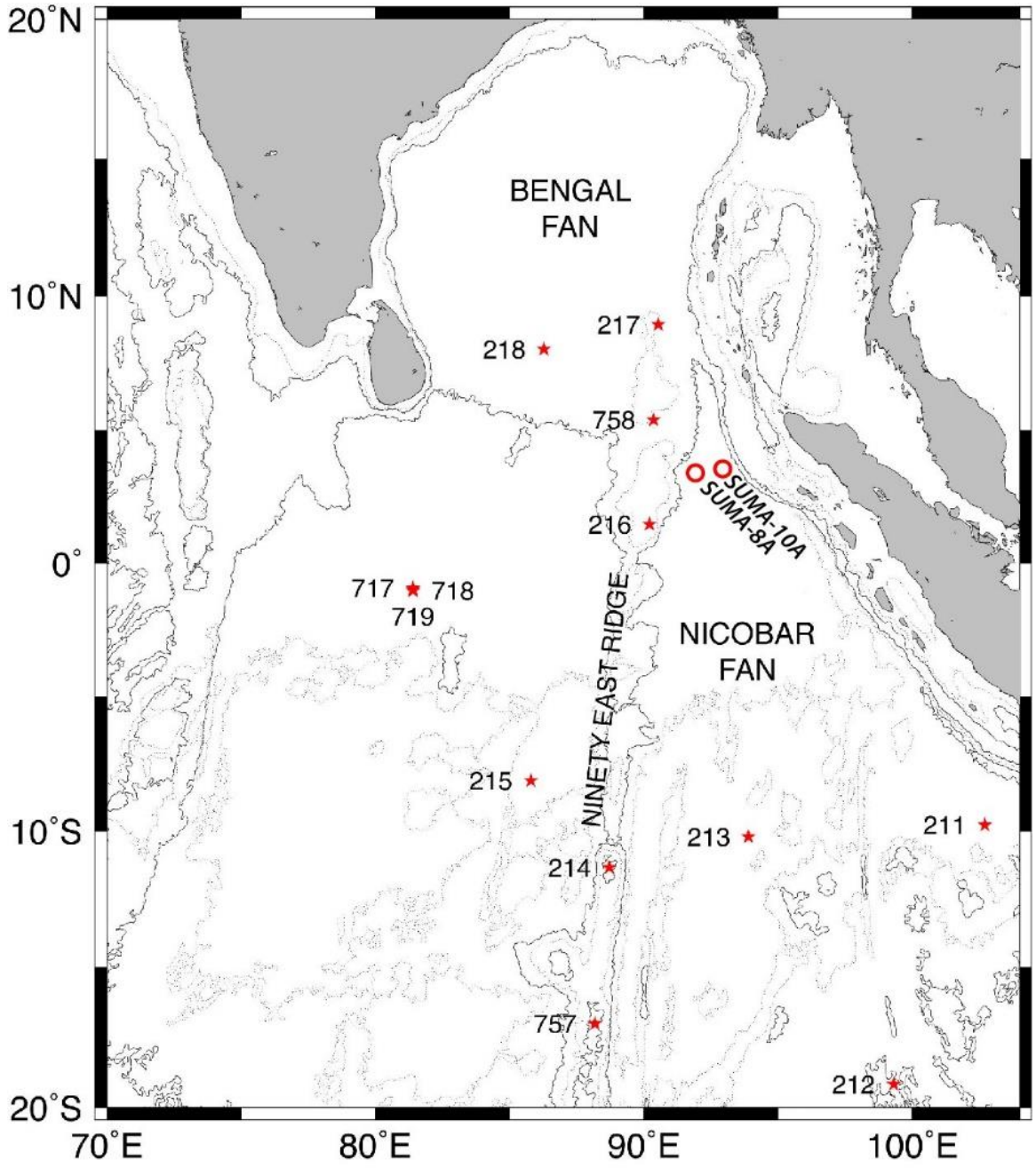


Figure 36 : Localisation des sites SUMA-10A et SUMA-8A pour l'expédition IODP 362, et autres sites DSDP et ODP préalablement forés dans la région (modifié d'après McNeill et al., 2013a).

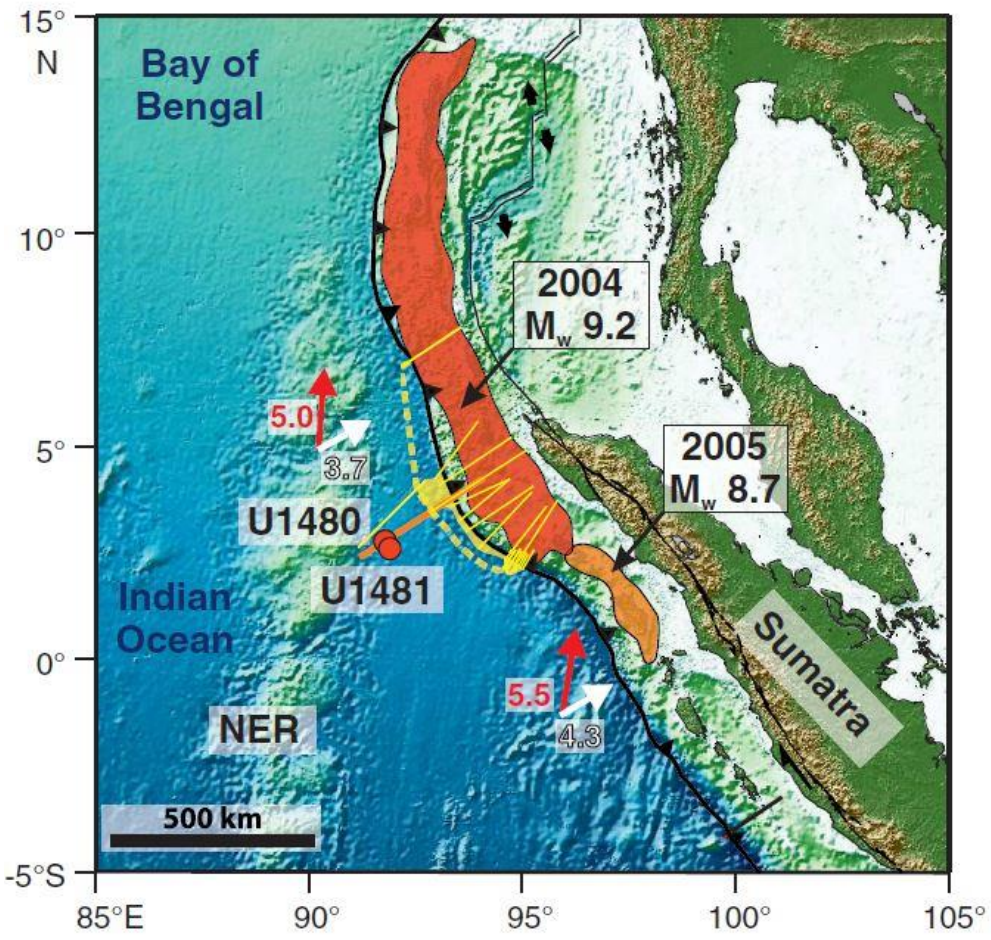


Figure 37 : Localisation des sites U1480 et U1481 par rapport aux zones de rupture des séismes de 2004 et 2005 (Hüpers et al., 2017). Les flèches rouges correspondent aux vecteurs de convergence (cm/an) et les flèches blanches correspondent à la vitesse de subduction en tenant compte de la dynamique de l'avant-arc. La ligne orange correspond au profil sismique BGR06-101-102 (Figure 39) qui passe par le Site U14180. Les lignes et zones jaunes montrent les profils sismiques et zones où le réflecteur HANP a été identifié. Les lignes en pointillés jaunes correspondent à l'estimation de l'extension du HANP. NER : Ninetyeast Ridge.

Le Site U1480 (Figure 39) a pour but de sonder et d'échantillonner la séquence sédimentaire entrante et la partie supérieure de la croûte océanique de la plaque indienne pour :

- Déterminer l'origine des premiers dépôts du delta du Nicobar ;
- Identifier les lithologies ou discontinuités qui formeront le futur décollement ;
- Caractériser l'évolution de l'état de compaction et des propriétés mécaniques de la séquence sédimentaire entrante associée à son histoire d'enfouissement ;
- Identifier des indicateurs de l'histoire thermique des sédiments et d'une potentielle diagenèse précoce ;
- Identifier les sources de fluides en fonction de la profondeur.

Le Site U1481, foré à ~35 km au nord-ouest du site U1480, cible 1) la partie inférieure de la couverture sédimentaire et notamment le réflecteur B (Figure 39), latéralement corrélé au réflecteur HANP identifié par Dean et al. (2010) comme le décollement sous le prisme d'accrétion et 2) le toit de la croûte océanique, identifié à ~1 600 mètres sous le plancher océanique (*meters below sea floor* en anglais, ou mbsf) à partir du profil sismique BGR06-102. Ce site vise à :

- Déterminer la composition et l'origine de la croûte océanique et l'influence de celle-ci sur la couverture sédimentaire ;
- Comparer les propriétés lithologiques, structurales, pétrophysiques, hydrogéologiques et mécaniques des sédiments et de la croûte océanique avec celles du Site U1480 afin de mettre en évidence d'éventuelles variations latérales de la stratigraphie sur de courtes distances, parallèlement à la marge.

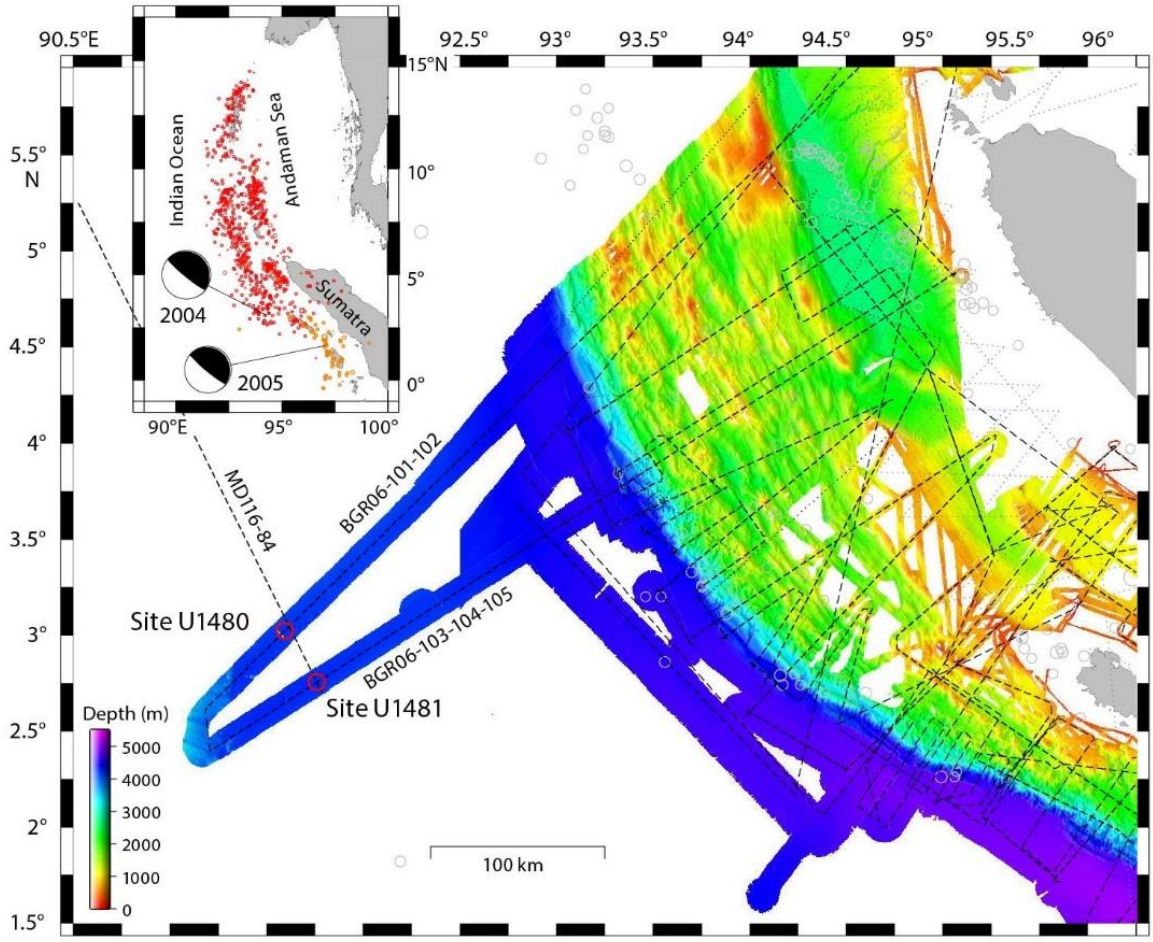


Figure 38 : Bathymétrie et profils sismiques acquis à travers le bassin d'avant-arc de la marge nord de Sumatra (zone de rupture du séisme de 2004) et de la plaque océanique indienne (McNeill et al., 2017a). Les cercles rouges représentent les localisations des sites forés lors de l'expédition IODP 362, U1480 et U1481. Les cercles gris représentent la sismicité. L'encart montre la sismicité et les mécanismes au foyer des séismes de décembre 2004 et mars 2005.

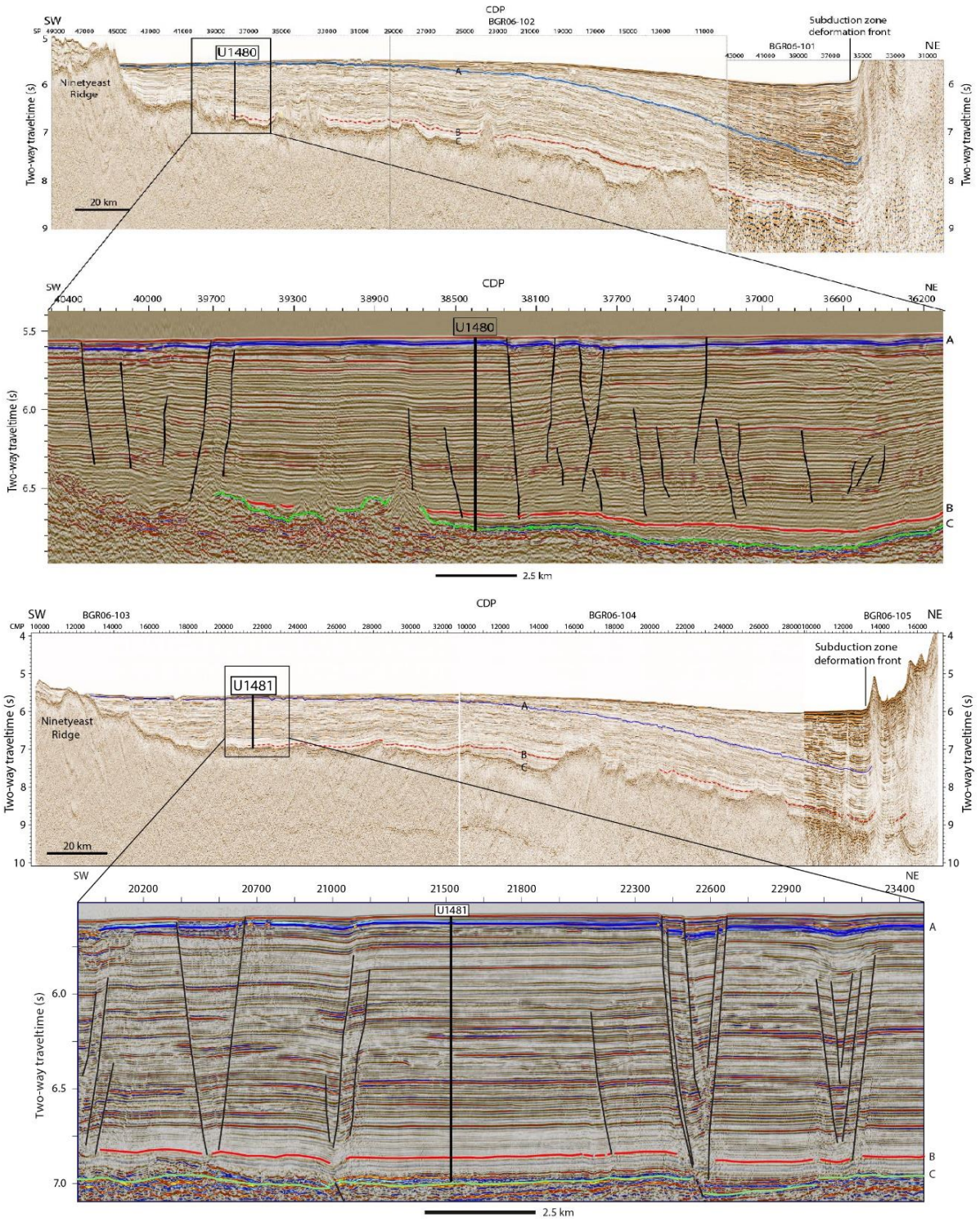


Figure 39 : Profils sismiques composites BGR06-101 et BGR06-102 et BGR06-105 (Figure 38) avec localisation des Sites U1480 et U1481, failles et des principaux réflecteurs sismiques. A : Discontinuité entre faciès turbiditiques de la fosse (Unité sismique 1) et séquences du delta du Nicobar (Unité sismique 2) ; B : Extrapolation du réflecteur de forte polarité et d'amplitude négative (HANP) interprété par Dean et al. (2010) comme le décollement sous le prisme ; C : Toit de la croûte océanique. Modifié d'après McNeill et al. (2017a, c et d).

III.1.4.2. Synthèse du déroulement des opérations et caractéristiques des sites forés

Sur le Site U1480, plusieurs puits (U1480A à H) sont forés (Figure 40). Pour des raisons techniques, les puits U1480A à U1480D sont rapidement abandonnés. L'objectif principal du site est néanmoins atteint grâce aux puits U1480E à U1480H qui ont fourni des échantillons de l'ensemble de la couverture sédimentaire et de la partie supérieure de la croûte océanique jusqu'à 1432 mètres sous le plancher océanique. Le puits U1480G qui a également permis de sonder la couverture sédimentaire en *wireline logging* jusqu'à ~795 mètres sous le plancher océanique (Tableau 1).

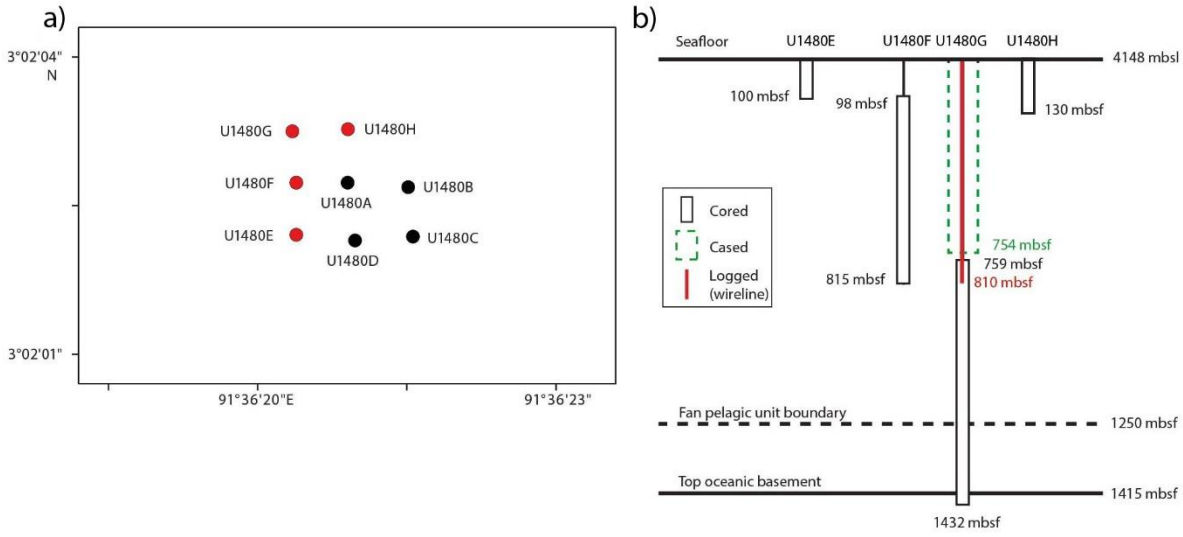


Figure 40 : Synthèse des opérations au Site U1480 (McNeill et al., 2017c) avec a) localisation des forages abandonnés (en noir) et ayant fournis échantillons et/ou diagraphies (en rouge) avec b) détails des intervalles concernés.

Bien qu'au Site U1481, la croûte océanique n'ait pas été atteinte lors de l'expédition, le puits U1481A a permis de caractériser la partie inférieure des séquences du delta du Nicobar et la partie supérieure des séquences pélagiques sous-incombantes par sondage en *wireline logging* de ~734 à ~1492 mètres sous le plancher océanique et par carottage sur un intervalle plus restreint entre ~1150 et ~1500 mètres sous le plancher océanique (Tableau 1).

III.1.4.3. Synthèse des données acquises lors de l'expédition

Le Tableau 1 récapitule l'ensemble des données acquises lors de l'expédition pour chaque site de forage étudié dans le cadre de cette étude.

Expédition		362 Sumatra	
Site		U1480	U1481
Puits, intervalles carottés (mbsf)		A : 0 – 6,0 ; B, C, D : 0 – 9,5 ; E : 0 – 99,7 ; F : 98 – 815* ; G : 759,6 – 1431,6 ; H : 0-129,4	A : 1149,7 – 1500,0
Puits et intervalles LWD (mbsf)			
Puits, intervalles wireline (mbsf)		G : 0-809,3	A : 734,1 - 1492,0
Mesures sur échantillons	Lithologie	X	X
	Structure	X	X
	Pétrophysique	X	X
	Géochimie du fluide interstitiel	X	X
Diagraphies LWD	Gamma Ray		
	Résistivité		
	Caliper		
	Porosité/densité neutron		
	RMN		
	Vp - Vs		
	Température		
Diagraphies wireline	Gamma Ray	X	X
	Résistivité		X
	Caliper		X
	Porosité/densité neutron		X
	RMN		
	Vp - Vs		X
	Température	X	

*Tableau 1 : Synthèse des principales données acquises lors de l'expédition IODP 362 dans la marge Nord de Sumatra utilisées dans le cadre de cette thèse. * : lacunes régulières de quelques mètres sur l'intervalle.*

Les principaux résultats de l'expédition IODP 362 sur chaque site sont résumés dans le Chapitre V.

III.2. Marge nord d'Hikurangi, Nouvelle-Zélande

III.2.1. Contexte géodynamique

La géodynamique du sud-ouest du Pacifique est contrôlée par la cinématique des plaques Pacifique et Australie dont la limite convergente comprend plusieurs systèmes de subduction (Schellart et al., 2006) (Figure 41a). Au nord, la plaque Australie est subduite vers le nord sous la plaque Pacifique au niveau des fosses de Nouvelle-Bretagne, San Cristobal et Nouvelles-Hébrides. A l'est, la plaque Pacifique est subduite vers l'ouest sous la plaque Australie le long d'un système de subduction continu de plus de 3 000 kilomètres formé par les fosses des Tonga, des Kermadec et d'Hikurangi (Wallace et al., 2009). Au sud-est, au niveau des fosses de Puységur-Macquarie, la plaque Australie est subduite vers l'est sous la plaque Pacifique.

La Nouvelle-Zélande est située à cheval sur la limite convergente ouest des deux plaques (Figure 41b). A l'Est de l'île Nord, le long de la marge d'Hikurangi, la plaque Pacifique, constituée de croûte océanique, est subduite depuis ~24 à 30 millions d'années (Ballance, 1976 ; Stern et al., 2006) vers le sud-ouest sous la lithosphère continentale de la plaque Australie, avec un panneau plongeant dense identifié jusqu'à au moins 300 kilomètres de profondeur (Reyners et al., 2006). A l'ouest de l'île Sud, une transition complexe s'opère le long d'une zone en transpression dextre de ~100 km constituée de la zone de faille de Marlborough, des Alpes du Sud et de la Faille Alpine (Nicol et al., 2007 ; Lamb, 2011) alors que la lithosphère de la plaque Pacifique devient continentale au niveau de Chatham Rise (Reyners et Cowan, 1993). Avec son rejet dextre de ~450 km et plus de 100 km de raccourcissement accommodé (Walcott, 1998), la Faille Alpine est la faille la plus importante de Nouvelle-Zélande. Au sud, cette zone de collision continentale est contiguë à la zone de subduction de Puységur où la lithosphère océanique de la plaque Australie est subduite sous la plaque Pacifique (Lamb, 2011).

Au niveau de la marge d'Hikurangi, la Plaque Pacifique plonge sous l'Île Nord avec une obliquité croissante vers le sud qui entraîne une diminution de la vitesse de déplacement des plaques Pacifique et Australie, qui passe de ~48 mm/an au nord de la Péninsule Raukumara à ~43 mm/an au large de Wairarapa et à ~41 mm/an au sud de l'Île Nord (Beavan et al., 2002 ; Nicol et al., 2007 ; DeMets et al., 2010). La composante normale de la subduction oblique est accommodée à 80% par le développement du chevauchement frontal qui entraîne un raccourcissement important de la plaque supérieure par les failles inverses de la plaque supérieure (Nicol et Beavan, 2003 ; Nicol et Wallace, 2007 ; Nicol et al., 2007 ; Wallace et al., 2012a). La composante parallèle à la marge est accommodée par la zone de cisaillement dextre de l'Île Nord (NIDFB, Figure 41c) (Beanland et

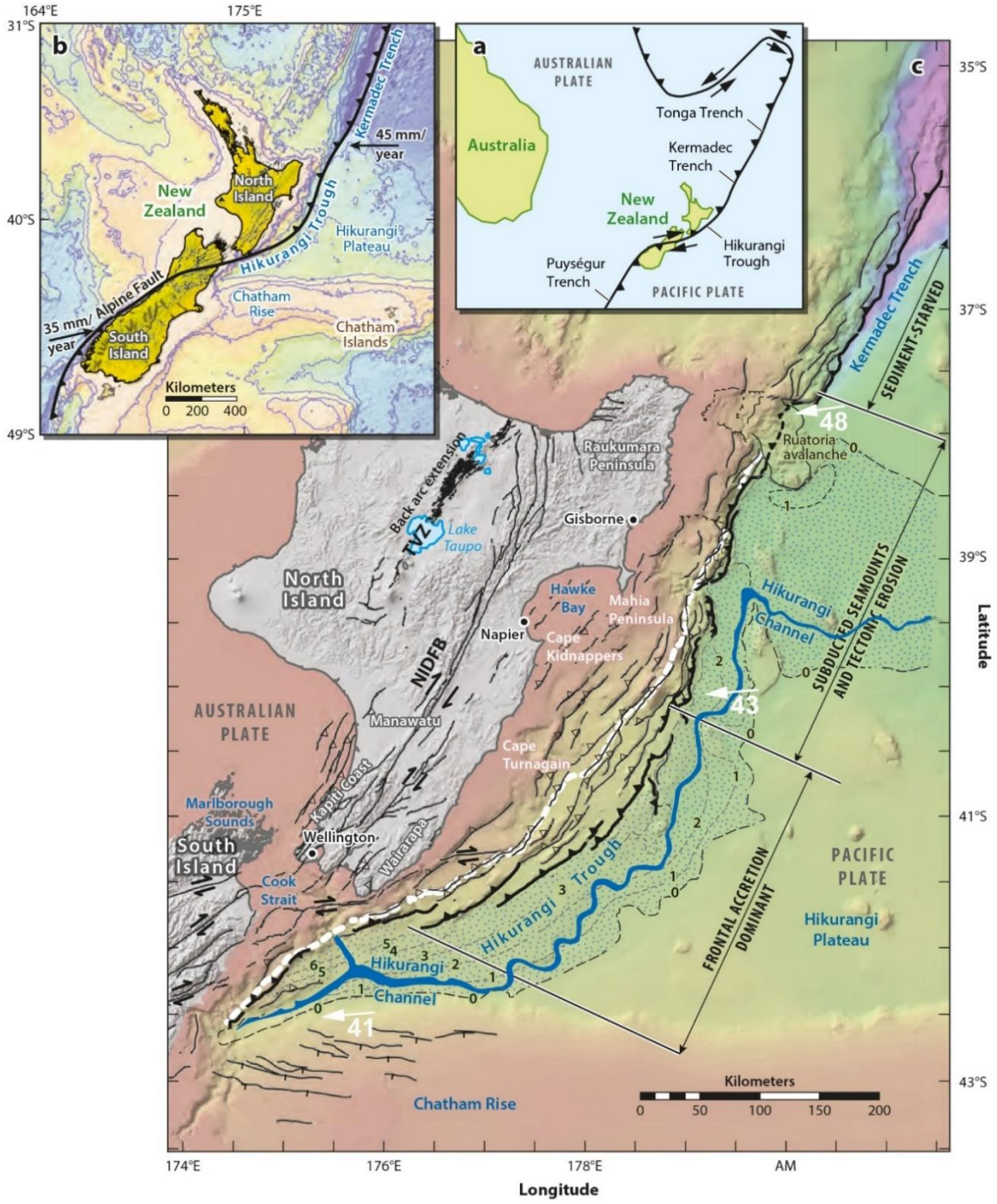


Figure 41 : a) Contexte tectonique du sud-ouest du Pacifique, b) de la Nouvelle-Zélande et c) de la marge d'Hikurangi, avec bathymétrie, topographie et failles actives (lignes noires) à terre et en mer (modifié d'après Wallace, 2020). Les contours en pointillés correspondent à l'épaisseur en kilomètres des dépôts turbiditiques de la fosse sur la plaque inférieure dont l'extension est marquée par des points bleus. Les flèches blanches indiquent la vitesse de convergence en mm/an de la plaque Pacifique par rapport à la plaque Australie (Barker et al., 2010). La ligne blanche en pointillés épais correspond à la limite entre les sédiments d'âge Crétacé Supérieur à Paléogène, anté-subduction, en cours de déformation et la partie frontale de la marge, composé de sédiments de fosse d'âge Miocène à Quaternaire. Abréviations : NIDFB, North Island Dextral Fault Belt ; TVZ, Taupo Volcanic Zone.

Haines, 1998 ; Webb et Anderson, 1998 ; Wallace et al., 2004 ; Nicol et al., 2007) et par une rotation de la zone d'avant-arc dans le sens horaire par rapport à la plaque Australie (Wallace et al., 2004). La rotation de la zone d'avant-arc, qui augmente du sud (~0,5° par million d'année) vers le nord (3,8° par million d'année), entraîne une extension de la zone d'arrière-arc associée à un volcanisme actif dans la Taupo Volcanic Zone (TVZ, Figure 41b) (Stern et al., 2006 ; Wallace et al., 2004) et une transpression dans la NIDFB qui sépare la zone avant-arc de la zone d'arrière-arc (Lamb, 2011). En conséquence de cette rotation et de la subduction oblique, la vitesse de raccourcissement tectonique normale à la marge d'Hikurangi est deux à trois fois plus faible au sud (~20 mm/an) qu'au nord (~60 mm/an) et vaut ~30-50 mm/an dans la partie centrale de la marge (Wallace et al., 2004 ; 2009) (Figure 42).

III.2.2. Composition et caractéristiques tectoniques, morphologiques, structurales et hydrologiques

III.2.2.1. Synthèse des données disponibles

Les premières études sismiques et géophysiques qui visent à caractériser la morphologie et la structure de la marge d'Hikurangi sont menées dans les années 1980 (Davey et al., 1986, 1997 ; Stern et al., 1987 ; Bibby et al., 1995). En 2001, deux programmes d'acquisition sismique complémentaires permettent d'obtenir un profil de sismique réflexion NW-SE de ~300 km de long à travers la marge. Le programme Central North Island Passive Seismic Experiment (CNIPSE) permet le déploiement de sismographes digitaux portables à terre qui enregistreront ~4 700 séismes proches jusqu'à ~270 km de profondeur et ainsi d'obtenir une image satisfaisante de la sismicité de la marge d'Hikurangi (Henrys et al., 2003). Puis, le programme North Island GeopHysical Transect permet d'obtenir un profil de sismique réflexion (profil NIGHT sur la Figure 42b) au large d'Hawke Bay dans la partie centrale de la marge (Henrys et al., 2003). En 2005, la campagne 05CM est menée le long de la côte Est de l'Île Nord permettant d'obtenir 2 800 kilomètres de données de sismique réflexion 2D, soit 33 profils sismiques perpendiculaires à la marge et 6 profils parallèles à celle-ci (Figure 42b). Les profils 05CM et NIGHT ont mis en évidence une forte variation latérale de la morphologie et de la structure de la marge, associée aux importantes transitions tectoniques qui s'opèrent le long de celle-ci (Barker et al., 2009 ; Bell et al., 2010). La corrélation de ces profils de sismique réflexion avec les sites 1123 et 1124 forés pour échantillonner la couverture sédimentaire de la Plaque Pacifique à ~900 et ~600 kilomètres des côtes lors du Leg ODP 181 en 1998 a abouti à une première définition de faciès sismiques et à une caractérisation des propriétés de friction (Rabinowitz et al., 2018 ; Boulton et al., 2019). La marge d'Hikurangi compte également 44 puits d'exploration à terre et 3 en mer dans la zone d'avant-arc (Saffer et al., 2019a).

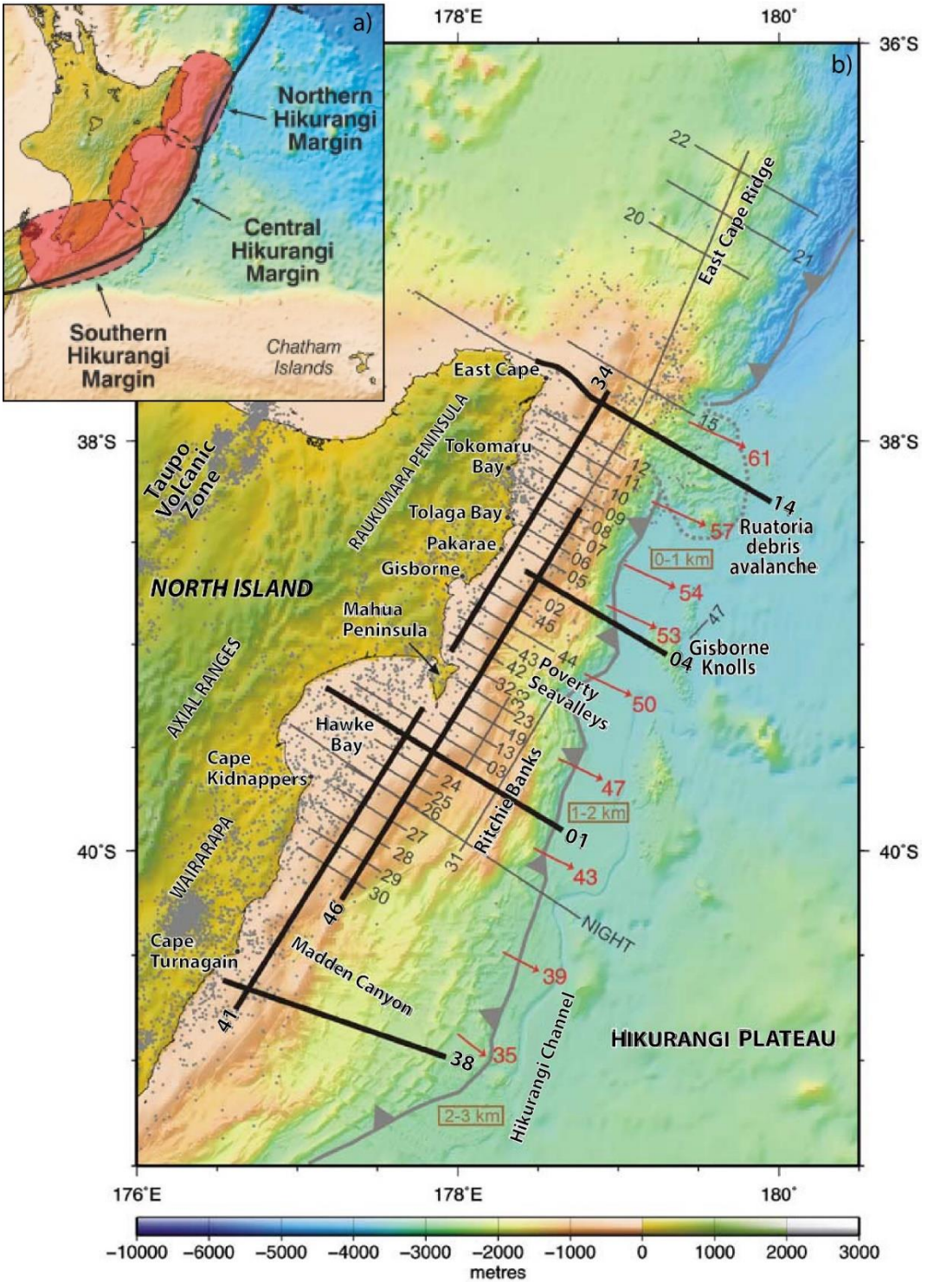


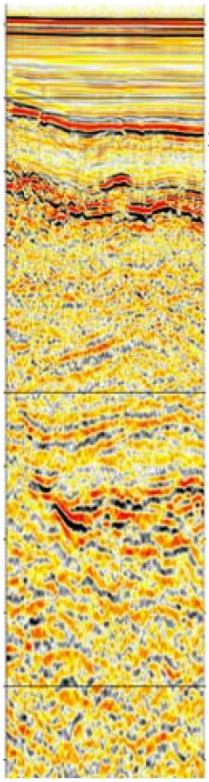
Figure 42 : a) Carte des trois zones de la marge d'Hikurangi ; b) Carte bathymétrique détaillée des zones centre et nord de la marge d'Hikurangi et de la périphérie sud du système de subduction des Tonga-Kermadec avec localisation des profils sismiques des campagnes 05CM et NIGHT (Barker et al., 2009). Les flèches rouges correspondent au vecteur de convergence à long terme (en mm/an) entre la partie est de l'Île Nord en rotation par rapport à la Plaque Pacifique. Les encadrés avec texte en brun correspondent à l'épaisseur de la couverture sédimentaire de la plaque inférieure.

III.2.2.2. Propriétés tectoniques, morphologiques, structurales et de composition de la plaque inférieure

Au sud de la marge, un vaste plateau océanique, le Plateau d'Hikurangi, d'âge Crétacé (~120 Ma) se trouve au-dessus de la plaque Pacifique plongeante (Taylor, 2006 ; Barker et al., 2009) et s'approfondit depuis le sud (~2500 m de profondeur au niveau de Chatham Rise à 42°S) vers le nord (~5 000 m de profondeur à 36°S) (Barker et al., 2009). En conséquence, la croûte océanique s'épaissit du nord vers le sud, passant de 5-7 kilomètres d'épaisseur au niveau de la fosse des Kermadec, à 10 kilomètres au large de la Péninsule Raukumara, 10-12 kilomètres au large d'Hawke Bay et ~15 kilomètres au sud de l'Île Nord (Bannister, 1988 ; Davy, 1992 ; Davy et Wood, 1994 ; Wallace et al., 2004 ; Davy et al., 2008 ; Mochizuki et al., 2009). Cette variation d'épaisseur jouerait un rôle dans la rotation horaire du domaine d'avant-arc (Wallace et al., 2004).

La corrélation des profils sismiques et des données des puits du Leg ODP 181 montre que la couverture sédimentaire du Plateau d'Hikurangi comprend, à sa base, du matériel volcaniclastique et/ou des calcaires et cherts de faible vitesse (~2,5-3,5 km/s) datant du Crétacé Inférieur (>100 Ma) correspondant aux séquences HKB et VB (Davy et al., 2008 ; Barnes et al., 2010), des roches sédimentaires silicoclastiques du Crétacé Supérieur (~100-70 Ma, séquence MES) et des roches sédimentaires pélagiques comme des craies, de la boue à nannofossiles et des mudstones d'âge Crétacé Supérieur à Oligocène (~70-32 Ma, séquence Y) ainsi que des mudstones, boues à nannofossiles et tephra d'âge essentiellement Miocène (< 32 Ma, séquence CEN) (Figure 43).

La séquence sédimentaire entrant dans le système de subduction d'Hikurangi présente de fortes variations d'épaisseur entre le nord et le sud de la marge (Lewis et al., 1998) (Figure 41c ; Figure 42). La séquence CEN est drapée, au front de la marge, par des dépôts turbiditiques d'âge Pliocène à Pléistocène dont l'épaisseur varie de 0-2 kilomètres au nord à 6 kilomètres au sud. Ces turbidites dérivent du chenal d'Hikurangi qui canalise des courants de densité depuis le sud le long de l'axe de la fosse d'Hikurangi (Lewis et al., 1998 ; Wallace et al., 2009 ; Barnes et al., 2010 ; Pedley et al., 2010 ; Plaza-Faverola, 2012 ; Bland et al., 2015 ; Barnes et al., 2018). Les données d'anomalie magnétique et les profils de sismiques réflexion ont permis d'identifier plusieurs monts sous-marins faisant saillie hors de la couverture sédimentaire du plateau d'Hikurangi dans la partie nord de la marge (*e.g.* au large de Gisborne) où la couverture sédimentaire est mince. Au sud de la marge, les monts sous-marins (comme le Bennett Knoll) sont plus rares, potentiellement car ils ont été recouverts par les épais dépôts turbiditiques d'âge Pliocène à Pléistocène (Barnes et al., 2018).



Unit description	Interval velocity	Age range
Cenozoic sediment - nanofossil chalks with interbeds of tephras and clay	1500-1600 m/s	32-0 Ma
E. Oligocene-L.Cretaceous chalks/mudstone	2300-3300 m/s	70-32 Ma
Transparent laminar Mesozoic sediment	2300-2600 m/s	100-70 Ma
Volcaniclastic sediment with basalt interbeds	not resolved	100-90 Ma
Cretaceous volcaniclastic sediment and/or limestone/chert, possibly sandstone/mudstone in upper 0.2-0.3 s. Laminated horizons with widespread normal faulting	2400 -3500 m/s	125-120 (100?) Ma
Basaltic basement	> 4200 m/s	125-120 Ma

Figure 43 : Unités sédimentaires et sismiques du Plateau d'Hikurangi (Davy et al., 2008).

III.2.2.3. Propriétés tectoniques, morphologiques, structurales et composition de la plaque supérieure

III.2.2.3.1. Composition de la marge et localisation du décollement et de la zone de proto-décollement

La marge d'Hikurangi est structurée en plusieurs ensembles tectoniques. La partie interne de la marge qui se déforme activement (le butoir) correspond à une séquence sédimentaire anté-subduction d'âge Crétacé Supérieur à Paléogène qui forme des écailles imbriquées à pendage continental. Elle comporte localement des bassins de pente avec des sédiments d'âge Miocène à Quaternaire. La partie frontale de la marge correspond au système de subduction Néogène (Barnes et al., 2010) et se compose de sédiments accrétés du Plateau d'Hikurangi d'âge Cénozoïque (Figure 43) accrétés au niveau de la fosse. Dans la partie centrale et sud de la marge, les profils de sismique réflexion ont permis d'identifier le décollement à proximité ou coïncidant avec le « réflecteur sismique n° 7 » de Barnes et al. (2010) caractérisé par un fort contraste d'impédance et une amplitude élevée (Plaza-Faverola et al., 2012). Ce réflecteur correspond à l'interface entre la séquence CEN et un intervalle sédimentaire d'âge Crétacé Supérieur à Oligocène (70-32 Ma) du

Plateau d'Hikurangi composé de craies pélagiques et de calcaires de type *mudstone* (« séquence Y » de Wood et Davy, 1994, identifiée par Davy et al., 2008 ; Figure 43) (Barnes et al., 2010, 2018 ; Plaza-Faverola et al., 2012, 2016 ; Crutchley et al., 2020). Dans les régions sud et centrale, la partie frontale de la marge comprend donc la séquence CEN d'âge Miocène (<32 Ma) et des dépôts turbiditiques d'âge Pliocène à Pléistocène.

Les travaux de Barnes et al. (2018) montrent que la zone de proto-décollement est large (~25 kilomètres) et comprend plusieurs réseaux denses de failles à pendages modérés (~40-50°), de fractures et des structures conjuguées qui se forment initialement dans les turbidites d'âge Pliocène-Pléistocène (Réflecteurs sismiques R4 à R5, Figure 44a), sous la forme de bande de compaction induites par de la compression subhorizontale et une réduction latérale de la porosité.

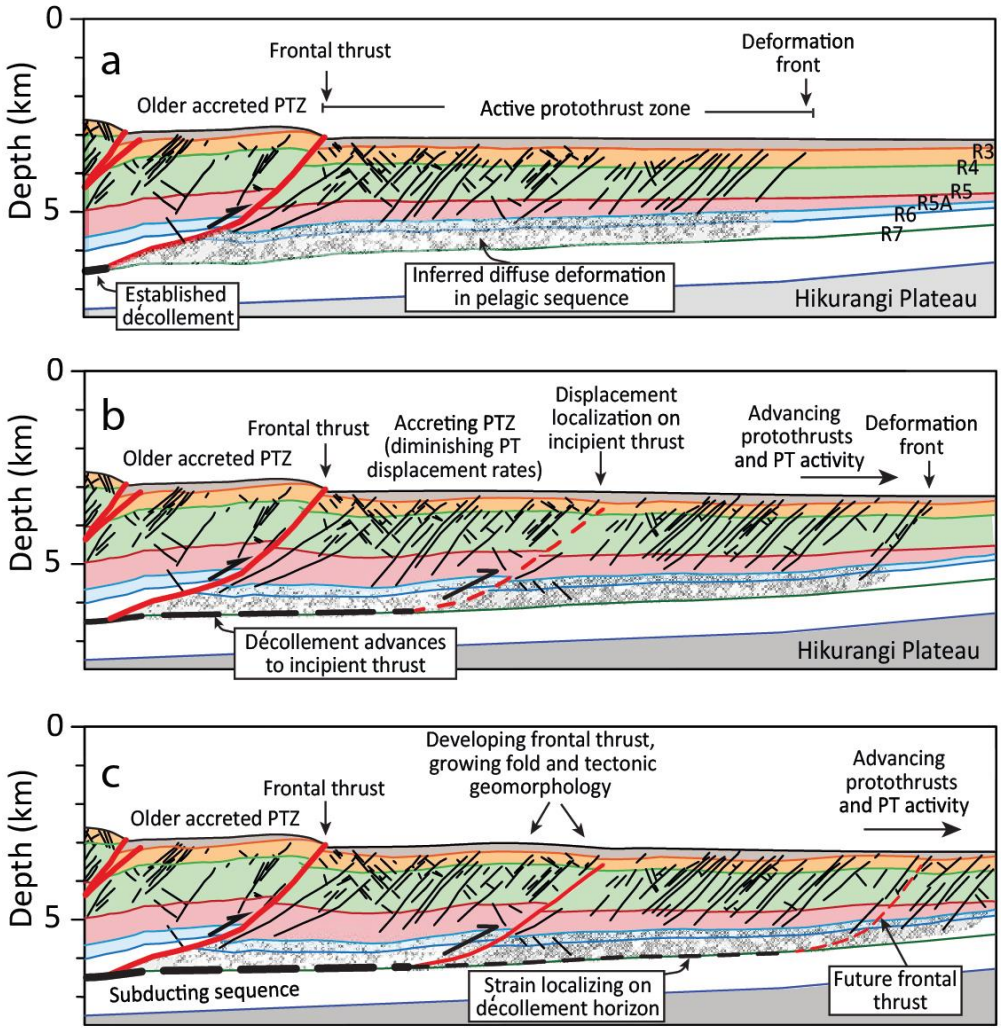


Figure 44 : Coupe schématique de la partie centrale de la marge d'Hikurangi montrant l'évolution de la zone de proto-décollement (PTZ), du proto-décollement (PT) et du chevauchement frontal (Barnes et al., 2018) avec a) formation de fractures dans les turbidites entre les réflecteurs sismiques R4 à R5A, b) focalisation du déplacement au niveau du décollement et c) formation du nouveau chevauchement frontal.

A mesure que la déformation augmente, le déplacement se localise préférentiellement le long du décollement au niveau du « réflecteur sismique 7 » (R7, Figure 44b) et une faille secondaire, correspondant au nouveau chevauchement frontal en cours de formation, rompt la séquence sédimentaire entrant dans le système de subduction. La localisation de la déformation le long du décollement et du nouveau chevauchement frontal en cours de formation entraîne le développement d'un anticlinal de rampe et la croissance de la faille dans la séquence sédimentaire (Figure 44c).

Dans la partie nord de la marge, la position du décollement et de la zone de proto-décollement n'a pas été déterminée précisément préalablement aux études menées dans le cadre et à la suite des expéditions IODP 372 et 375.

III.2.2.3.2. Variabilité nord-sud de la morphologie et du style tectonique de la marge

La marge d'Hikurangi présente de fortes hétérogénéités de style tectonique du nord au sud qui reflètent les variations d'épaisseur et de rugosité de la croûte océanique de la plaque inférieure et d'épaisseur de sa couverture sédimentaire (Plaza-Faverola, 2014). La marge d'Hikurangi est ainsi généralement divisée en trois zones (Figure 42a) (Barker et al., 2009 ; Wallace et al., 2009 ; Bell et al., 2010 ; Wallace, 2020).

III.2.2.3.2.1. Une accrétion active dans les parties sud et centrale de la marge

La zone sud qui s'étend au large de Wairarapa (profil de sismique réflexion 05CM-38, Figure 45a) et la zone centrale, au large d'Hawke Bay (profil 05CM-01, Figure 45b), se caractérisent par une marge en accrétion active atteignant 200 et 135 kilomètres de large respectivement (Wallace et al., 2009) (Figure 41c). Dans ses parties sud et centrale, la marge d'Hikurangi est nourrie, au niveau de la pente, par des sédiments issus de l'érosion de l'Île Nord, et, au niveau de la fosse, par des sédiments dérivés de l'Île Sud et canalisés par le chenal d'Hikurangi. Elle se compose dans ces régions d'un prisme d'accrétion développé composé d'écailles crustales imbriquées qui s'enracinent, à leur base, sur le décollement. Dans la zone sud, où l'accrétion est la plus active, la marge se caractérise par une déformation accommodée de manière distribuée le long d'une pente régulière de 1,0° en moyenne, bien plus faible que celle rencontrée dans la plupart des systèmes de subduction (Barker et al., 2009 ; Barnes et al., 2010). La partie frontale de la marge est marquée par une pente douce de ~4° (Barker et al., 2009). Dans la zone centrale, la pente topographique douce de la marge est incisée par des bassins de plus de 50 kilomètres de large, parallèlement à la fosse,

qui piègent les sédiments issus de l'érosion de l'Île Nord (Pedley et al., 2010). Elle comprend aussi des failles satellitaires qui s'enracinent au niveau du décollement (Barker et al., 2009). La partie frontale de la marge est légèrement plus pentue, avec une pente de ~6-7° (Wallace et al., 2009).

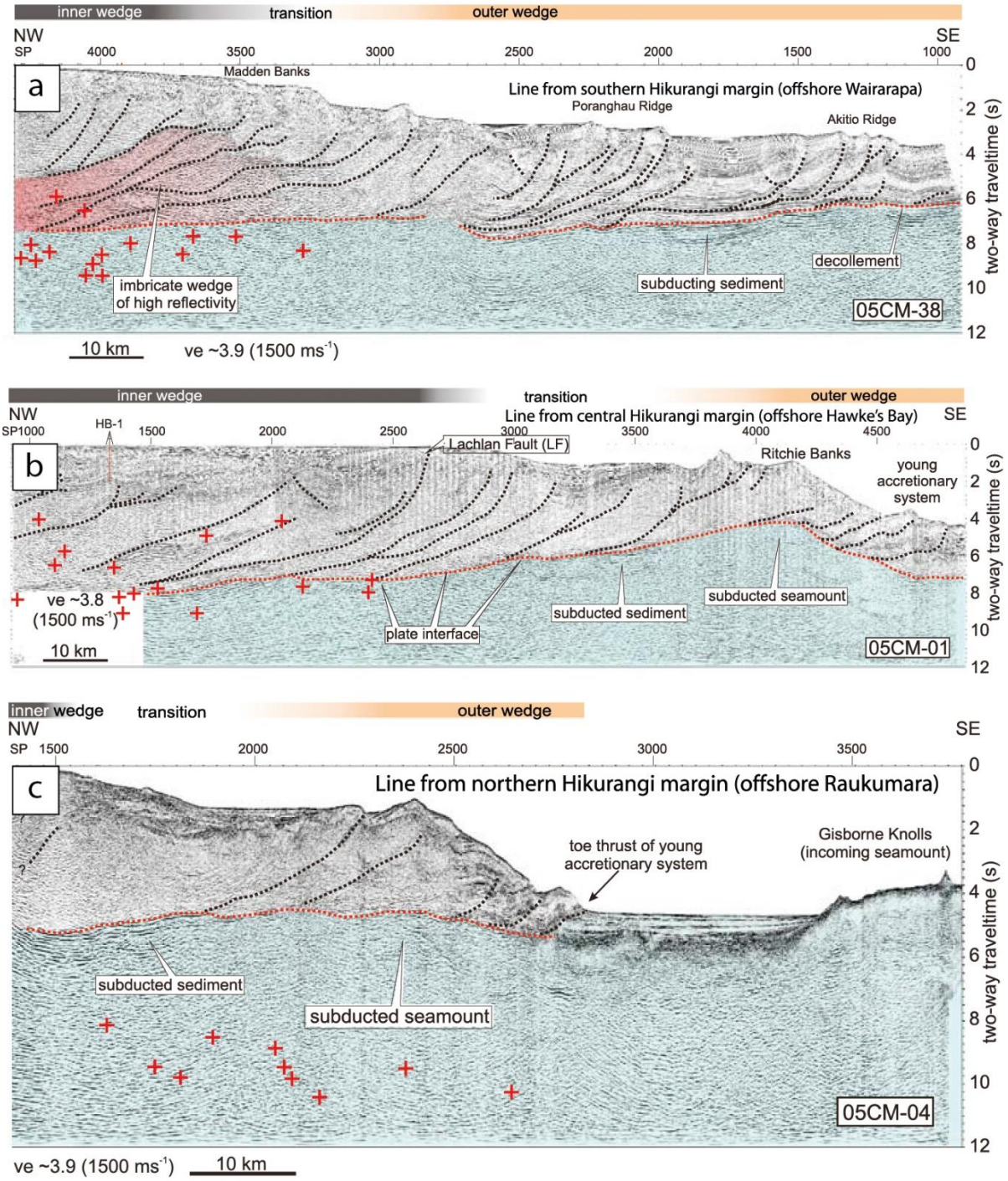


Figure 45 : Profils sismiques représentatifs des zones (a) sud (profil 05CM-38 sur la Figure 42), (b) centrale (profil 05CM-01) et (c) nord (profil 05CM-04) de la marge d'Hikurangi (Wallace et al., 2009 modifié d'après Barker et al., 2009). La ligne en pointillé rouge indique la position du décollement. Le bleu correspond au matériel subduit. Les croix rouges indiquent les positions projetées des séismes à moins de 10 km de la section.

III.2.2.3.2.1. Non-accrétion et érosion tectonique active dans la partie nord de la marge

La zone nord, qui fait l'objet de cette thèse, se trouve au nord d'Hawke Bay, au large de la Péninsule Raukumara et correspond au profil de sismique réflexion 05CM-04 (Figure 45c). Elle se caractérise par une marge peu développée de moins de 100 kilomètres avec une pente forte comprise entre 3° et 4° et un prisme étroit (moins de 10 kilomètres) avec une pente abrupte dans sa partie frontale ~10-13° (Davey et al., 1986 ; Barker et al., 2009 ; Wallace et al., 2009 ; Barnes et al., 2010 ; Ghisetti et al., 2016 ; Plaza-Faverola et al., 2016 ; Barnes et al., 2018 ; Antriasian et al., 2019). Contrairement aux zones sud et centrale, la partie nord de la marge d'Hikurangi est généralement classifiée comme non-accrétionnaire. Cela est lié à plusieurs paramètres, comme la faible épaisseur des sédiments de la fosse (<1,0 à 1,5 km), les vitesses de convergence élevées, le fort relief de la plaque inférieure qui comporte de nombreux monts sous-marins (Barnes et al., 2010) et les effondrements gravitaires qui affectent la partie externe de la marge (Collot et al., 2001 ; Barker et al., 2009 ; Ellis et al., 2015). La plupart de la déformation est accommodée dans la partie frontale de la marge dans les écailles crustales les plus externes du prisme, à moins de 10 kilomètres de la fosse (Pedley et al., 2010). Elle présente localement des épisodes d'érosion tectonique frontale préservés au niveau de la fosse et de la marge (Wallace et al., 2009 ; Ellis et al., 2015). En revanche, dans d'autres zones, et notamment dans la zone ciblée par les expéditions IODP 372 et 375 au large de Gisborne, la partie la plus externe de la partie nord de la marge présente une accrétion active (Barker et al., 2009 ; Ellis et al., 2015 ; Skarbek et Rempel, 2017).

III.2.2.4. Fluides et propriétés hydrogéologiques de la marge

III.2.2.4.1. Exutoires et zones de circulations de fluides

De nombreuses indications de circulation et d'expulsion de fluides (Figure 46) ont été identifiées le long de la marge d'Hikurangi. La quasi-totalité des exutoires de fluides a été identifié dans la partie interne de la marge, à 20-70 kilomètres du front de déformation, à l'aplomb d'anticlinaux formés dans le toit des chevauchements actifs d'âge Crétacé à Paléogène qui composent le prisme interne (Barnes et Mercier de Lépinay, 1997 ; Bialas et al., 2007 ; Ranero et al., 2008 ; Mountjoy et al., 2009a ; Barnes et al., 2010 ; Crutchley et al., 2010 ; Greinert et al., 2010 ; Netzeband et al., 2010 ; Geersen et al., 2018 ; Riedel et al., 2018 ; Watson et al., 2020).

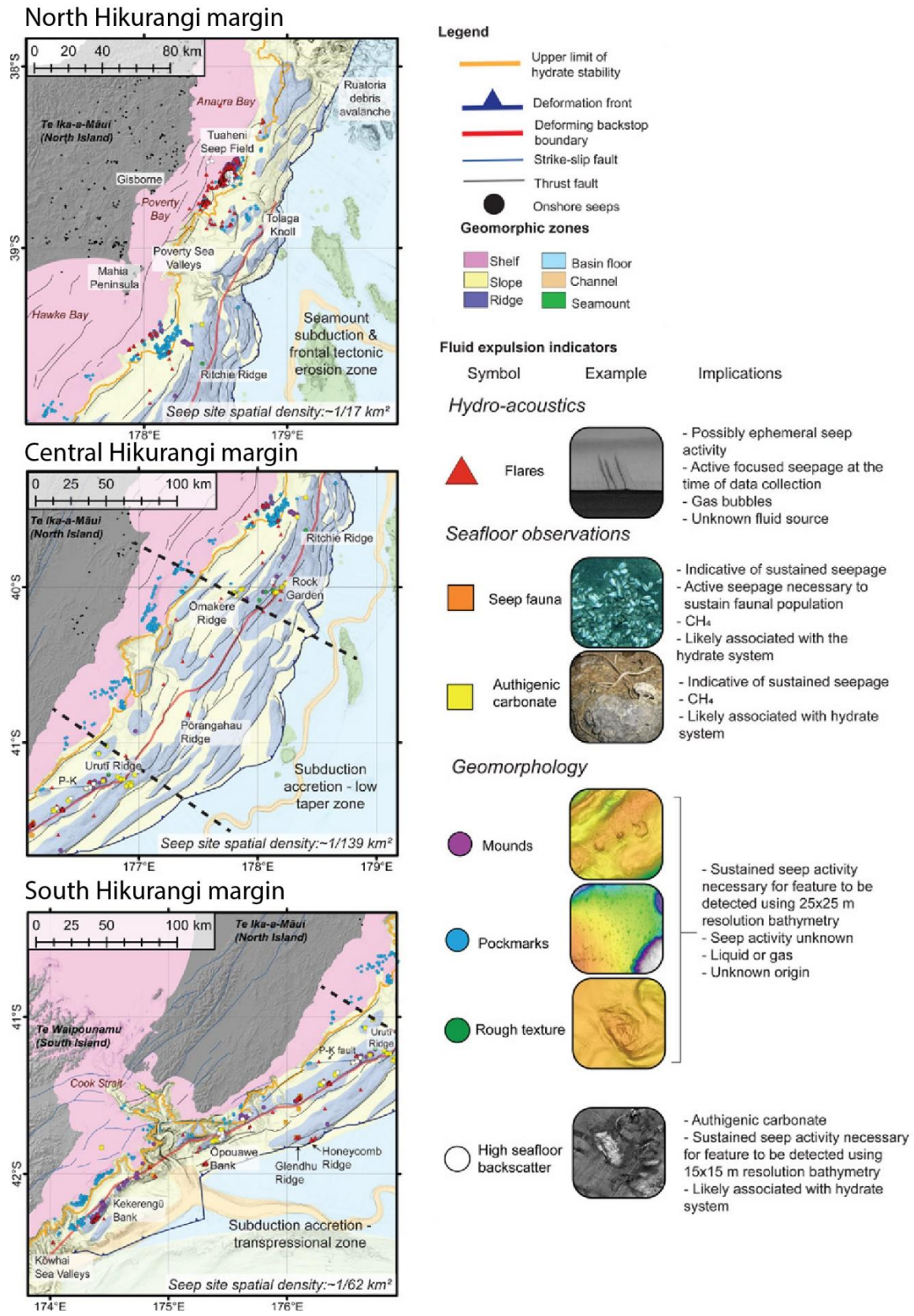


Figure 46 : Cartes montrant la distribution des différents indicateurs d'expulsion de fluides dans les parties nord, centrale et sud de la marge d'Hikurangi (modifié d'après Watson et al., 2020).

Aucun exutoire de fluide n'a été observé dans la partie frontale de la marge, même dans la partie sud de celle-ci où la couverture sédimentaire épaisse est rapidement accrétée (Ghisetti et al., 2016). Des *Bottom-Simulating-Reflector* (BSR) suggérant la présence d'hydrates de gaz ont été identifiés de manière ubiquiste dans les parties interne et frontale de la marge (Barnes et al., 2010 ; Greinert et al., 2010 ; Pecher et al., 2010 ; Watson et al., 2020).

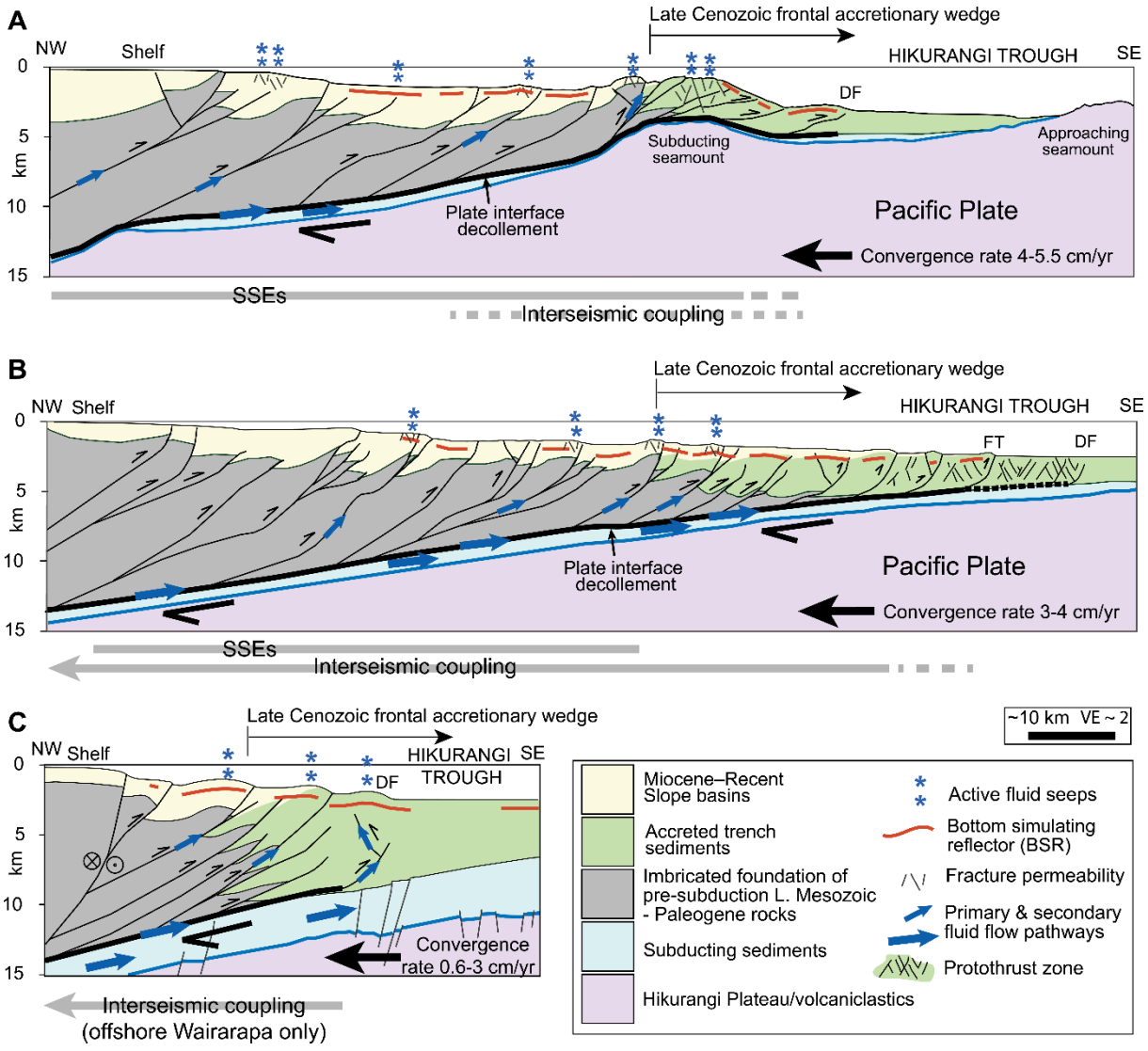


Figure 47 : Coupes schématiques de a) la partie nord, b) la partie centrale et c) la partie sud de la marge d'Hikurangi, montrant les principales zones d'exfiltration et de circulation de fluides, la zone de formation des slow slip events et les zones de couplage intersismique (Watson et al., 2020).

Dans la partie nord de la marge, les indicateurs d'exfiltration de fluides coïncident avec des zones de failles extensives (Figure 47a) ou un réseau de fractures développé à proximité de chevauchements actifs et de monts sous-marins entrant en subduction comme le Tolaga Knoll (Barnes et al., 2010 ; Bell et al., 2014 ; Watson et al., 2020). Ces zones d'expulsion de fluides se

superposent aux zones sources de microsismicité, de SSEs peu profonds ou de tremors (Wallace et Beavan, 2010 ; Todd et Schwartz, 2016 ; Wallace et al., 2016a ; Todd et al., 2018) ainsi qu'à des réflecteurs sismiques de forte amplitude supposés riches en fluides avec une pression de fluide élevée (Bell et al., 2010). Dans la partie sud de la marge (Figure 47c), les zones d'expulsion de fluides montrent une corrélation avec la présence d'hydrates de gaz (Watson et al., 2020).

La partie centrale de la marge (Figure 47b) présente une densité plus faible d'exutoires de fluides et aucun qui ne soit actif, ce qui suggère une circulation plus diffuse que dans les parties nord et sud de la marge (Watson et al., 2020).

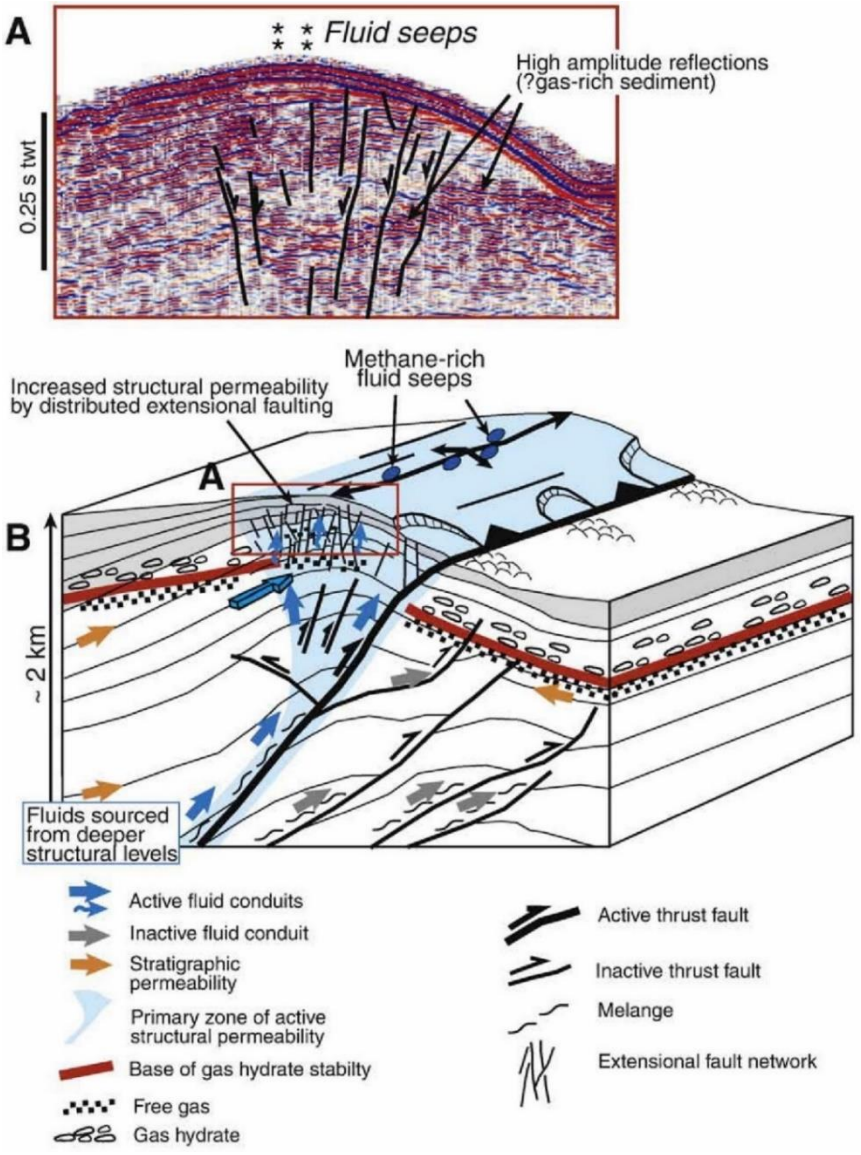


Figure 48 : Perméabilités stratigraphiques et structurales sous un exutoire de fluides au niveau d'un chevauchement du prisme interne de la marge d'Hikurangi (Barnes et al., 2010). L'encart A montre le réseau de failles normales sur un profil agrandi de sismique réflexion au niveau de l'anticlinal formé dans le toit d'un chevauchement drainant des fluides profonds vers la surface, schématisé en B.

III.2.2.4.2. Perméabilité

La localisation des exutoires de fluides à l'aplomb des anticlinaux formés par le toit des chevauchements, au-dessus de discontinuités dans les BSRs (Pecher et al., 2010 ; Crutchley et al., 2010), suggère, d'une part, que les sédiments d'âge Crétacé Supérieur à Paléogène qui forment le prisme interne sont peu perméables et, d'autre part, que les fluides et gaz circulent depuis le décollement vers la surface via les failles satellitaires perméables (Plaza-Faverola et al., 2016) ou les chevauchements actifs à pendage continental et, à proximité du plancher océanique, dans les réseaux de failles normales (Figure 48A) ou les rétro-chevauchements qui se forment au niveau des anticlinaux formés dans le toit de ces chevauchements (Figure 48B) (Barnes et al., 2010, 2018 ; Crutchley et al., 2010 ; Greinert et al., 2010 ; Netzeband et al., 2010). Certains intervalles stratigraphiques de plus forte perméabilité, suivant l'inclinaison des chevauchements actifs et inactifs dans le toit ou le mur de ceux-ci, pourraient également favoriser la circulation de fluides vers le toit des chevauchements (Barnes et al., 2010).

III.2.2.4.3. Distribution des zones riches en fluides et des pressions de fluides

La distribution des fluides et des pressions de fluide dans la marge d'Hikurangi a essentiellement été établie de manière indirecte, sur la base d'un certain nombre d'observations. La présence de volcans de boue actifs (Ridd, 1970) et d'un rapport Vp/Vs élevé le long de l'interface de subduction (Eberhart-Phillips et al., 2005 ; Reyners et al., 2006) sur l'ensemble de la marge suggère des pressions de fluide élevées, ce qui a effectivement été vérifié entre 2 et 4 kilomètres de profondeur par des puits d'exploration dans l'ensemble de la marge et à seulement 0,5 kilomètres de profondeur dans la partie nord (Allis et al., 1997 ; Darby et Funnell, 2001 ; Sibson et Rowland, 2003). La faible pente de la partie frontale de la marge dans les régions sud et centrale y suggèrent également des pressions de fluide élevées et/ou une interface de subduction avec une faible résistance au cisaillement par rapport à la marge (Barnes et Mercier de Lépinay, 1997 ; Wallace et al., 2009 ; Skarbek et Rempel, 2017 ; Barnes et al., 2018 ; Watson et al., 2020). Le ratio de pression de fluide λ a ainsi été estimé entre 0,7 et 0,87 (Bassett et al., 2014 ; Skarbek et Rempel, 2017) dans le prisme au sud de la marge et à 0,5-0,95 au nord (Bassett et al., 2014 ; Ellis et al., 2015).

Dans le détail, des hétérogénéités du rapport Vp/Vs, potentiellement associées à des variations de perméabilité dans la plaque supérieure (Eberhart-Phillips et al., 2005 ; Reyners et al., 2006), suggèrent une variabilité de la distribution des fluides et des pressions de fluide entre le nord et le sud de la marge, comparées à la variabilité de la distribution des zones actives d'expulsion de fluides

décrites par Watson et al. (2020). La partie nord de la marge, où le rapport Vp/Vs est plus élevé et Vp plus faible, développerait des pressions de fluide plus élevées que dans la partie sud. En particulier, au large d'Hawke Bay et de Gisborne, où Bell et al. (2010) mettent en évidence des réflecteurs sismiques d'amplitude élevée où Heise et al. (2013, 2017) documentent des zones très conductrices à partir de données de magnétotellurique interprétées comme riches en fluides et surpressurisées, à proximité d'un mont sous-marin en cours de subduction. Ces pressions de fluide élevées seraient dues à une convergence normale à la marge deux fois supérieure à celle enregistrée au sud et à une séquence sédimentaire riche en fluides et peu compactée par rapport à la partie sud où celle-ci est beaucoup plus compactée car enfouie jusqu'à 6 kilomètres sous des dépôts turbiditiques du Néogène.

III.2.3. Activité sismique et architecture du méga-chevauchement

Depuis plusieurs millions d'années, la subduction du Plateau d'Hikurangi entraîne le soulèvement de la côte est de l'Île Nord, à l'origine de l'émersion d'une partie de la zone d'avant-arc de la marge d'Hikurangi et de la faible profondeur de l'interface de subduction sous le trait de côte (12 kilomètres) (Wallace, 2020).

Le caractère relativement superficiel de l'interface de subduction de la marge d'Hikurangi en fait une zone de subduction idéale pour l'acquisition de données géodétiques à proximité et au-dessus de celle-ci (Bassett et al., 2014). Ainsi, plusieurs campagnes d'acquisition de données GPS ont été menées à travers la Nouvelle-Zélande depuis le début des années 1990 (Darby et Beavan, 2001 ; Wallace, 2004 ; Wallace et al., 2009). Puis, entre 2001 et 2011, un réseau national de *Continuous Global Positioning System* (cGPS) et de sismographes formant le GeoNet a été mis en place sur l'Île Nord (Gale et al., 2015). Celui-ci a permis de détecter les séismes lents qui affectent de manière récurrente la marge d'Hikurangi, notamment les SSEs profonds qui se produisent sous l'Île Nord (Douglas, 2005 ; Wallace et Beavan, 2006 ; Reyners et Bannister, 2007 ; McCaffrey et al., 2008 ; Wallace et al., 2016a ; Evanzia et al., 2017 ; Koulali et al., 2017). Ce réseau cGPS a également permis de mieux appréhender la cinématique des plaques actuelle et de caractériser le couplage sismique de la marge d'Hikurangi (Eberhart-Phillips et Reyners, 1999 ; Reyners et al., 1999 ; Wallace, 2004 ; Eberhart-Phillips et al., 2005). Néanmoins, ce dispositif ne permettait pas d'investiguer dans le détail, la déformation associée aux séismes lents les plus superficiels qui se produisent au large de l'Île Nord (Wallace et al., 2016a). Le dispositif GeoNet a ainsi été complété entre 2014 et 2015 par l'expérience *Hikurangi Ocean Bottom Investigation of Tremor and Slow Slip* (HOBITSS) qui a consisté à déployer, sur le plancher océanique au large de Gisborne (Figure 49), des jauges de pression absolues et des sismomètres, capables d'enregistrer la déformation verticale centimétrique et

l'extension précise des séismes lents (notamment SSEs et tremors) les plus superficiels de la côte est (Wallace et al., 2016a ; Todd et al., 2018 ; Wallace, 2020).

III.2.3.1. Inventaire de l'activité sismique

A la différence de la marge de Sumatra, la marge d'Hikurangi se caractérise depuis 1840 par la nucléation de seulement quelques séismes interplaques modérés de M_w <7,2. Les plus importants sont les *tsunami earthquakes* de mars et mai 1947 qui se sont respectivement produits dans la partie nord de la marge, au large de Poverty Bay et Tolaga Bay, à moins de 10 kilomètres de profondeur et à 10-15 kilomètres de la fosse (soit à 50-60 kilomètres au large de Gisborne) (Bell et al., 2014). La rupture, longue (40 et 25 s respectivement) et à faible vitesse (~1 km/s) s'est produite le long d'une faille faiblement pentée et a libéré une faible quantité d'énergie à haute fréquence correspondant à une M_w de 7,0-7,1 et 6,9-7,1 respectivement (Doser et Webb, 2003 ; Wallace et al., 2009). Les inondations associées ont été de ~10 et ~6 mètres au-dessus du niveau de la mer respectivement (Bell et al., 2014). Ces *tsunami earthquakes* sont supposés avoir nucléé à partir des flancs de monts sous-marins (Bell et al., 2014 ; Barker et al., 2018). En dehors de ces deux évènements, un autre séisme de M_w 5,6 a nucléé en 1966 au large de Gisborne (Webb et Anderson, 1998). Dans la partie centrale de la marge, le séisme de subduction le plus important est le séisme de Tikokino de M_w 5,6-6,0 qui s'est produit en 1993 (Wallace et al., 2009). En 1904, un séisme de M_w 7,0 -7,2 aurait également pu se produire sur l'interface de subduction au large de Cape Turnagain (Downes, 2006). La partie sud de la marge a rompu plus fréquemment que les parties centrale et nord, avec trois à cinq séismes de M_w 5,4 à 6,5 depuis 1917 (Doser et Webb, 2003 ; Wallace et al., 2009).

La mise en place du réseau cGPS GeoNet depuis 2002 puis l'expérience HOBITSS ont permis de montrer que, le long de la marge d'Hikurangi, la déformation est très largement accommodée par des séismes lents, notamment des *slow slip events* avec au moins 15 évènements recensés *(*Douglas et al., 2005 ; Wallace et Beavan, 2006, 2010 ; Beavan et al., 2007 ; Wallace et Eberhart-Phillips, 2013 ; Wallace et al., 2012a, 2014, 2016a, 2016b, 2017, 2018 ; Bartlow et al., 2014 ; Koulali et al., 2017). Les SSEs qui affectent la marge d'Hikurangi présentent des caractéristiques qui varient considérablement du sud au nord (Wallace, 2020). L'interface de subduction produit à la fois des SSEs profonds (~30 à 60 kilomètres), décrits en premier grâce au réseau GeoNet, et peu profonds (< 15 kilomètres), caractérisés plus tard dans le détail grâce à l'expérience HOBITSS (Figure 49).

Dans la partie sud de la marge d'Hikurangi, la plupart des SSEs se produisent en profondeur au niveau de Kapiti (25-50 kilomètres de profondeur) et de Manawatu (15-50 kilomètres de profondeur). Ils se caractérisent par une magnitude de moment importante (M_w~7,0) associée à un

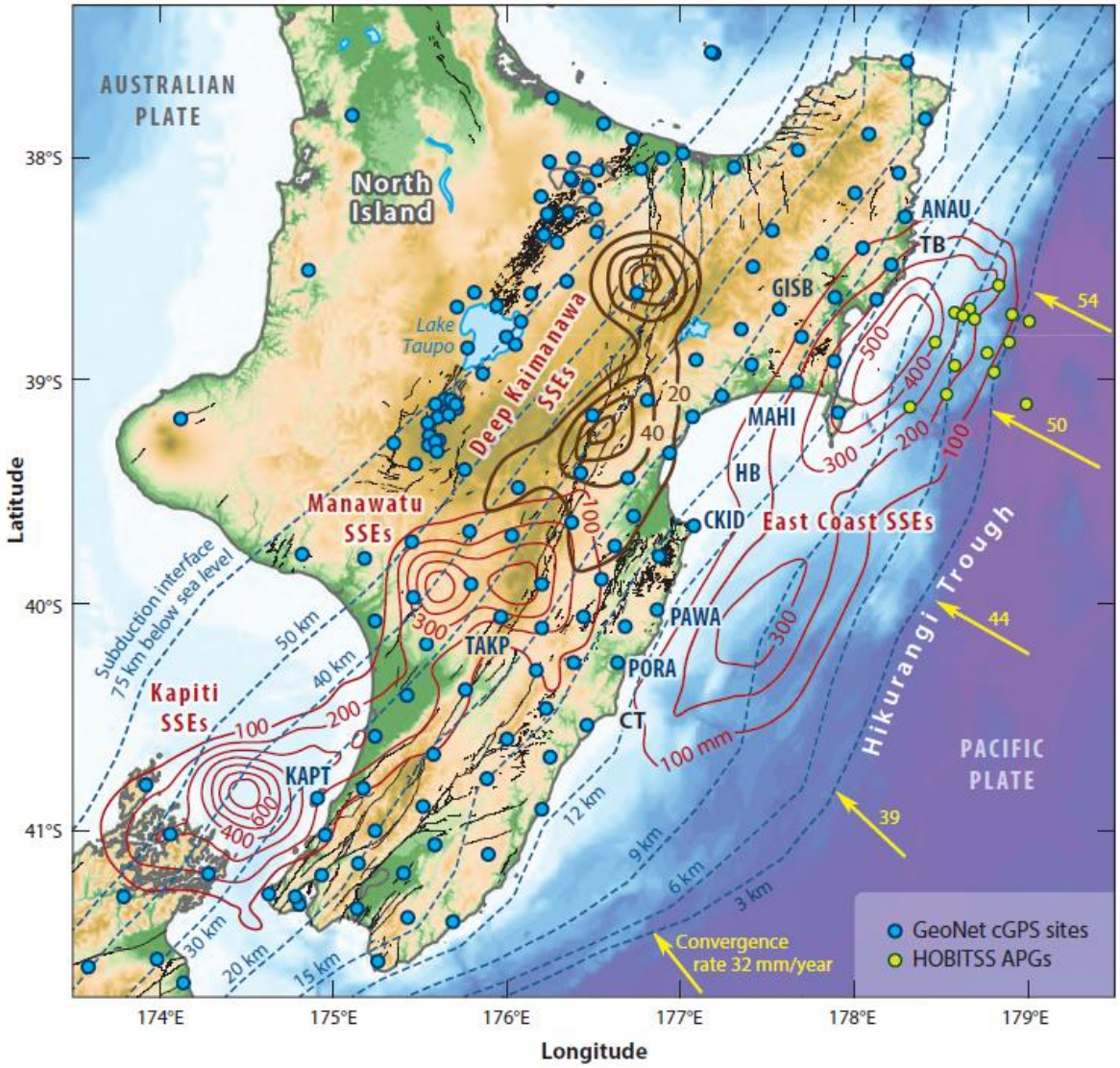


Figure 49 : Glissement lent cumulatif de l'île Nord de la Nouvelle-Zélande entre 2002 et 2014 (Wallace, 2020). L'interface de déplacement associée aux SSEs sont indiqués par les contours rouges et bruns qui correspondent respectivement aux intervalles 100 mm et 20 mm. Les lignes en pointillé bleu montrent la profondeur de l'interface de subduction en kilomètres sous le niveau de la mer et les flèches jaunes indiquent la vitesse de convergence à la fosse d'Hikurangi. Abréviations : TB : Tolaga Bay ; CT : Cape Turnagain ; HB : Hawke Bay ; HOBITSS : Hikurangi Ocean Bottom Investigation of Tremor and Slow Slip ; APG : Absolute Gauge Pressure.

large déplacement sur l'interface de subduction (> 30 centimètres), une durée (> 200 jours) et un temps de récurrence (~4 à 6 ans) élevés (Wallace et al., 2004, 2009, 2012b, 2016 ; Wallace et Beavan, 2010 ; Lamb et Smith, 2013 ; Wallace, 2020). La partie nord, notamment au large de Gisborne et Hawke Bay, se caractérise essentiellement par des SSEs peu profonds (<2-15 kilomètres), courts (2 à 3 semaines, au maximum quelques mois) qui se produisent plus fréquemment tous les 1 à 2 ans pour des magnitudes de moment variables (~6,0-7,0), avec des déplacements faibles de

quelques centimètres et un glissement pouvant se propager jusqu'à des profondeurs très superficielles (< 2 kilomètres sous le plancher océanique) voir jusqu'à la fosse (Douglas et al., 2005 ; Wallace et Beavan, 2006, 2010 ; McCaffrey et al., 2008 ; Wallace et al., 2009, 2016a ; Bell et al., 2010).

Dans le détail, des SSEs peu profonds se produisent également dans la partie sud de la marge, au large de Cape Turnagain, avec un temps de récurrence plus long d'environ 5 ans (Wallace et al., 2012a, 2017). Dans la partie sud de la marge, des SSEs profonds (30-40 kilomètres de profondeur) s'initient vers Kaimanawa (Wallace et Eberhart-Phillips 2013) et diffèrent des SSEs profonds qui se produisent dans les parties centrale et sud de la marge par une durée (2-3 mois) et un déplacement sur l'interface de subduction (~2 - 5 cm) beaucoup plus faible (Wallace, 2020).

La marge d'Hikurangi produit également annuellement des tremors à 45-50 kilomètres de profondeur qui peuvent être associés à des SSEs profonds dans les régions de Manawatu et Kaimanawa ou plus superficiels au large de Gisborne (Kim et al., 2011 ; Ide, 2012 ; Todd et Schwartz, 2016 ; Todd et al., 2018 ; Romanet et Ide, 2019). Plusieurs études soulignent également une relation entre SSEs et séismes de subduction (Reyners et Bannister, 2007 ; Delahaye et al., 2009), et réciproquement (François-Holden et al., 2008 ; Wallace et al., 2017).

III.2.3.2. Caractéristiques du méga-chevauchement

III.2.3.2.1. Géométrie et structure

Couplée aux profils de sismique réflexion acquis lors des projets NIGHT et 05CM, la distribution de la sismicité en Nouvelle-Zélande et à travers la marge d'Hikurangi permet de caractériser la géométrie du panneau plongeant jusqu'à ~260 km de profondeur (Henrys et al., 2006 ; Reyners et al., 2006 ; Barker et al., 2009 ; Barnes et al., 2010).

La subduction du Plateau d'Hikurangi provoque le soulèvement de la côte est de l'Île Nord de la Nouvelle-Zélande. L'émersion d'une partie importante de la zone d'avant-arc de la marge d'Hikurangi est l'une des manifestations de ce soulèvement. Elle est à l'origine de la faible profondeur du front de déformation situé à seulement 3 kilomètres sous le niveau de la mer, alors qu'il se situe à 9 kilomètres au niveau de la fosse des Kermadec (Antriasian et al., 2019). Cette émersion explique également la faible profondeur de l'interface de subduction sous le trait de côte (12 kilomètres sous le niveau de la mer) et de la proximité de la fosse par rapport à la côte (~40-120 kilomètres) (Wallace, 2020). Jusqu'à 100 kilomètres de profondeur sous la marge, le pendage de l'interface de subduction est relativement faible (2°-12°) et présente une variation de pendage et de morphologie de part et d'autre d'Hawke Bay qui semble spatialement corrélée aux variations de

pente de la partie frontale de la marge (Barker et al., 2009 ; Bell et al., 2010), conformément au modèle du prisme de Coulomb (Dahlen, 1990). Au sud d'Hawke Bay, dans les régions centrale et sud, où la partie frontale de la marge est faiblement pentée (<7°), l'interface de plaque est relativement peu profonde et caractérisée par un pendage régulier compris entre 2° et 3,5° (Barker et al., 2009 ; Barnes et al., 2010, 2018). A l'inverse, au nord d'Hawke Bay, dans la partie nord de la marge, où la partie frontale de la marge est plus abrupte (~10°), l'interface de plaque est plus profonde et présente un plissement sous forme de kink, passant d'un pendage de 3° au niveau du front de déformation à 8°-12° dès 10-15 kilomètres de profondeur (Barker et al., 2009 ; Fagereng et Ellis, 2009).

Plus en profondeur, la distribution de la sismicité, qui reflète la géométrie du panneau plongeant, passe d'un pendage de ~50° entre 100 et 150 kilomètres de profondeur à ~85° entre 150 et 260 kilomètres de profondeur (Reyners et al., 2011). Cette rupture de pendage de l'enveloppe sismique serait le reflet de la variation d'épaisseur de la croûte océanique de la plaque inférieure estimée à ~35 kilomètres à moins de 100 kilomètres et à ~10-15 kilomètres entre 150 et 260 kilomètres de profondeur en lien avec la subduction du Plateau d'Hikurangi (Reyners et al., 2011).

III.2.3.2.2. Couplage intersismique

Les études géodétiques menées montrent qu'au cours de la phase intersismique, la marge d'Hikurangi est bloquée jusqu'à ~30-50 kilomètres de profondeur dans sa partie sud et jusqu'à ~10-15 kilomètres de profondeur dans sa partie nord, suggérant un approfondissement de la limite inférieure de la zone sismogène vers le sud (Wallace et al., 2004, 2009 ; Douglas et al., 2005 ; Wallace et Beavan, 2006 ; Beavan et al., 2007 ; McCaffrey et al., 2008 ; Fagereng et Ellis, 2009).

Dans la partie nord et centrale de la marge, les SSEs se produisent dans la zone de transition inférieure dominée par du fluage intersismique (Figure 50a), avec quelques portions bloquées au large des côtes, mal résolues à partir des stations GPS à terre (Wallace, 2020). Au large d'Hawke Bay et de Gisborne, ces conditions favorables à la formation de SSEs peu profonds sont également favorables à la formation de *tsunami earthquakes*, comme ceux observés en 1947. Au contraire, dans la partie sud de la marge, les SSEs des régions Kapiti et Manawatu délimitent la portion fortement couplée de l'interface de subduction et se produisent dans la zone de transition supérieure de la zone sismogène (Wallace, 2020).

Observant que les régions de Kapiti, Manawatu et la côte est où se produisent les SSEs sont presque totalement couplées entre les périodes de SSEs (Figure 50b), tandis qu'à l'échelle décennale (Figure 50a) la convergence des plaques est essentiellement accommodée par fluage dans ces zones,

Wallace (2020) suggère que les zones sources de SSEs dans la marge d'Hikurangi accommodent l'essentiel de la convergence des plaques par les SSEs.

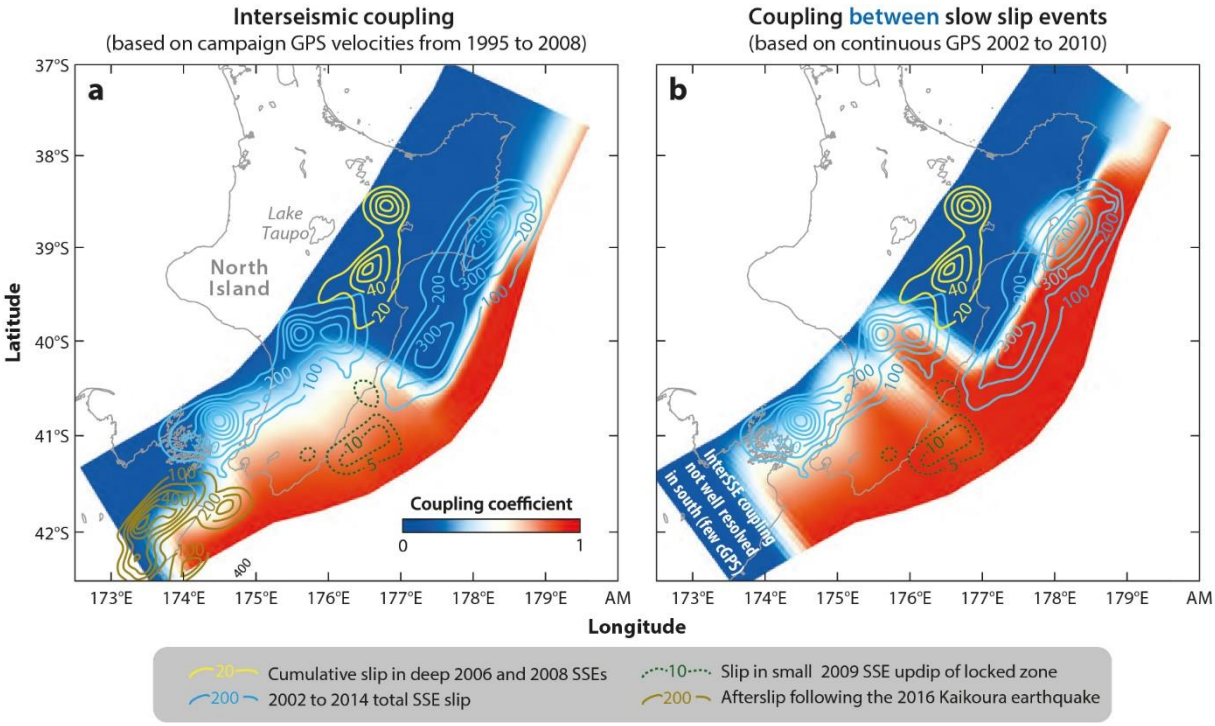


Figure 50 : Distribution du coefficient de couplage a) intersismique entre 1995 et 2008, basé sur une moyenne des vitesses GPS au cours des 20 dernières années et b) entre deux SSEs de 2002 à 2010 le long de l'interface de subduction (Wallace, 2020). Les différents SSEs entre 2002 et 2016 sont représentés par des contours colorés labélisés en millimètres.

III.2.3.2.3. Structure thermique

III.2.3.2.3.1. Implications sur l'extension de la zone sismogène

D'après les modèles thermiques réalisés (Figure 51) notamment dans la partie nord de la marge (Figure 52) pour contraindre la profondeur de la zone sismogène, l'isotherme 100°C-150°C serait comprise entre ~6 et 12-15 kilomètres de profondeur (soit à ~40-60 kilomètres de la fosse) et l'isotherme 350°C à 35-50 kilomètres de profondeur (soit à ~120-140 kilomètres de la fosse), ce qui correspond aussi à la profondeur du Moho sous la zone d'avant-arc (Fagereng et Ellis, 2009 ; Wallace et al., 2009 ; Ellis et al., 2015 ; Saffer et Wallace, 2015 ; Fagereng et al., 2018 ; Antriasian et al., 2019) (Figure 52). Cependant, l'isotherme 350°C n'est pas corrélée avec la zone de transition inférieure de la zone sismogène définie par la localisation des zones sources de SSEs, dans la mesure où, dans la partie nord de la marge, ceux-ci se produisent entre 100°C et 150°C (Figure 51) (McCaffrey et al., 2008). Cette observation suggère l'influence d'autres paramètres sur l'architecture

du méga-chevauchement (Wallace et Beavan, 2010).

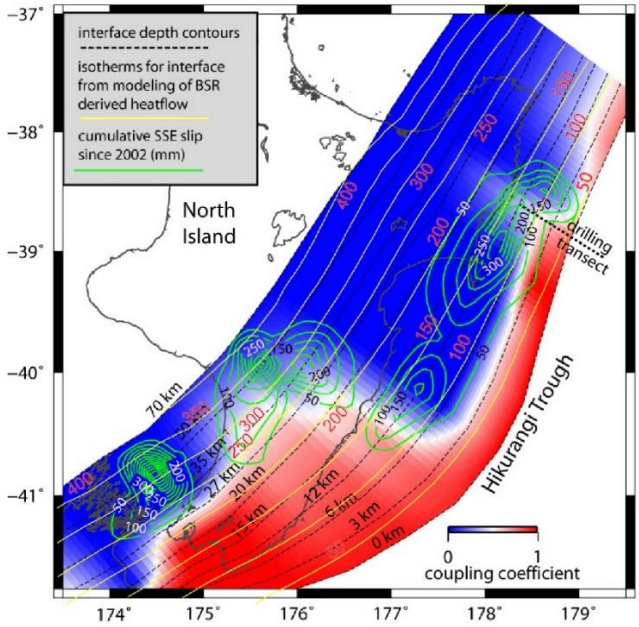


Figure 51 : Carte synthétique des caractéristiques principales du méga-chevauchement de la marge d'Hikurangi incluant la profondeur (lignes en pointillés, labélisées en kilomètres) et la température (lignes en jaune, labélisées en °C) estimées de l'interface de subduction, du coefficient de couplage intersismique (dégradé de couleur rouge à bleu), du glissement cumulatif par SSE entre 2002 et 2010 (contours verts, labélisés en mm) (Saffer et al., 2011).

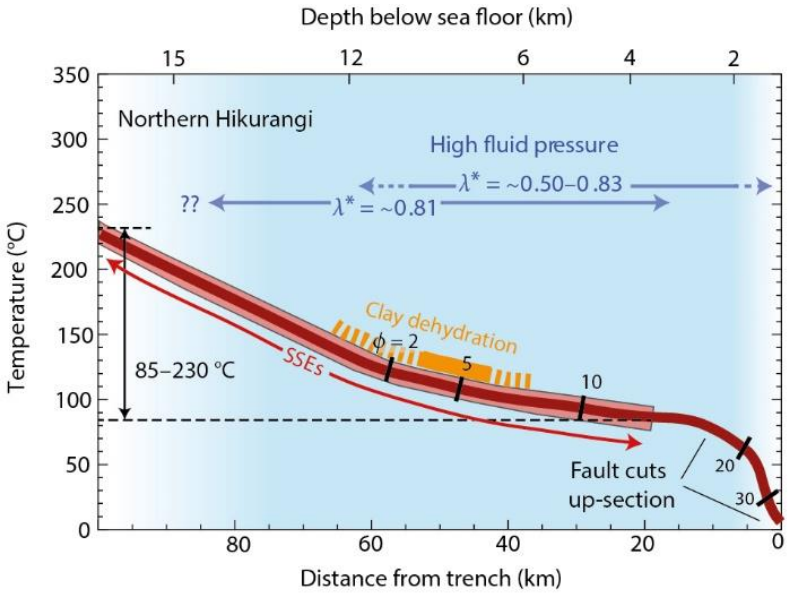


Figure 52 : Température et porosité ϕ (en %) de la région du méga-chevauchement de la marge Nord d'Hikurangi où se produisent les slow slip events (SSEs) peu profonds (modifié d'après Saffer et Wallace, 2015). Les zones avec des pressions de fluides élevées sont indiquées en bleu et les ratios de pression de fluide λ sont donnés.*

III.2.3.2.3.2. Implications pour la production de fluides dans la zone d'avant-arc

Le dernier modèle de production de fluides est celui d'Ellis et al. (2015), sur la partie nord de la marge (Figure 53). Ce modèle reste néanmoins basé sur de nombreuses hypothèses concernant les propriétés physiques et la composition minéralogique des sédiments entrant dans le système de subduction, caractérisée dans le détail lors des expéditions IODP 372 et 375, et leur évolution au cours de la subduction ou de l'accrétion.

Supposant notamment une relativement faible porosité des sédiments entrant dans le système (27%) et une faible diminution de la porosité au cours de la subduction ou de l'accrétion, ce modèle montre que la compaction mécanique des sédiments est la source principale de fluides dans la zone d'avant-arc. Cette production reste relativement faible et localisée sous la partie frontale de la marge et au niveau des sédiments subduits sous le prisme de part et d'autre du mont sous-marin. Les réactions diagénétiques de déshydratation de la smectite et de l'opale restent des sources de fluides secondaires, respectivement un et deux ordres de grandeur plus faibles que la compaction mécanique. La déshydratation des smectites en illite se produirait entre ~6 et 12 kilomètres de profondeur soit entre ~40 et ~70 kilomètres de la fosse, sous le prisme d'accrétion (Saffer et Wallace, 2015 ; Ellis et al., 2015). Dans cette zone, les données de magnétotellurique illustrent une transition d'une conductivité plutôt forte (smectite) à une conductivité plus faible (illite) (Heise et al., 2013). Les données de sismique multicanaux y montrent une forte réflectivité interprétée par Bell et al. (2010) comme indiquant une zone riche en fluide. Bien que la déshydratation de l'opale pourrait intervenir à proximité de la fosse (Figure 52), cette réaction ne contribuerait que de façon très minoritaire au budget de fluides de la marge d'Hikurangi selon le modèle d'Ellis et al. (2015). La déshydratation de la croûte océanique basaltique du Plateau d'Hikurangi se produirait entre 15 à 20 kilomètres de profondeur. Les fluides produits pourraient contribuer au budget de fluides de la zone d'avant-arc en circulant dans le décollement.

Le modèle d'Ellis et al. (2015) ne permet pas de déterminer clairement l'influence de la subduction du mont sous-marin au large de Gisborne sur la production de fluides et le développement de pression de fluides.

Le modèle montre également que les SSEs peu profonds (<5-15 kilomètres de profondeur) se produisent dans une large gamme de températures, comprises entre 85°C et 230°C (Figure 52), soit en partie dans l'intervalle correspondant au pic de production de fluides par l'illitisation.

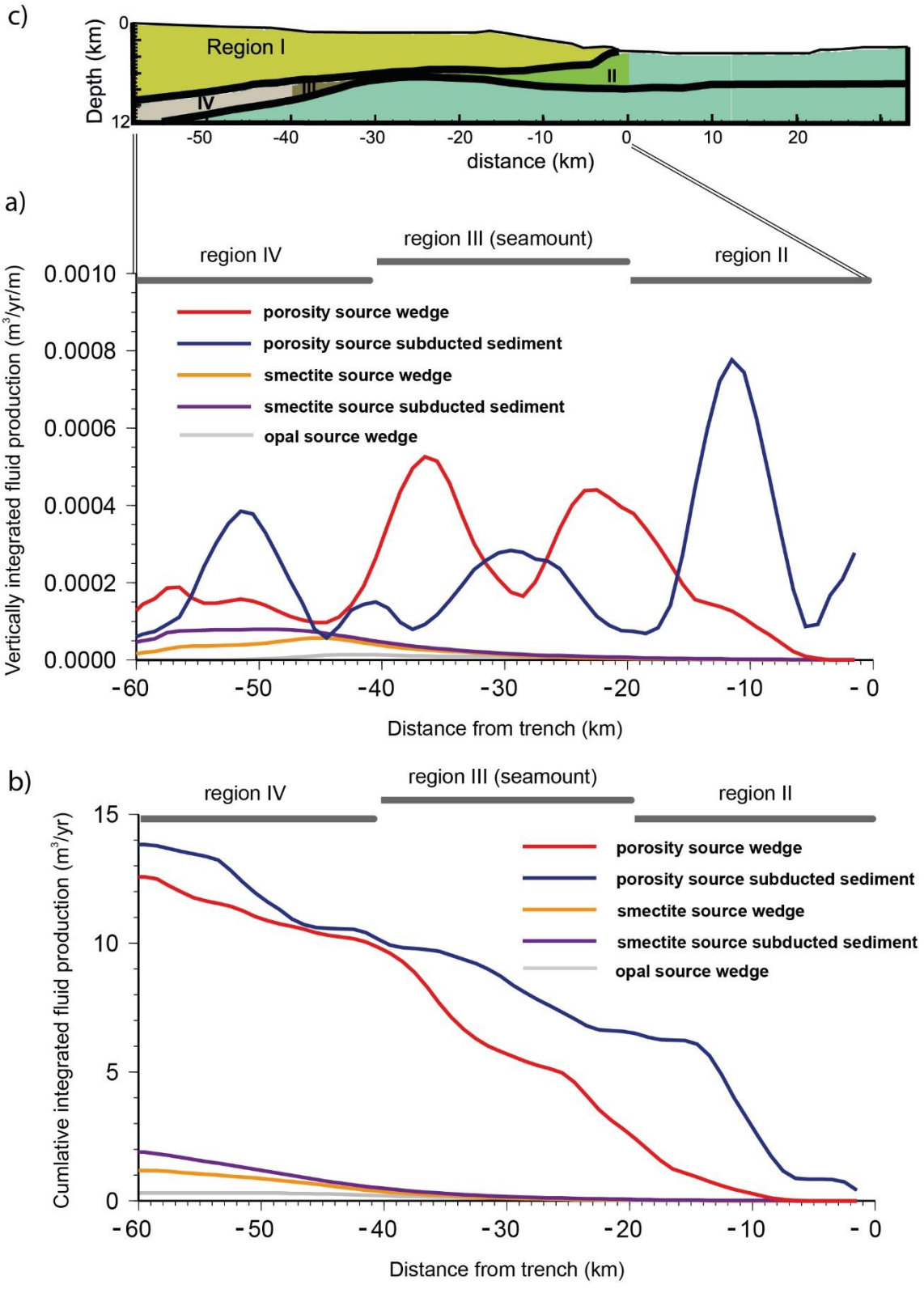


Figure 53 : Production de fluides a) totale (i.e. intégrée sur une colonne verticale) et b) cumulative par compaction ou déshydratation diagénétique des sédiments accrétés ou subduits pour c) différentes zones d'avant-arc de la marge nord d'Hikurangi (modifié d'après Ellis et al., 2015).

III.2.3.3. Relation entre propriétés hydrogéologiques, couplage intersismique et type de sismicité

La marge d'Hikurangi a généré de nombreux SSEs au cours des 15 dernières années (Koulali et al., 2017) présentant une diversité de durée, ampleur et profondeur reflétant la variabilité de profondeur du couplage intersismique le long de la marge (Figure 54) (Douglas et al., 2005 ; Wallace et Beavan, 2010 ; Wallace et al., 2012b ; Bartlow et al., 2014 ; Wallace et al., 2014, 2016a).

Dans les parties nord et centrale de la marge, où le couplage intersismique est faible (Wallace et al., 2004, 2009), il a été mis en évidence qu'au niveau des zones sources de SSEs peu profonds ou de *tsunamis earthquakes* au large de Gisborne, l'interface de subduction coïncide avec 1) l'isotherme 100°C (McCaffrey et al., 2008), 2) des zones de forte conductivité/faible résistivité (Heise et al., 2017), faible Vp et fort Vp/Vs (Eberhart-Phillips et al., 2008, 2017 ; Eberhart-Phillips et Bannister, 2015), 3) la subduction de monts sous-marins (Bell et al., 2010, 2014 ; Ellis et al., 2015 ; Barker et al., 2018 ; Shaddox et Schwartz, 2019) et 4) des réflecteurs sismiques de forte amplitude sur les profils sismiques multicanaux (Bell et al., 2010). Ces zones faiblement couplées, sources de SSEs, de *tsunami earthquakes* et de *tremors* sont interprétées comme riches en fluides et pouvant développer des pressions de fluide élevées, presque lithostatiques, qui induiraient des propriétés de friction transitionelles favorables à la formation de séismes lents (Bell et al., 2010 ; Heise et al., 2013 ; Basset et al., 2014 ; Wallace, 2020). Par opposition, dans la partie sud de la marge, où le couplage intersismique est fort, l'interface de subduction et la plaque supérieure qui présente de plus fortes Vp et un plus faible rapport Vp/Vs se caractériseraient par une teneur en fluide plus faible et des pressions de fluide moins élevées (Bassett et al., 2014 ; Eberhart-Phillips et Bannister, 2015 ; Eberhart-Phillips et al., 2017 ; Wallace, 2020). Les séismes lents qui s'y forment ne sont donc pas clairement reliés à des surpressions de fluide et pourraient être induits par d'autres paramètres comme la friction ou la rigidité du méga-chevauchement (Plaza-Faverola et al., 2016). La relation entre ces contrastes de distribution de fluides entre le nord et le sud de la marge et la distribution des pressions de fluides qui contrôlerait en grande partie le degré de couplage intersismique de l'interface de subduction reste encore mal contrainte dans la mesure où celle-ci dépend de la distribution des perméabilités de la zone d'avant-arc, très peu documentée. De plus, la variabilité de la distribution des exutoires de fluides mise en évidence par Watson et al. (2020) suggère que la perméabilité pourrait présenter d'importants contrastes latéraux au sein de zone d'avant-arc.

Si le contrôle des propriétés hydrogéologiques de l'avant-arc et de l'interface de subduction sur la variabilité des caractéristiques de la sismicité et notamment des SSEs le long de la marge d'Hikurangi n'est plus à démontrer, le détail du rôle des fluides reste encore à préciser (Wallace,

2020). De plus, la diversité des SSEs entre le nord et le sud de la marge, notamment leur durée, vitesse de glissement et temps de récurrence (SSEs fréquents, courts et rapides au nord, moins fréquents, longs et lents au sud) n'a pas encore été expliquée (Wallace, 2020).

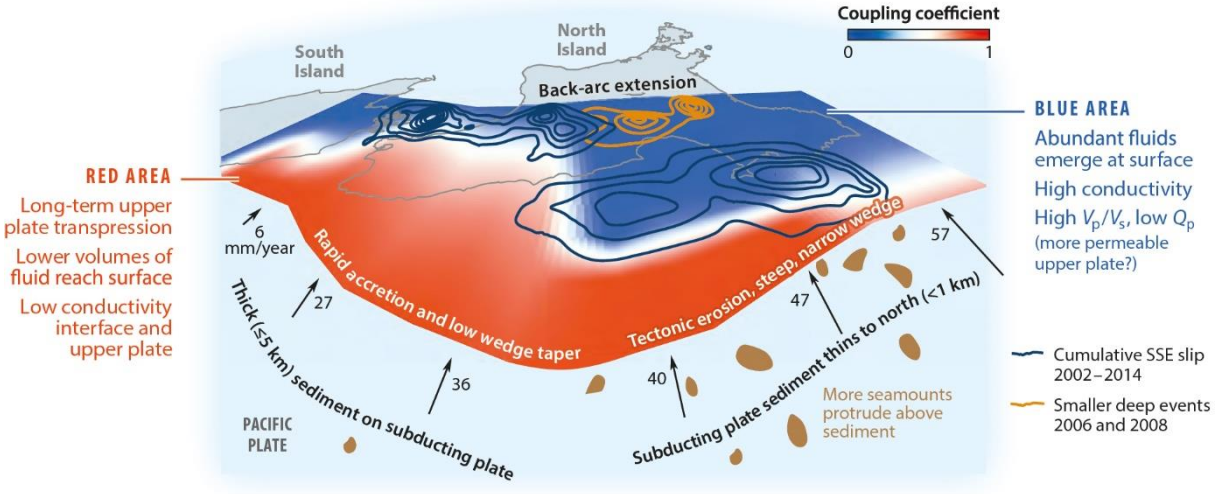


Figure 54 : Synthèse des variations nord-sud des caractéristiques morphologiques, sismiques et hydrologiques de la marge d'Hikurangi, des zones de SSEs (en contours bleus et oranges), du couplage intersismique (en bleu pour les faibles coefficients de couplage, en rouge pour les forts coefficients) (Wallace, 2020).

III.2.4. Expéditions IODP 372 et 375

III.2.4.1. Expédition 375 «Hikurangi Subduction Margin»

III.2.4.1.1. Zone d'étude et objectifs scientifiques

La compréhension des mécanismes à l'origine des séismes lents et en particulier de SSEs s'est heurtée à un manque de contraintes sur les propriétés des zones sources de SSEs dans les régions où ils sont bien documentés (par exemple, les marges des Cascades et de Nankai), généralement trop profondes pour être accessibles par l'imagerie haute résolution où par échantillonnage direct (Saffer et al., 2011). Les SSEs qui se produisent dans la marge nord d'Hikurangi sont parmi les plus superficiels documentés à l'heure actuelle (<5-15 kilomètres) (Wallace et Beavan, 2010). La marge nord d'Hikurangi représente ainsi une opportunité unique pour remédier au manque de contraintes sur les conditions *in-situ* qui favorisent la formation de séismes lents et notamment de SSEs puisqu'il y est possible de forer, d'échantillonner et de sonder les zones sources de SSEs ou les zones voisines, à proximité du plancher océanique. De plus la régularité et la récurrence de ces SSEs tous les ~2 ans est favorable à l'installation d'observatoires dans les forages pour suivre plusieurs cycles de SSEs ainsi que l'évolution spatiale et temporelle de l'accumulation et la libération de la

déformation et des processus hydrogéologiques associés.

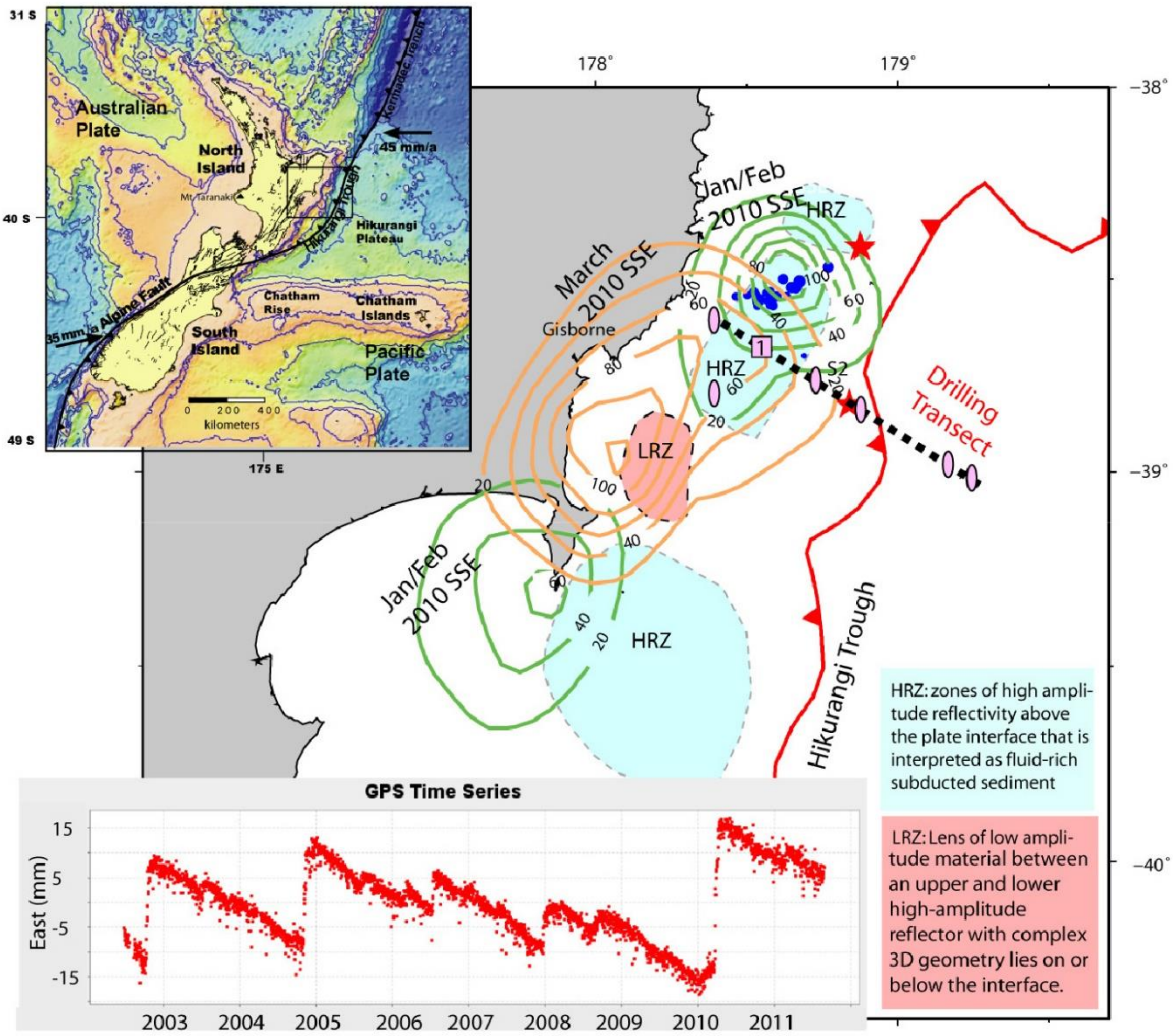


Figure 55 : Détail de la zone ciblée par les expéditions IODP 372 et 375 au large de Gisborne (Saffer et al., 2011) avec localisation des tsunami earthquakes de 1947 (étoiles rouges), des SSEs enregistrés depuis la mordernisation du réseau de sismomètres et de GPS en 2002 (encart bas gauche) dont le contour est montré en orange (mars 2010) et vert (janvier-février 2010) et de la micro-sismicité associée (points bleus). La réflectivité de l'interface de subduction est aussi documentée sous la forme de zones de forte amplitude (HRZ) ou de faible amplitude (LRZ) d'après les travaux de Bell et al. (2010).

Pour cela, le projet de forage océanique de l'expédition IODP 375 s'est concentré sur la partie nord de la marge, où celle-ci est non-accrétionnaire et présente localement de l'érosion tectonique frontale associée à la subduction de monts sous-marins. La zone ciblée est située au large de Gisborne, où ont eu lieu les deux *tsunami earthquakes* de mars et mai 1947, où se produisent tous les 18 à 24 mois des SSEs qui durent 2 à 3 semaines et impliquent un déplacement en surface de 1 à 2 centimètres vers le sud-ouest, parfois associés à de la micro-sismicité (Delahaye et al., 2008) dont

on ne sait pas si elle se produit le long de l'interface de subduction ou dans la plaque supérieure ou inférieure, et des tremors et VLFEs (Kim et al., 2011). Ces SSEs, équivalents à des séismes de M_w 6,5 et 6,8 avec des glissements moyens de ~7 à 11 cm sur l'interface de subduction sont ponctués par des SSEs moins importants et plus fréquents (au moins un par an) (Figure 55). Ils permettent de contrebalancer l'intégralité du déficit de glissement accumulé par l'interface de plaque qui est complètement bloquée entre deux SSEs.

Sept puits principaux (400-1 200 mètres sous le plancher océanique) ont été proposés de sorte à maximiser la résolution de l'étude des SSEs. Six de ces forages sont situés sur une même transversale de 80 kilomètres de long, correspondant au profil de sismique réflexion 05CM-04 (Figure 42) (HSM-06A, HSM-01A/B, HSM-07A, HSM-04A et son site alternatif HSM-10A, HSM-05A, HSM-08A sur les Figure 56 et Figure 57). Cette transversale traverse les zones de formation des SSEs de janvier-février et mars 2010, bien contraintes (Wallace et Beavan, 2010) et coïncidant avec des réflecteurs de forte amplitude pouvant correspondre soit à des sédiments riches en fluides subduits au voisinage de monts sous-marins ou à des lithologies spécifiques comme du basalte altéré ou des roches volcanoclastiques (Bell et al., 2010). Ces forages ont pour but d'échantillonner, d'acquérir des diagraphies et d'installer des observatoires de puits dans les plaques supérieure et inférieure pour répondre à trois objectifs scientifiques principaux :

- Documenter la composition, la structure, la géométrie et les propriétés physiques, hydrogéologiques, thermiques, de friction et chimiques du chevauchement frontal actif (HSM-04A) et des sédiments et de la croûte océanique (HSM-05A) de la plaque Pacifique entrant dans le système de subduction, y compris au niveau d'un mont sous-marin (*Gisborne Knolls*, HSM-08A) ;
- Caractériser l'état de contrainte, la structure thermique, la porosité, la perméabilité, la lithologie, la nature des fluides, les circulations de fluides et les pressions de fluide dans la plaque supérieure au-dessus des zones sources de SSEs (HSM-06A, HSM-01A/B, HSM-07A, HSM-04A et son site alternatif HSM-10A) ;
- Installer un réseau d'observatoires de puits dans la plaque supérieure pour suivre les variations transitoires de la déformation, la température, la sismicité et les processus hydrogéologiques impliqués dans les cycles de SSEs.

Le septième forage (HSM-09A), situé à ~20 kilomètres au sud-ouest de la transversale principale vise à suivre l'évolution latérale de la déformation associée aux SSEs et la variabilité des processus hydrogéologiques et de la sismicité associée.

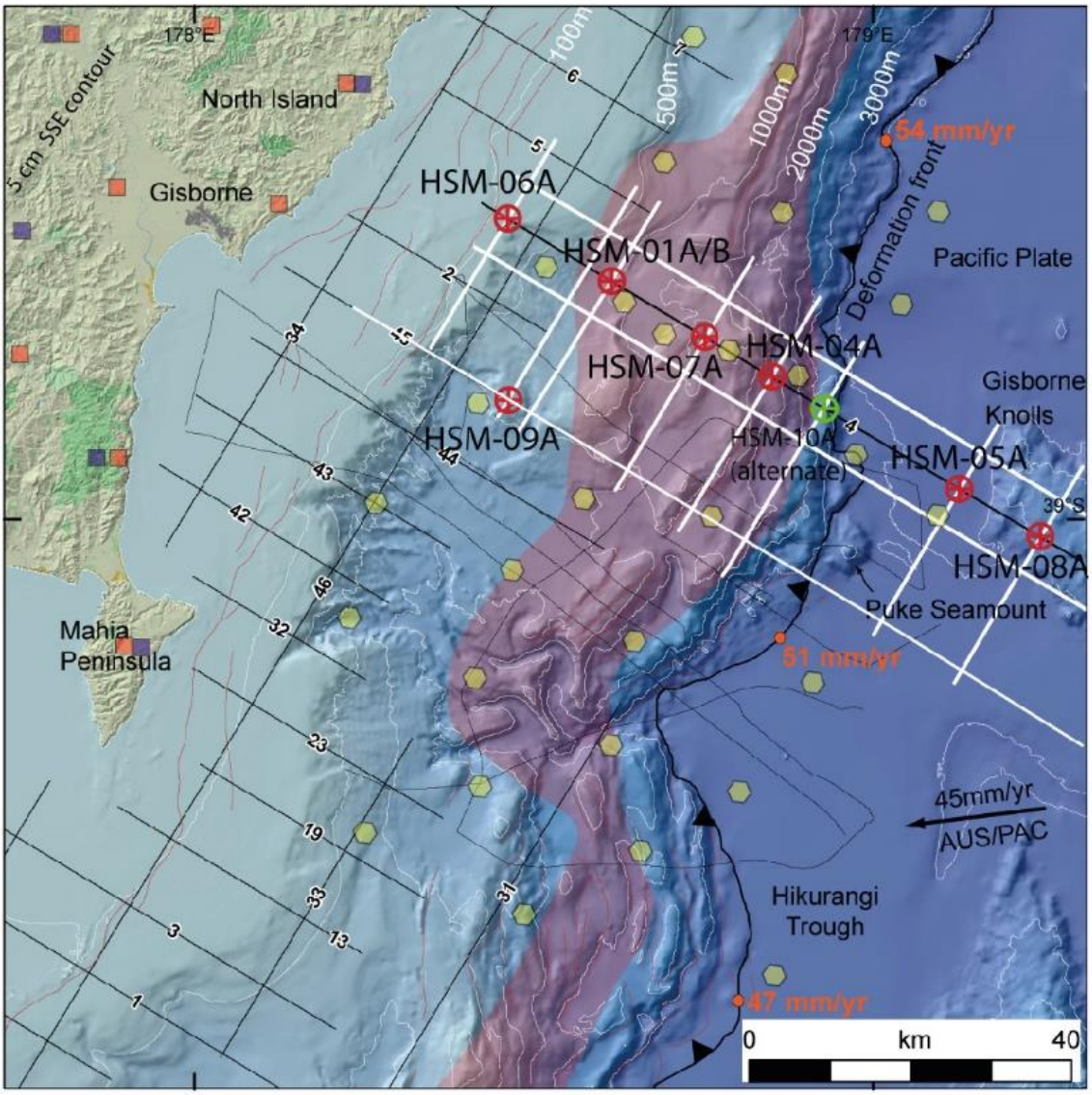


Figure 56 : Carte bathymétrique de la marge nord d'Hikurangi au large de Gisborne montrant la localisation des 6 sites de forage principaux (cercles rouges) et le site alternatif (cercle vert) sur le profil de sismique réflexion 05CM-04 (ligne noire) de la proposition de projet pour les expéditions IODP 372/375 (Saffer et al., 2011). La zone violette montre les sites qui pourraient atteindre l'interface de subduction. Les hexagones jaunes correspondent à des propositions d'emplacement pour l'installation de capteurs de pression. Les carrés orange et violet et à terre montrent les stations du réseau GPS et de sismomètres déjà existant. Les lignes blanches correspondent à des propositions supplémentaires d'acquisition sismique.

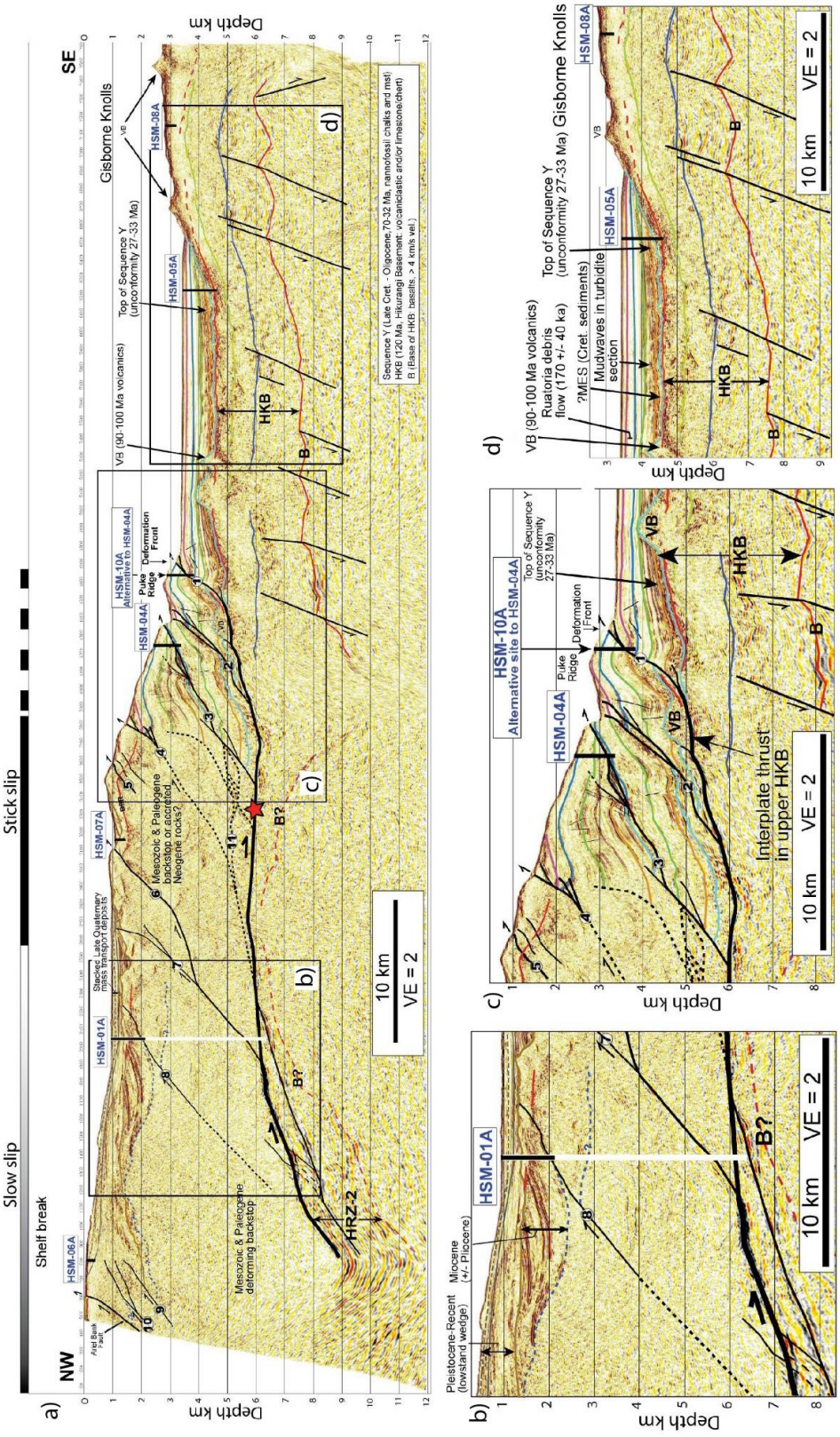


Figure 57 : a) Profil sismique 05CM-04 (Figure 56) montrant l'emplacement des 6 sites principaux proposés dans la marge nord d'Hikurangi avec agrandissements b) de la partie interne de la marge, c) du front de la marge et d) de la plaque Pacifique avant qu'elle n'entre en subduction, avec les principales unités sismiques du Plateau d'Hikurangi de Davy et al. (2008) (Figure 43) (modifié d'après Saffer et al., 2011).

Ces forages ont pour but de tester les 5 hypothèses suivantes :

- Les SSEs peuvent se propager jusqu'à la fosse le long de l'interface de subduction ou de failles satellitaires et ne sont pas restreints à un intervalle de pression et de température donné ;
- Les zones sources de SSEs ont une pression de fluide élevée induite par la déshydratation minéralogique des sédiments et de la croûte altérée de la Plaque Pacifique subduite ;
- Les SSEs se produisent dans des zones de transition en régime conditionnellement stable où les failles peuvent générer différents types de glissement, comme du fluage, du glissement lent épisodique et du glissement sismique ;
- Il existe un continuum entre la magnitude et la durée des SSEs et autres séismes lents dans la partie superficielle de l'interface de subduction ;
- Les SSEs contrôlent les circulations de fluides et chimiques dans la plaque supérieure à travers les failles.

III.2.4.1.2. Synthèse du déroulement des opérations et caractéristiques des sites forés

Le projet correspondant à l'expédition IODP 375 (8 Mars–5 Mai 2018) a finalement été couplé à une autre expédition, l'expédition IODP 372 (26 Novembre 2017–4 Janvier 2018) au cours de laquelle 3 sites sélectionnés parmi les 6 proposés le long de la transversale correspondant au profil de sismique réflexion 05CM-04 ont été forés et où différentes diagraphies ont été acquises (voir Tableau 2) :

- Le site HSM-05A (Site U1520, Figure 58) dans la couverture sédimentaire et la partie supérieure de la croute océanique de la Plaque Pacifique ;
- Le site HSM-15A (U1518), similaire au site HSM-04A initialement proposé, dans un chevauchement à proximité du front de déformation ;
- Le site HSM-01A (U1519) dans le bassin Tuaheni de la partie interne de la marge.

Lors de l'expédition IODP 375, ces trois sites ont été carottés (voir Tableau 2), des observatoires de type CORK ont été installés dans la plaque supérieure aux sites U1519 et U1518 en prévision de collecter des mesures de pression de fluide, de température et de déformation ultérieurement à l'aide de véhicule sous-marin téléguidé. De plus, le site HSM-08A (Site U1526), non pris en compte dans le cadre de cette étude, a été foré dans le flanc d'un mont sous-marin de la plaque inférieure (Figure 58).

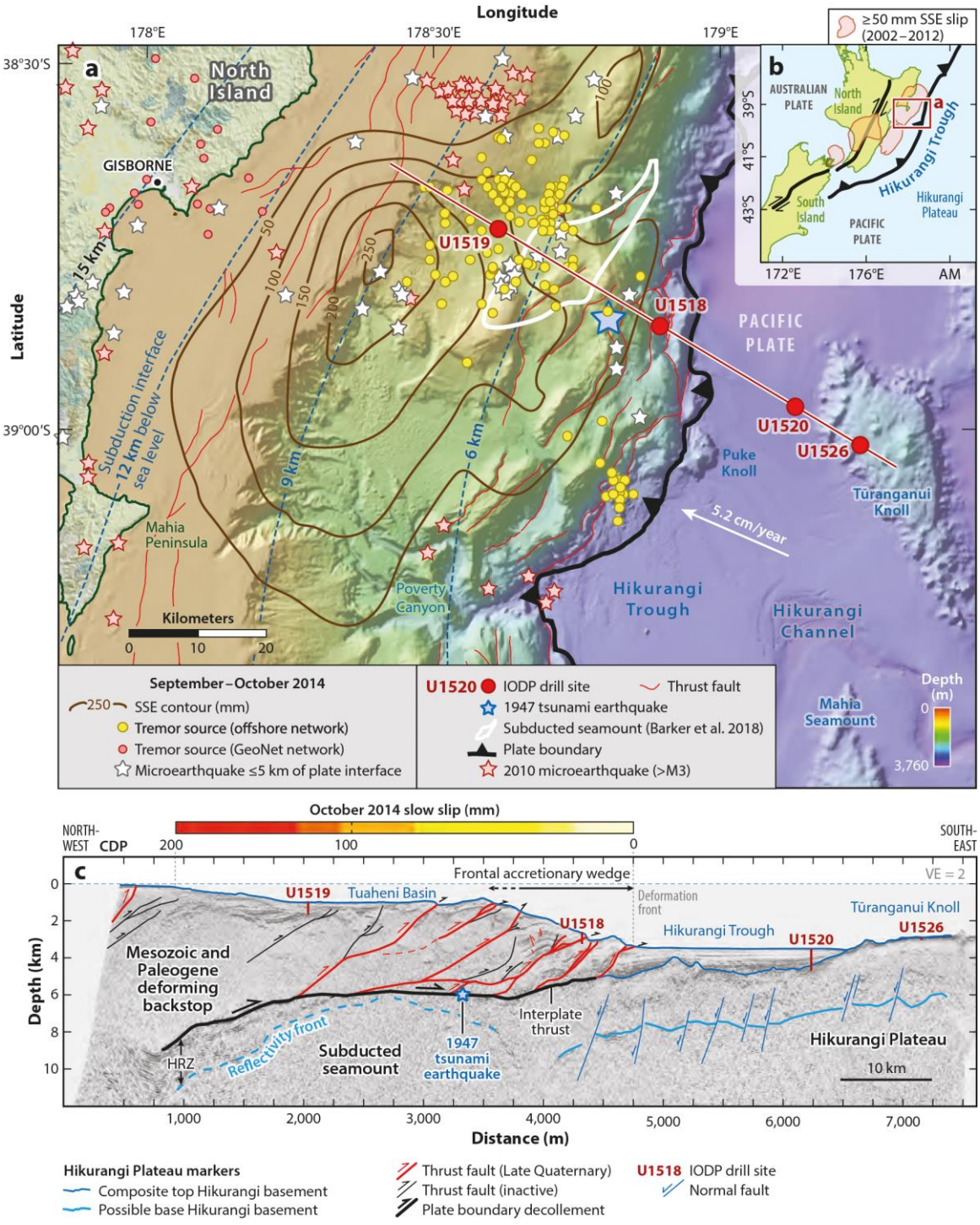


Figure 58 : a) Carte synthétique bathymétrique de la zone au large de Gisborne montrant les sites cibles de l'expédition IODP 375 le long du c) transect 05CM-05 localisé sur la Figure 51 (Wallace, 2020). L'encart b) rappelle les caractéristiques tectoniques et les principales zones où ont lieu des SSEs de l'île Nord de la Nouvelle-Zélande.

III.2.4.2. Expédition 372 «Creeping Gas Hydrate Slides and Hikurangi LWD»

III.2.4.2.1. Zone d'étude et objectifs scientifiques

Tout comme les glissements de terrain terrestres, les glissements de terrain sous-marins sont généralement perçus comme des évènements soudains catastrophiques (Lafuerza et al., 2012), éventuellement en série (Greene et al., 2006), pouvant être induits par de la sismicité. Les glissements de terrain sous-marins aboutissent à la déstabilisation du plancher océanique dont ils entraînent de profondes modifications de la morphologie (Mountjoy et al., 2009b ; 2014). Ils peuvent également endommager les infrastructures qui y sont déployées ou être à l'origine de tsunamis (Hasegawa et Kanamori, 1987 ; Tappin et al., 2014). Or, Mountjoy et al. (2009b) ont suggéré que le glissement de terrain sous-marin Tuaheni (*Tuaheni Landslide Complex* ou TLC) dans la marge nord d'Hikurangi au large de Gisborne (Figure 59) se déforme activement de manière lente, par fluage. Le TLC est supposé s'être initialement formé sous la forme d'un glissement sous-marin catastrophique dans des clinoformes d'âge Quaternaire au niveau du talus (Pedley et al., 2010 ; Gross et al., 2018) avant que ne se mette en place la déformation lente par fluage (Mountjoy et al., 2014) comme en atteste la présence de failles décrochantes sur les flancs du glissement de terrain (Barnes et al., 2019c). Le TLC a été décrit pour la première fois par Mountjoy et al. (2009b) qui y ont distingué une partie nord et une partie sud comprenant deux lobes.

La déformation lente qui semble aujourd'hui active dans le TLC serait liée à la zone de stabilité des hydrates de méthane qui atteindrait le plancher océanique à une profondeur estimée entre 585 et 640 mètres sous le niveau marin (*base of gas hydrate stability* ou BGHS sur la Figure 60) (Mountjoy et al., 2013, 2014 ; Gross et al., 2016) où les BSR présentent des pincements (Pecher et al., 2014). Le profil de sismique réflexion TAN1114-10b (Figure 60), acquis dans le cadre d'une campagne sismique 3D en 2014 dans la partie sud du TLC montre que cette zone, où la base de la zone de stabilité des hydrates de méthane atteint le plancher océanique, coïncide avec une transition entre une déformation compressive dans la partie supérieure du glissement à extensive dans la partie inférieure où aurait lieu le fluage (Mountjoy et al., 2014).

Des observations similaires, reliant les hydrates de gaz à l'érosion du plancher océanique ont déjà été réalisées plus au sud de la marge à *Rock Garden* (Pecher et al., 2005 ; Ellis et al., 2010 ; Crutchley et al., 2010). A la suite de modélisations numériques, deux mécanismes ont été proposés pour expliquer la déstabilisation du plancher océanique résultant de la présence d'hydrates de méthane (Mountjoy et al., 2014). Selon le premier modèle (Figure 61c), les hydrates de méthane

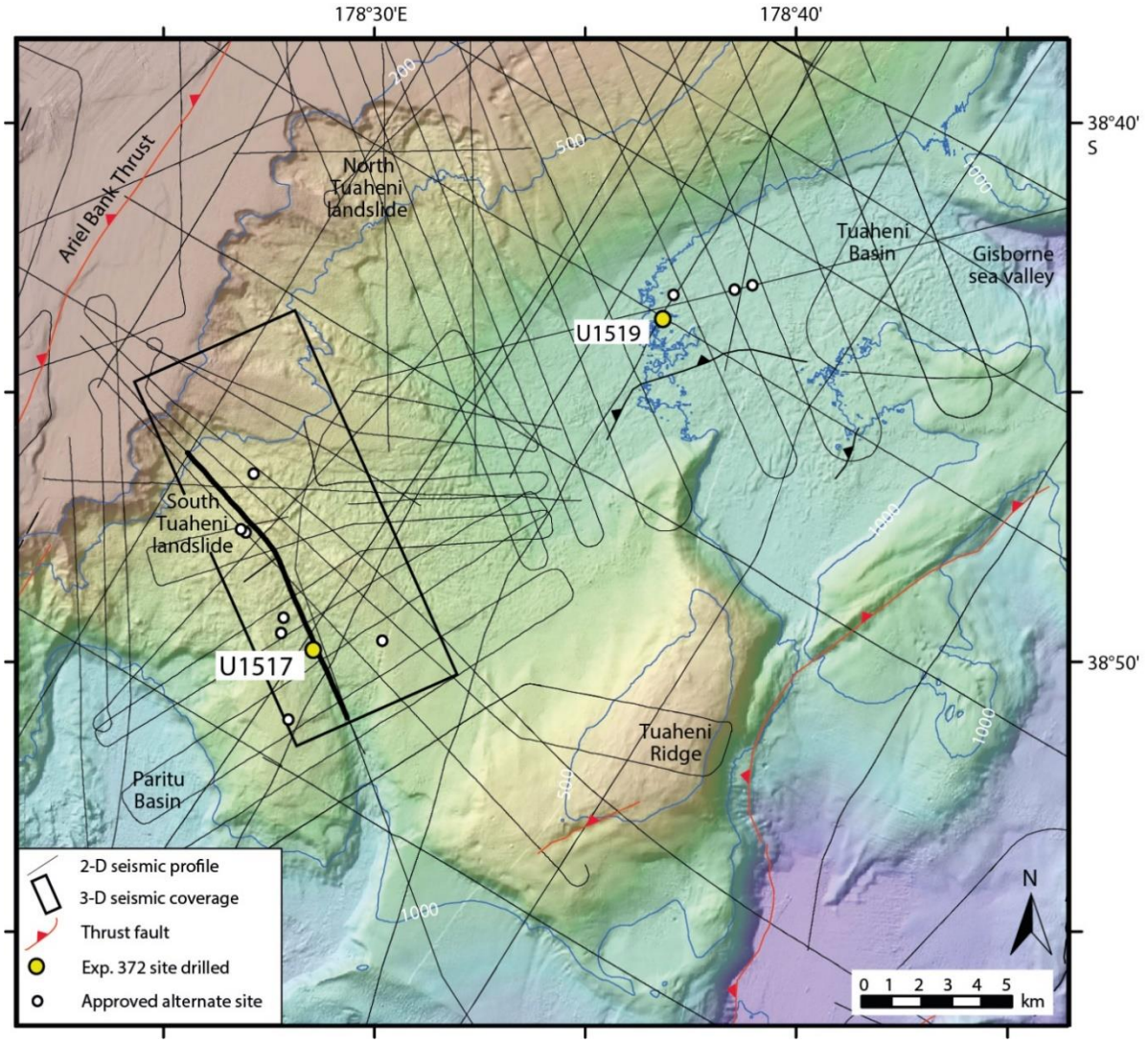


Figure 59 : Carte bathymétrique du glissement de terrain Tuaheni montrant l'emplacement du site U1517 foré lors de l'expédition IODP 372 dans la branche sud du glissement de terrain (Barnes et la., 2019c).

contribueraient à une rhéologie similaire à celle des glaciers terrestres présentant une déformation visqueuse à long terme (Mountjoy et al., 2014). Selon le second modèle (Figure 61b), les hydrates de méthane induiraient une forte réduction de la perméabilité des sédiments, créant ainsi des conditions favorables à la rétention des gaz migrant vers la surface, donc au développement de surpressions de fluide et à la fracturation hydraulique du plancher océanique (Crutchley et la., 2010 ; Ellis et al., 2010 ; Mountjoy et al., 2014). Les courants transporteraient ensuite les sédiments fragilisés. Ce sont ces mêmes mécanismes qui pourraient être impliqués dans la déformation lente du TLC (Barnes et al., 2019c) et qui ont fait l'objet d'investigation dans le cadre de l'expédition IODP 372 dans la mesure où ils remettent en cause l'hypothèse alors largement admise selon laquelle les hydrates de gaz favoriseraient la consolidation plutôt que la déstabilisation des sédiments (Winters et al., 2004 ; Priest et al., 2005). Au contraire, c'est leur dissociation (Figure 61a)

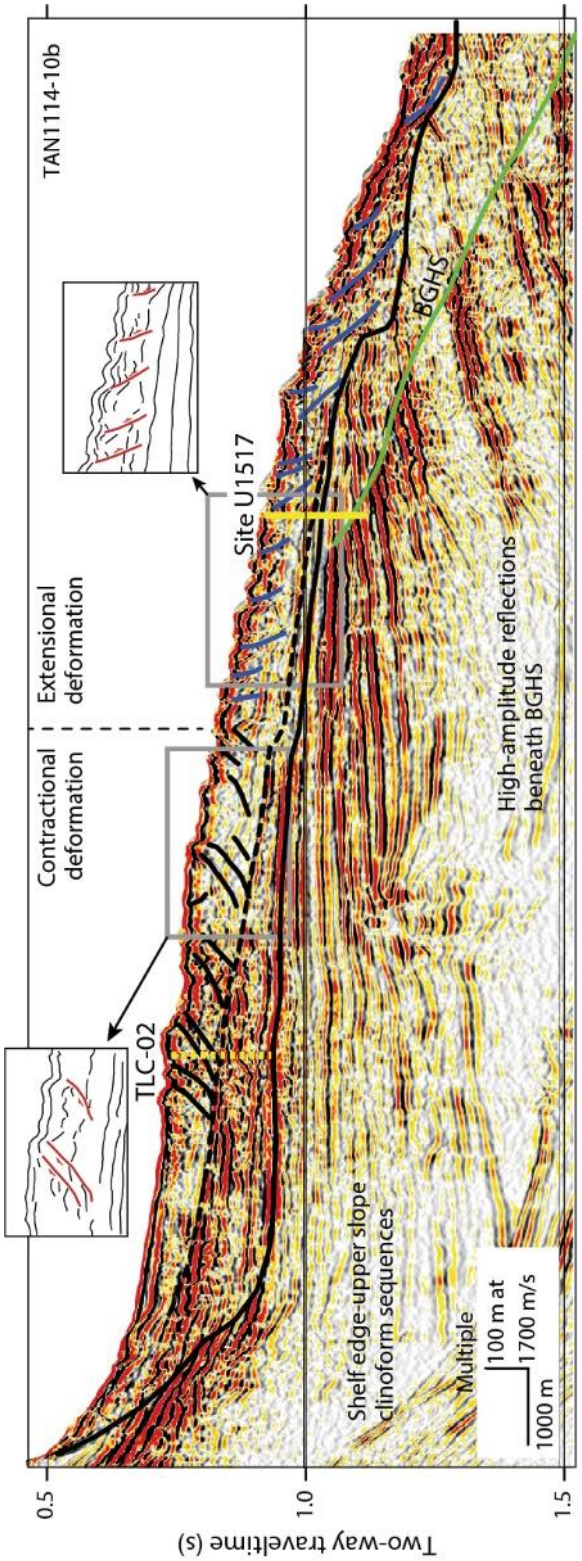


Figure 60 : Profil de sismique réfraction TAN1114-10b à travers la partie sud du glissement de terrain Tuaheni (TLC), avec sa partie extensive dans laquelle le site U1517 a été foré, échantillonné et sondé lors de l'expédition IODP 372, et sa partie compressive dans laquelle était prévue de forer le site TLC-02 (Barnes et al., 2019c). La ligne noire continue représente le décollement à la base du glissement de terrain et la ligne en pointillés l'hypothèse proposée ultérieurement par Mountjoy et al. (2014).

qui était considérée comme à l'origine de la déstabilisation des sédiments dans la mesure où celle-ci implique une augmentation de la pression de fluide par la « fonte » sous forme d'eau et de gaz libres des hydrates constituant une charpente solide pour les sédiments (Mienert et al., 1998). Toutefois, au niveau du TLC, la base de la zone de stabilité des hydrates de gaz se trouve à une profondeur jugée trop importante par Mountjoy et al. (2014) pour que la dissociation des hydrates de méthane soit le mécanisme à l'origine de la déformation active par fluage du TLC.

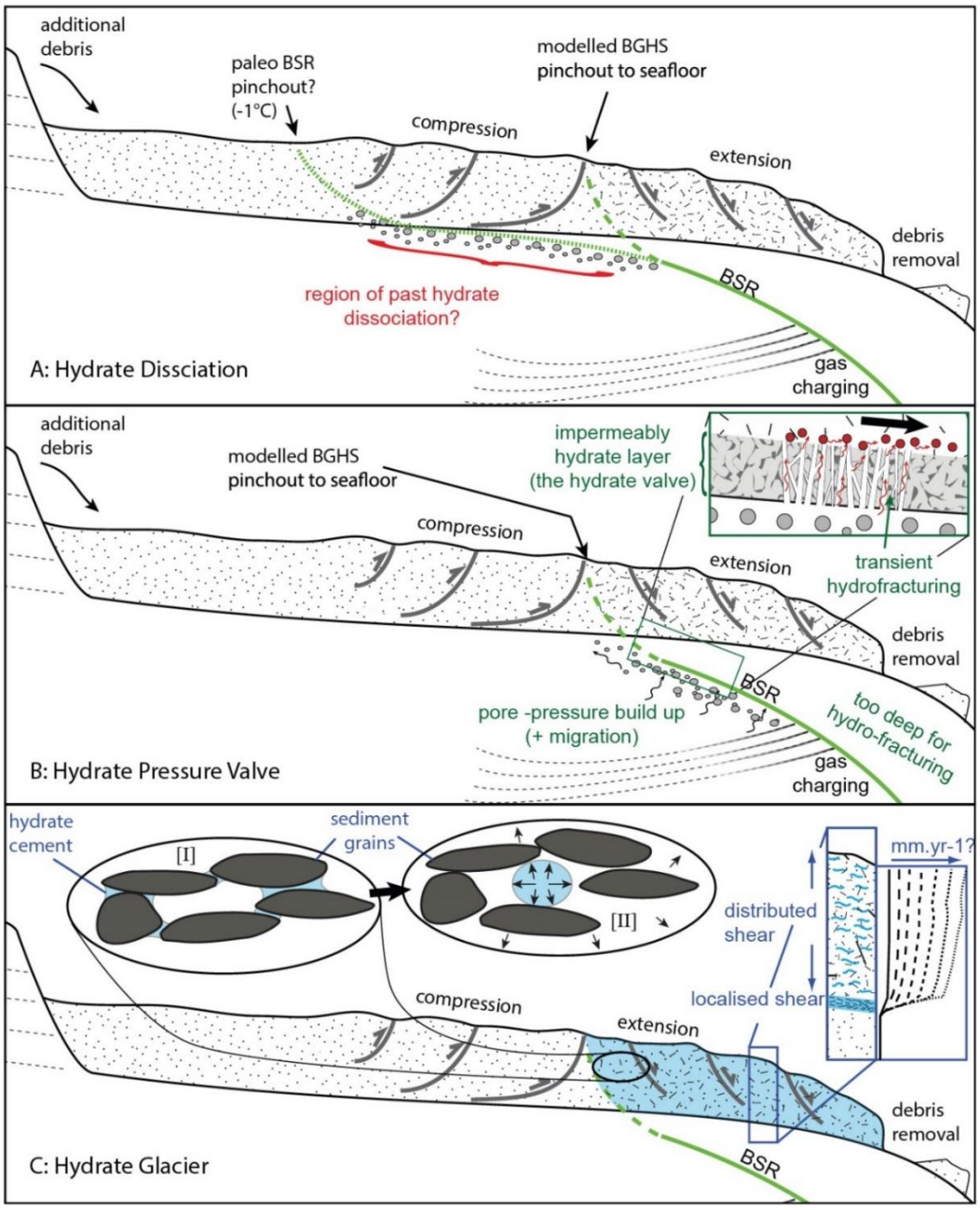


Figure 61 : Illustration schématique des trois modèles permettant la déformation lente par fluage des glissements de terrain associée aux hydrates de gaz (Mountjoy et al., 2014).

Pour investiguer le ou les mécanismes à l'origine de la déformation lente active dans le TLC parmi ceux supposés (Figure 61), trois sites de forage principaux ont été proposés afin d'échantillonner et sonder la partie sud du TLC dans le cadre de l'expédition IODP 372 (Pecher et al., 2014) :

- Un dans la partie en extension qui serait affectée par le fluage, ne traversant pas la base de la zone de stabilité des hydrates de méthane (TLC-01) et son site alternatif légèrement plus distal (TLC-04, actuel site U1517, Figure 60) traversant celle-ci ;
- Un dans la partie compressive du glissement pour y confirmer l'absence d'hydrates de méthane (TLC-02, Figure 60) ;
- Et un site de référence (TLC-03) devant permettre d'échantillonner la colonne sédimentaire hôte d'hydrates de méthane non déformée.

III.2.4.2.2. Synthèse du déroulement des opérations et caractéristiques des sites forés

Finalement, seul un site a été foré dans la partie extensive du TLC (TLC-04) et renommé Site U1517 lors de l'expédition IODP 372 (Figure 59). En 2016, ce site et le site TLC-01 avaient été échantillonnés jusqu'à ~80 mètres sous le plancher océanique lors d'une campagne de forage à distance avec le système Meeresboden-Bohrgerät (MeBo)-200 du centre de recherche MARUM (Huhn, 2016), mettant essentiellement en évidence des lithologies argilo-silteuses. La campagne de sismique réflexion 3-D de 2014 montre plusieurs réflecteurs sismiques d'intérêt au niveau du Site U1517 (Gross et al., 2018) : un potentiel décollement de fluage à 37 mètres sous le plancher océanique, la base du glissement de terrain à 59 mètres sous le plancher océanique et la base de la zone de stabilité des hydrates de méthane à 162 mètres sous le plancher océanique. Lors de l'expédition IODP 372, quatre puits ont été forés en l'espace de deux semaines. Le puits U1517A a d'abord permis l'acquisition de diagraphies jusqu'à ~205 mètres sous le plancher océanique (Tableau 2). Puis, le carottage a débuté au puits U1517B qui a dû être abandonné après l'acquisition de la première carotte faute de pouvoir identifier avec précision la mudline. Le carottage a été réalisé jusqu'à ~188,5 mètres sous le plancher océanique au puits U1517C. Enfin, le puits U1517D a été foré jusqu'à ~169 mètres sous le plancher océanique pour mesurer la pression de la formation, bien que seul l'essai réalisé à ~80 mètres sous le plancher océanique ait été fructueux.

III.2.4.3. Synthèse des données acquises lors des expéditions

Le Tableau 2 récapitule l'ensemble des données acquises dans la marge d'Hikurangi lors des expéditions IODP 375 et 372 pour chaque site de forage étudié dans le cadre de cette étude.

Expédition			372/375 Hikurangi			
Site			U1520	U1518	U1519	U1517
Puits, intervalles carottés (mbsf)			C : 646,0 – 1054,1 ; D : 0 – 189,3 ; 220,0 – 270,8 ; 366,6 – 642,3	C : 0 – 9,1 ; D : 0 – 9,6 ; E : 0 - 175,6 ; F : 197,7- 494,9	C : 108-163.6 ; 250-288.4 ; 518.4-640.0 ; D : 0 – 23,3 ; E : 0 – 85,8	B : 0-9,4 ; C : 0 – 188,5
Puits et intervalles LWD (mbsf)			A : 0 – 97,9 B : 0 – 750,0	A : 0-117,8 B : 0 – 600,0	A : 0 - 650,0	A : 0-205,0
Puits, intervalles wireline (mbsf)			C : 642 - 947			
Mesures sur échantillons		Lithologie	X	X	X	X
		Structure	X	X	X	X
		Pétrophysique	X	X	X	X
		Géochimie du fluide interstitiel	X	X	X	X
Diagraphies	LWD	Gamma Ray	X	X	X	X
		Résistivité	X	X	X	X
		Caliper	X	X	X	X
		Porosité, densité neutron	X	X	X	X
		RMN	X	X	X	X
		Vp - Vs	X	X	X	X
		Température	X	X	X	X
	Wireline	Gamma Ray	X			
		Résistivité	X			
		Caliper	X			
		Porosité, densité neutron				
		RMN				
		Vp - Vs	X			

Tableau 2 : Synthèse des données des expéditions IODP 372-375 dans la marge Nord d'Hikurangi utilisées dans cette thèse.

Les principaux résultats des expéditions sur chaque site sont résumés dans le Chapitre VI.

Chapitre IV : Démarche et techniques d'investigation de l'étude

IV.1. Données acquises lors des campagnes IODP

Chaque expédition IODP met en place sa propre méthodologie de caractérisation des échantillons bien que celles-ci soient généralement très similaires d'une expédition à l'autre. La méthodologie décrite ci-dessous est une synthèse de celles adoptées pour les expéditions IODP 362, 372/375 et 358 (McNeill et al., 2017b ; Wallace et al., 2019 ; Hirose et al., 2020). Une fois remontées à bord, les carottes sont débarrassées du *liner* qui assure leur cohésion, puis tronçonnées en sections d'environ 1,5 mètre de long. Les échantillons de type « *whole round* » sont prélevés, en général un par carotte. Les sections sont enfin coupées en deux dans le sens de la longueur. La première moitié est photographiée et conservée comme archive (moitié « A »). La seconde moitié, dite de travail (moitié « W »), est quant à elle mise à disposition pour les analyses sédimentaires, structurales, chimiques et physiques après un délai de rééquilibrage thermique d'environ 4 heures, puis pour l'échantillonnage pour la recherche post-expédition.

IV.1.1. Description sédimentaire

La description sédimentaire des échantillons inclus une description macroscopique des carottes, de pâte orientée, éventuellement de lames minces, ainsi que de la diffraction des rayons X et de la calcimétrie pour préciser les compositions minéralogiques. Les terminologies lithologiques utilisées par IODP décrivent la composition dominante, la texture et le degré de lithification.

La nature des roches a été définie en fonction de la composition dominante selon le diagramme de Mazullo et Graham (1988) (Figure 62a) :

- Silicoclastique, volcanique, volcanoclastique ou pyroclastique si le sédiment contient moins de 50% de débris biogènes (carbonaté ou siliceux) ;
- Pélagique si le sédiment contient plus de 50% de débris biogènes carbonatés ou siliceux.

La texture est principalement caractérisée à partir de la classe granulométrique selon le diagramme ternaire de Shepard (1954) (Figure 62b) pour les roches ou sédiments silicoclastiques et volcaniclastiques, et selon le diagramme de Fisher et Schmincke (1984) (Figure 62c) pour les roches ou sédiments pyroclastiques.

Dans la mesure où le degré de lithification est affecté par différents paramètres comme la profondeur d'enfouissement, la cimentation, la surconsolidation ou encore le mode de séchage qui peuvent rendre sa caractérisation subjective, celui-ci a été défini en fonction de l'outil utilisé pour le carottage. En général, les sédiments meubles correspondent aux systèmes *Advanced Piston Core* (APC) ou *Half-Length APC* (HLAPC) et les sédiments consolidés aux systèmes *Extended Core Barrel*

(XCB) et *Rotary Core Barrel* (RCB) (Figure 62). Les structures sédimentaires et bioturbations sont également précisées. La composition minéralogique est précisée par diffraction des rayons X (DRX) sous la forme d'une composition normalisée en quartz, feldspaths, calcite et argiles. Des analyses chimiques par spectrométrie de fluorescence des rayons X (XRF) sont aussi réalisées.

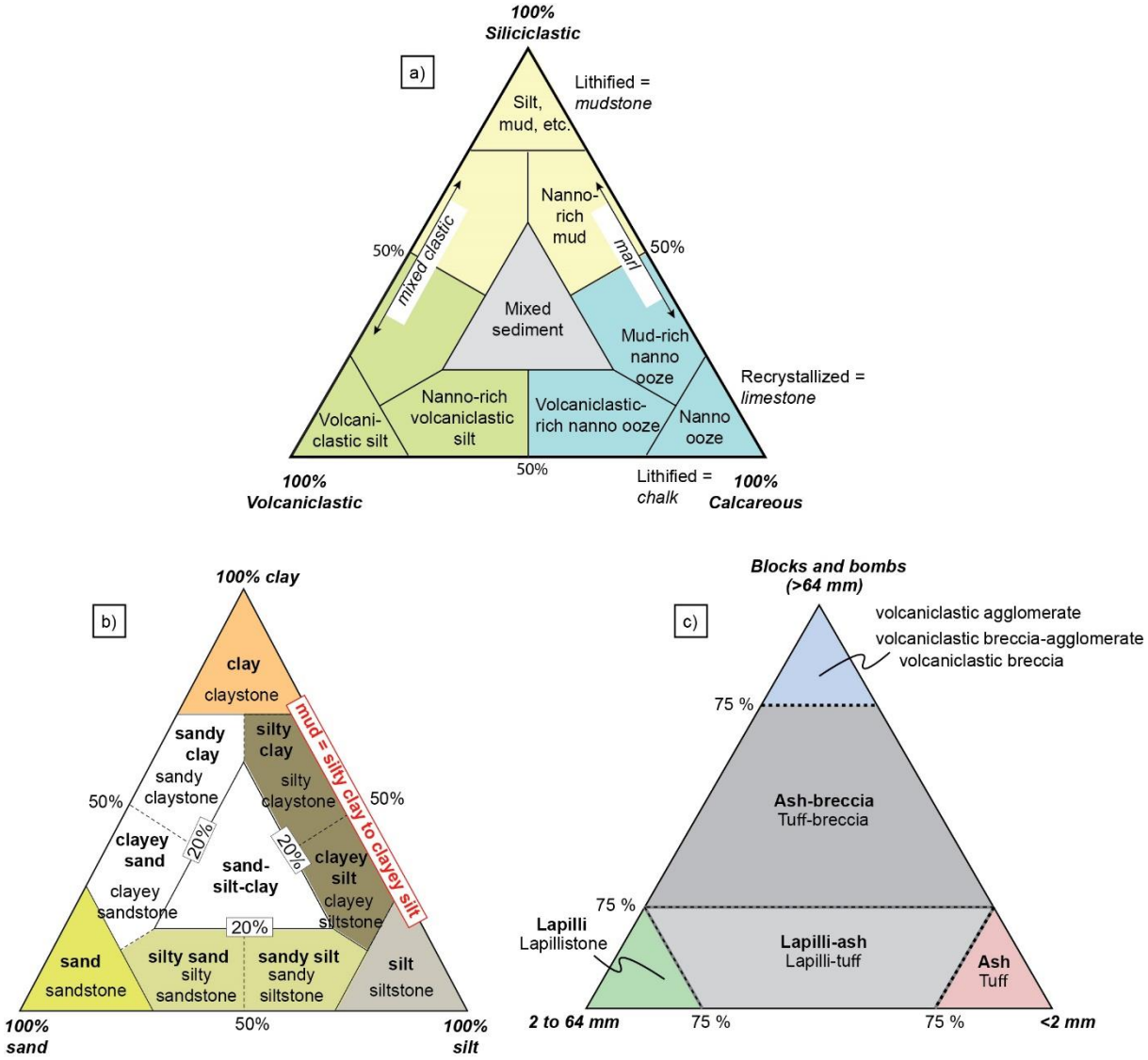


Figure 62 : a) Diagramme ternaire de composition des roches. La texture des roches non carbonatées est davantage décrite en fonction de leur granulométrie selon le b) Diagramme ternaire de Shepard (1954) pour les roches silicoclastiques et volcanoclastiques ou de c) Fisher et Schmincke (1984) pour les roches pyroclastiques. Le degré de lithification est également précisé : non consolidé (régulier) ou lithifié (en gras).

IV.1.2. Description structurale

La description structurale inclut la description de la nature, de la géométrie et de l'orientation des structures de déformation naturelles et induites par le forage.

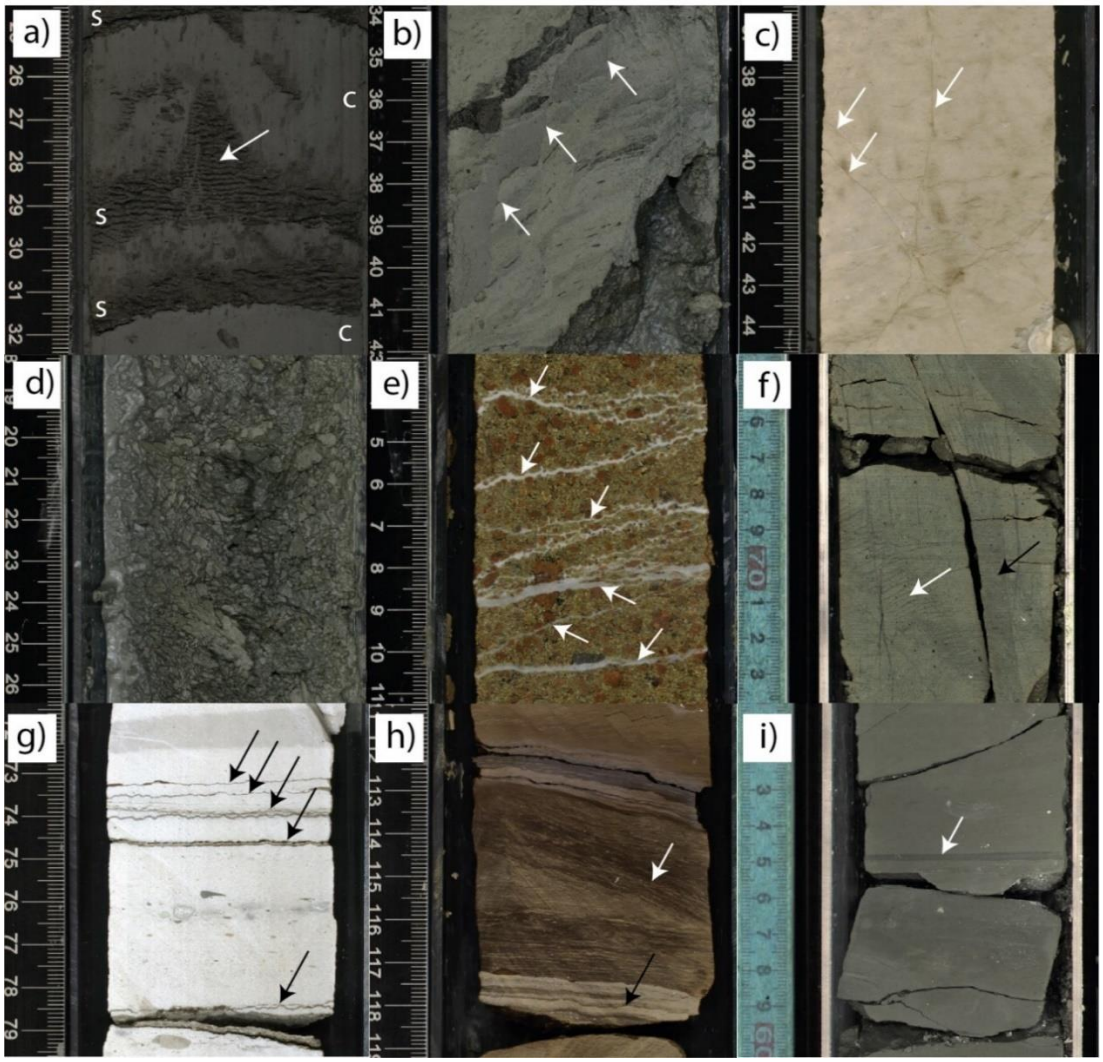


Figure 63 : Exemples de structures de déformation naturelles observées lors des expéditions IODP 362 et 375/375. a) alternance de lits argileux (notés c) et sableux (notés s), avec structure d'injection de sable (flèche) (U1480E4H3A-25-33cm) ; b) failles normales (flèches) avec déplacement centimétrique dans une argilite silteuse (U1518E14R2A-34-42cm) ; c) relations entre fractures (flèches) et stylolites dans de la craie (U1520D22R5W-37-45cm) ; d) brèche dans une argilite hémipélagique (U1518F14R1A-19-32cm) ; e) veines de calcite (flèches blanches) dans un conglomérat volcanoclastique (U1520C25R2A-3-11cm) ; f) faisceau de veines remplies de sédiments (flèche blanche) et healed fault (flèche noire) dans une argilite silteuse (C0025A18R2A-65-74cm) ; g) stylolites (flèches noires) dans de la craie (U1480G61R2A-72-80cm) ; h) plis synsédimentaires couché (flèche blanche) et en kink (flèche noire) dans une alternance argilo-silteuse à allochèmes carbonatés (U1480G65R2A-112-119cm) ; i) bande de déformation (flèche blanche) dans une argilite silteuse (C0024E02R4A-52-60cm).

Les structures de déformation naturelle observées (Figure 63) sont généralement du litage, des failles (normales, inverses, décrochantes ou de nature indéterminée lorsque l'identification du jeu n'est pas possible), des fractures (comme des joints ou des stylolites), des plis (par exemple en chevron, coffré, synsédimentaire ou en kink), des zones de cisaillement (normale, inverse, décrochante ou indéterminée), des bandes de déformation comme des bandes de cisaillement, des brèches, des foliations et des veines. Les structures de déformation induites par le forage sont généralement des failles, des fractures, des brèches, des zones de cisaillement, un litage désorganisé, des biscuits (qui peuvent être convexes, plats ou concaves), de l'effondrement ou de la désorganisation.

IV.1.3. Caractérisation des propriétés physiques sur échantillons

Les propriétés physiques mesurées sur échantillons sont généralement au nombre d'une à deux par carotte et incluent, entre autres, la radioactivité naturelle, la susceptibilité magnétique, la conductivité thermique, la vitesse de propagation des ondes P et les propriétés MAD (« *Moisture and Density* ») avec la densité apparente, la densité de phase solide et la porosité totale connectée. Dans la mesure où la méthode utilisée au laboratoire pour déterminer les propriétés MAD est voulue identique à celle utilisée à bord, celle-ci est détaillée dans le paragraphe IV.4.2.1.

IV.1.4. Caractérisation des propriétés géophysiques par diagraphie

Les propriétés physiques en condition *in situ* ont été mesurées par diagraphies post-forage en *wireline* ou pendant le forage en *logging-while-drilling* (LWD). Ces propriétés incluent, selon les campagnes et les sites, la température, la radioactivité naturelle (gamma ray), le caliper, la résistivité électrique, des images de puits, les vitesses acoustiques, la porosité et la densité neutron, ou encore la résonnance magnétique nucléaire (voir Tableau 1 et Tableau 2).

IV.1.5. Géochimie du fluide interstitiel

Le fluide interstitiel est extrait par presse verticale d'un échantillon de type « *whole round* » jusqu'à 24,5 MPa maximum dans une presse en acier inoxydable. Les « *squeeze cakes* » sont les résidus solides de l'extraction. Après filtration, les analyses chimiques incluent la salinité, l'alcalinité, le pH ainsi que les concentrations en chlore, sulfates, brome, ammonium, phosphate, silice, en éléments majeurs (calcium, magnésium, potassium, sodium) et mineurs (fer, lithium, baryum, bore et manganèse) ou encore l'analyse des gaz.

Dans la mesure où certains éléments chimiques sont libérés par les minéraux dans le fluide interstitiel lors de transformations diagénétiques de basse température, lors de l'altération des

cendres volcaniques ou encore lors de la diagenèse de la matière organique, l'analyse conjointe de l'évolution de la chimie des sédiments et du fluide interstitiel renseigne sur les interactions entre les fluides et la roche, l'histoire diagénétique et les conditions de pression-température subies par les sédiments (Kastner et al., 2014) (Tableau 3).

Réaction	Traceurs chimiques consommés du solide	Traceurs chimiques libérés dans le fluide interstitiel	Fenêtre de température
Dissolution des cendres volcaniques		[Ca], [Na], [Al], [Si], [Sr], [Ba], [Li]	Toute température
Altération des cendres volcaniques, formation de smectite	[Mg], [Si], [Li], [B], [H20]	[Ca], [Al], [Sr]	Toute température
Palagonitisation des cendres volcaniques	[K], [Mg], [Si], [Li], [B], [Rb], [Cs], [H20]	[Ca], [Al], [Sr]	~2-60°C
Altération des cendres volcaniques, formation de zéolite	[K], [Na], [Si] à faible température, puis [Ca], [Al]. [H20] ?	Eléments trace selon la composition des cendres volcaniques	K- et Na-zéolites : <80°C, Ca-zéolites : >80°C
Transformation de la smectite en illite	[K], [Al], [Cl], [B]	[Si], [Mg], [H20] → dilution	~60-150°C jusqu'à 250°C
Transformation de l'opale A en quartz		[Si], [B], [Cl], [H20] → dilution	~20-100°C, jusqu'à 80-100°C
Pression-dissolution, cimentation de quartz	[Si]	[K], [Al], [Mg] et autres	≥150°C
Diagenèse des carbonates	[Ca], plus rarement [Mg], [Mn], [Fe]	[Sr]	>100°C

Tableau 3 : Synthèse de l'évolution de la composition chimique des sédiments et du fluide interstitiel par interaction fluide-roche en contexte de subduction. D'après Kastner et al. (2014).

Certains travaux (Bird, 1984 ; Colten-Bradley, 1987 ; Fitts et Brown, 1999 ; Henry et Bourlange, 2004) ont mis en évidence que l'application d'une contrainte > 1 MPa pouvait entrainer la libération d'une partie de l'eau interfoliaire des smectites (3ème couche de molécules d'eau, voir paragraphe IV.3.1.2). Lors de la préparation des échantillons à bord pour l'analyse de la géochimie du fluide interstitiel, la presse des échantillons riches en smectites à <20 MPa pourrait donc extraire, en plus du fluide interstitiel, une fraction d'eau liée, qui, du fait de sa composition chimique, provoque un adoucissement artificiel de la composition du fluide interstitiel (Fitts et Brown, 1999).

IV.2. Echantillonnage

IV.2.1. Sélection

Pour les trois campagnes, et pour chaque site, l'échantillonnage minimal correspond généralement à un échantillon par carotte, soit un échantillon tous les dix mètres environ. L'échantillonnage a été affiné dans les zones d'intérêt (par exemple, le décollement ou les zones de failles majeures) ou à forte hétérogénéité de faciès. Pour les trois zones d'étude, les échantillons ont été prélevés dans la moitié « W », dans la mesure du possible, le plus près possible des échantillons prélevés à bord pour l'analyse de la géochimie du fluide interstitiel, dans des zones non déformées et représentatives de l'ensemble de la carotte (Tableau 4). Ces échantillons, présentés en Annexes 2 à 7, correspondent à un quart ou à une demie portion de carotte, dont la longueur, très variable (2-11 cm, en moyenne 3 cm), a fortement conditionné la méthodologie de caractérisation et le type d'analyse réalisé. Pour l'Expédition IODP 362 à Sumatra, les propriétés chimiques de résidus d'extraction du fluide interstitiel (ou « *squeeze cakes* »), ont également été analysées à titre de comparaison avec les échantillons naturels. Des morceaux non sectionnés de carottes (ou « *whole rounds* ») saturés des marges nord de Sumatra et d'Hikurangi ont également été reçus pour les mesures de perméabilité avec une cellule triaxiale de confinement hydrostatique (voir paragraphe IV.4.2.5.1).

Expédition	Site	Echantillons naturels	Squeeze cakes	Cuttings
362 : marge nord de Sumatra	U1480	93	156	0
	U1481	38	32	0
372/375 : marge nord d'Hikurangi	U1520	106	0	0
	U1518	52	0	0
	U1519	40	0	0
	U1517	24	0	0
358 : marge de Nankai	C0002	2	0	44
	C0024	59	0	0
	C0025	18	0	0
Total :		432	188	44

Tableau 4 : Synthèse du nombre d'échantillons disponibles pour la thèse par site et par expédition.

Les échantillons sont nommés selon la nomenclature utilisée par IODP, à savoir sous la forme : expédition-site-puits-carotte-section-position (en cm) (Figure 64).

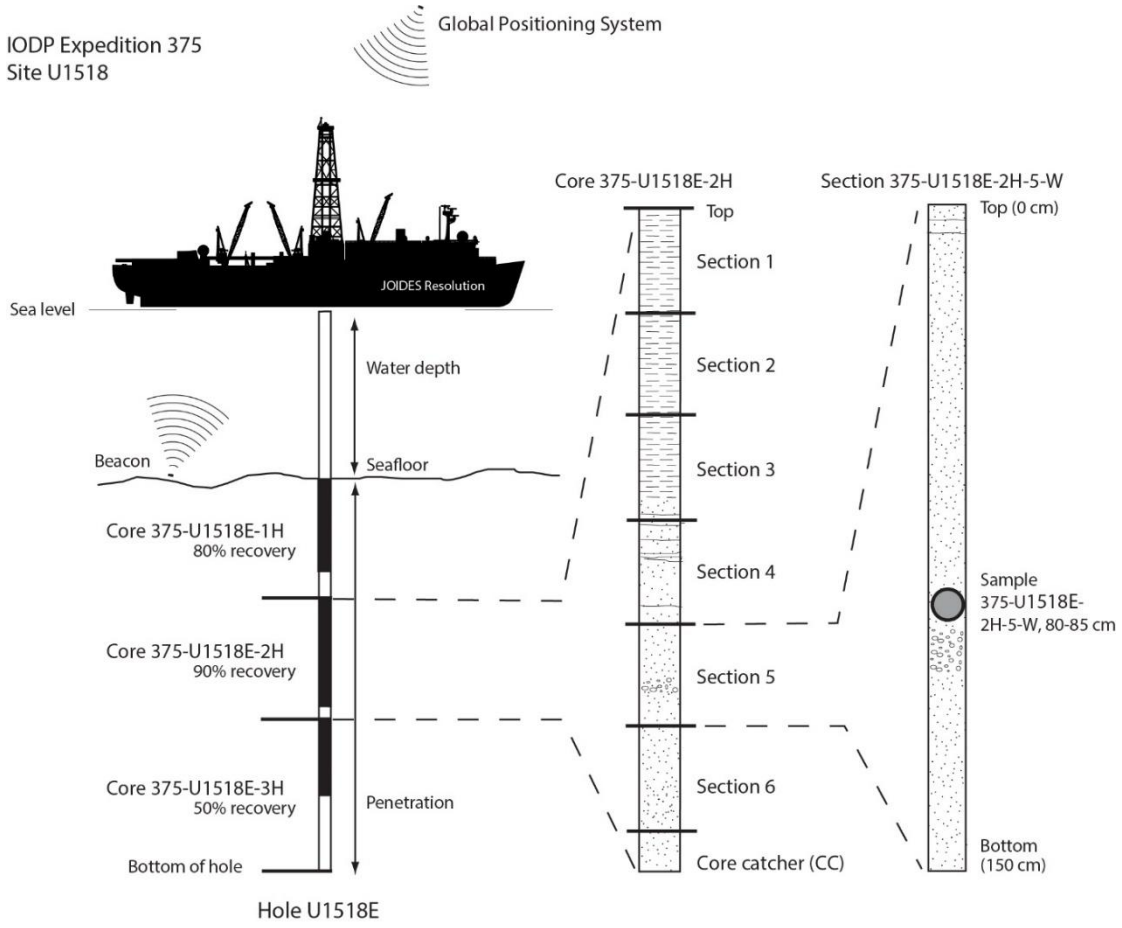


Figure 64 : Nomenclature IODP pour le nom des sites, puits, carottes, sections et échantillons. Exemple d'un échantillon de la campagne IODP 375 dans la marge d'Hikurangi (Wallace et al. 2019).

IV.2.2. Conditions de transport et de stockage au laboratoire des échantillons

Pour garantir la fiabilité des analyses, le conditionnement, le transport et le stockage des échantillons prélevés dans la marge d'Hikurangi et de Nankai pour cette étude ont été pensés de manière à conserver au maximum leur saturation naturelle et à préserver les échantillons (notamment les plus meubles) de toute déformation liée à leur manipulation. L'échantillonnage a été, dans la mesure du possible, réalisé le plus rapidement possible après la mise en œuvre des analyses réalisées à bord, c'est-à-dire quelques heures après l'ouverture des carottes. Les échantillons prélevés ont été précautionneusement emballés dans du parafilm ou du film plastique, puis placés avec un morceau d'éponge (~2 × 2 cm) saturé à l'eau de mer dans un premier sachet en polyéthylène scellé, avec mise sous vide. Ce sachet a été placé à son tour dans un deuxième sachet en polyéthylène, plus grand, également scellé et avec l'étiquette mentionnant les informations relatives à l'identité de l'échantillon. Une fois conditionnés, les échantillons ont été

conservés en chambre froide à bord du Joides Resolution ou du Chikyu jusqu'à la fin de l'expédition et pris en charge par un transporteur international. Les échantillons ont ensuite été transportés dans un conteneur réfrigéré (4-7°C) jusqu'au laboratoire GeoRessources où ils ont été stockés à 4°C dans un réfrigérateur. Les sachets ont été ouverts uniquement pour le prélèvement de morceaux d'échantillons pour la réalisation des analyses, puis de nouveau précautionneusement scellés et replacés au réfrigérateur.

Les échantillons de Sumatra, prélevés avant le début de ce travail de thèse, ont été conditionnés dans ses sachets sans éponge saturée, transportés à température ambiante et ont donc été reçus au laboratoire partiellement désaturés. Cette désaturation a été prise en compte ultérieurement dans la démarche expérimentale d'étude.

IV.3. Démarche expérimentale d'étude

IV.3.1. La porosité dans les sédiments argileux

IV.3.1.1. Rappels sur la structure multi-échelle des argiles

Les minéraux argileux appartiennent à la famille des phyllosilicates et se caractérisent par une organisation à plusieurs niveaux associés chacun à une échelle d'observation différente (Figure 65) (Jullien et al., 2005).

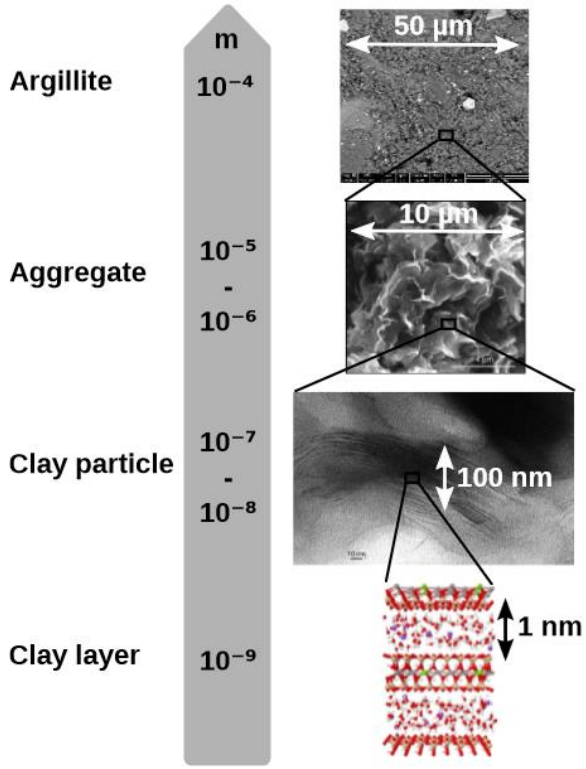


Figure 65 : Combinaison des différentes échelles d'organisation des argillites (Carrier, 2013). Une argilite est composée d'agrégats micrométriques (image de microscopie électronique à balayage d'un agrégat de smectite) constitués de nombreuses particules d'argile (image de microscopie électronique à transmission d'une particule de smectite) dont la taille varie d'une dizaine à une centaine de nanomètre. Chaque particule correspond à l'empilement de plusieurs feuillets nanométriques.

IV.3.1.1.1. Echelle microscopique : la couche et le feuillet

A l'échelle microscopique les argiles ont une structure en couches tétrahédriques (T) ZO_4 avec Z = Si^{4+} ou Al^{3+} ou octaédriques (O) YO_6 avec Y = Al^{3+}, Fe^{3+}, Fe^{2+} ou Mg^{2+} (Bailey et al., 1971). Ces couches peuvent s'assembler pour former des feuillets d'environ 1 nanomètre dont la combinaison et la charge permet de distinguer les différents types d'argiles. Entre deux feuillets se trouve l'espace interfoliaire, pouvant contenir des cations, de l'eau, des cations hydratés, des molécules organiques ou une couche entière (Salles, 2006). On distingue trois types de feuillets.

Les feuillets 1:1 (ou TO) sont constitués d'une couche tétraédrique (T) liée à une couche octaédrique (O). La charge de chaque feuillet est quasi-nulle à nulle. La distance séparant deux feuillets 1:1 est d'environ 7 Å (épaisseur d'un feuillet plus espace interfoliaire). Le groupe des argiles TO correspond à la kaolinite $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ et à la serpentine $(Mg,Fe,Ni)_3Si_2O_5(OH)_4$.

Les feuillets 2:1 (ou TOT) sont constitués de couches tétraédriques de part et d'autre d'une couche octaédrique. Plusieurs sous-groupes sont définis (Ferrage, 2004) :

- Le talc $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$ (couche trioctaédrique) et la pyrophyllite $Al_2(Si_4O_{10})(OH)_2$ (couche dioctaédrique) se caractérisent par une compensation entre les couches tétraédriques et octaédriques par des substitutions atomiques, ce qui se traduit par une charge interfoliaire X nulle. Les feuillets sont liés par des interactions faibles de Van der Walls et faiblement espacés (9,20 Å et 9,35 Å pour la pyrophyllite et le talc, respectivement).
- Le groupe des smectites (TOT M^+) (Leroy et Revil, 2004) se caractérise par des substitutions tétraédriques ($Si^{4+} \rightarrow Al^{3+}$) ou octaédriques ($Al^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$, Mg^{2+} ou bien $Mg^{2+} \rightarrow Li^+$) d'où une charge interfoliaire variant de 0,2 à 0,6 e-/maille. Ce déficit de charge positive induit la formation d'une double couche électrique autour des feuillets. Dans cette double couche électrique, des cations (comme Ca^{2+} et Na^+) hydratés compensent l'excès de charge négative des feuillets (Figure 66). En conséquence, les smectites ont une forte capacité d'échange cationique (CEC) et sont dites « gonflantes » car elles ont une forte capacité à absorber l'eau. Suivant l'état d'hydratation, la distance entre deux feuillets varie de ~10 à ~18 Å. On distingue les smectites dioctaédriques (comme la montmorillonite et la beidellite) et les smectites trioctaédriques (comme la saponite et l'hectorite).
- La vermiculite a des propriétés similaires à celles de smectites et se caractérise par une charge interfoliaire variant de 0,6 à 0,9 e-/maille. La distance entre deux feuillets varie de ~10 à ~15 Å.
- L'illite et la glauconite sont non-expansives, ont une charge interfoliaire d'environ 0,9 et se caractérisent par la présence d'un cation K^+ compensateur de charge non hydraté dans

l'espace interfoliaire (Figure 66). La distance séparant deux feuillets est d'environ 10 Å.

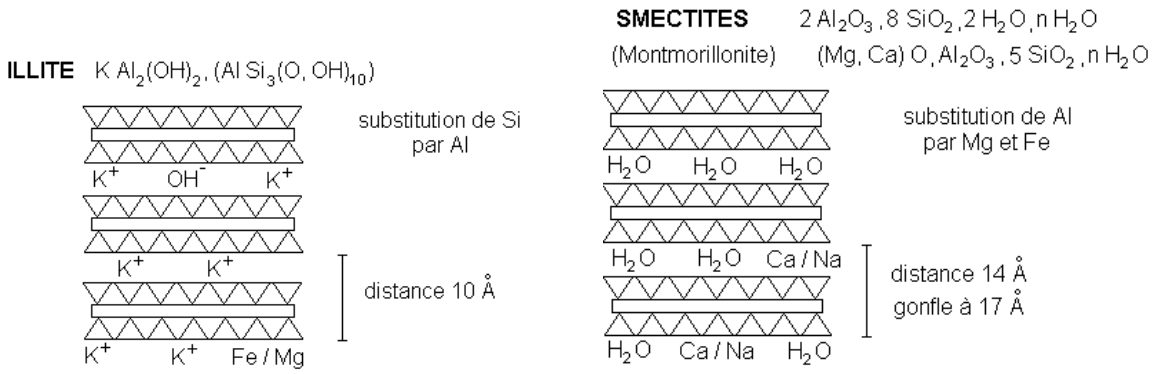


Figure 66 : Distinction entre deux argiles 2:1, l'illite et la smectite selon la distance entre deux feuillets mesurable par diffraction des rayons X (https://www.u-picardie.fr/beauchamp/mst/argiles.htm)

Les feuillets 2:1:1 ou TOT:O correspondant au groupe des chlorites sont constitués de deux feuillets tétraédriques autour d'une couche octaédrique plus un feuillet octaédrique de structure brucitique $Mg(OH)_2$ ou gibbsite $Al(OH)_3$ dans l'espace interfoliaire.

Les substitutions isomorphes dans les feuillets et la spéciation chimique entre les groupements hydroxyles de surface et les ions de l'eau interstitielle génèrent un excès de charge négative dans les smectites (Leroy et Revil, 2004), vermiculites et illites. Cette charge négative globale est compensée par un excès de charge du signe opposé, exprimé par la Capacité d'Echange Cationique (CEC). Cet excès de charge positive est induit par un ensemble de contre-ions (comme Na^+, Ca^{2+}) et quelques « co-ions » (comme Cl^-), localisés dans la double-couche électronique à la surface des particules. Celle-ci comprend la couche de Stern à la surface du minéral et la couche diffuse de Gouy-Chapman (Revil et Leroy, 2004) (Figure 67a).

IV.3.1.1.2. Echelle mésoscopique : la particule

Plusieurs feuillets empilés forment des particules de l'ordre de la dizaine à plusieurs dizaines de nanomètres, correspondant à l'échelle mésoscopique qui est celle du Microscope Electronique à Balayage (MEB) ou du Microscope Electronique à Transmission (MET) (Figure 65). Les smectites se caractérisent par un empilement turbostatique (avec rotation et translation des feuillets les uns par rapport aux autres) à semi-ordonné (Ferrage, 2004) à l'origine d'une porosité intraparticulaire. Cet empilement contraste avec l'empilement généralement ordonné des illites (Salles, 2006).

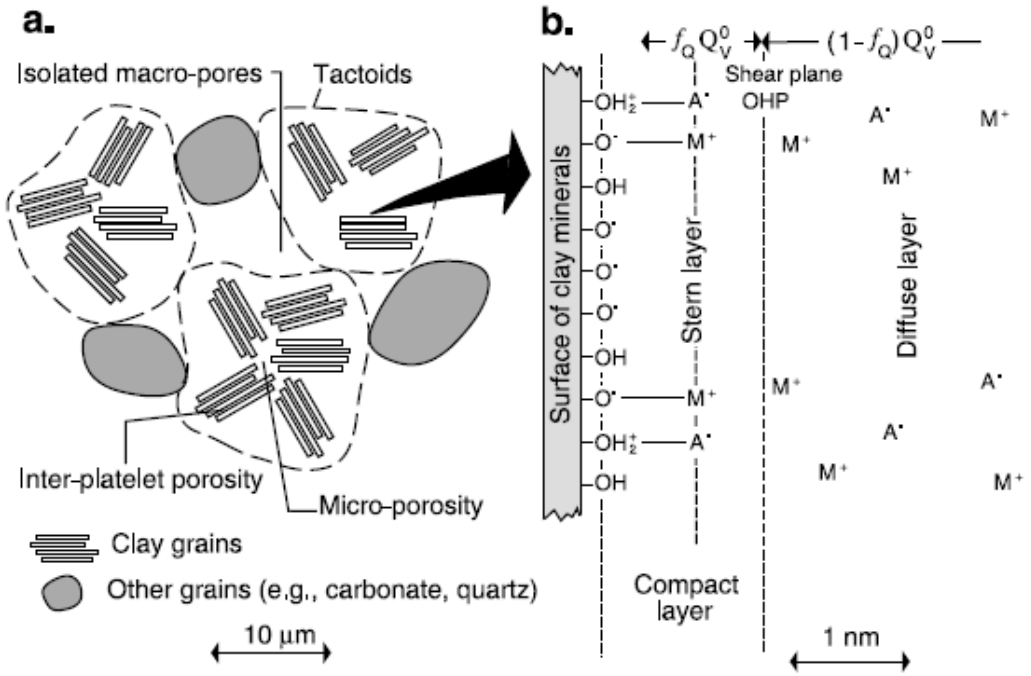


Figure 67 : Modèle de la double couche électronique (b) à la surface d'une particule d'argile dans une argilite (a) (Revil et Leroy, 2004). La double-couche électronique comprend la couche de Stern avec des contre-ions adsorbés sur la surface argileuse et la couche diffuse de Gouy-Chapman dont la charge totale compense l'excès de charge négative de la particule argileuse. M représente les cations métalliques (Na^+, Ca^{2+}, K^+) et A^- les anions (Cl^-).

IV.3.1.1.3. Echelle macroscopique : l'aggrégat

Enfin, l'association aléatoire de plusieurs cristaux ou particules par l'intermédiaire de liaisons faibles, d'oxydes de fer ou de matière organique forme des agrégats de taille variant du micron à la dizaine de microns, dont l'association forme une argilite (Figure 65, Figure 67a).

IV.3.1.2. Les différents types de fluide dans les sédiments argileux et leur relation avec la porosité

L'IUPAC (*International Union of Pure and Applied Chemistry*) propose de catégoriser la porosité dans les matériaux argileux selon différentes échelles (Sing et al., 1985). A l'échelle macroscopique, la porosité (« macroporosité ») est localisée dans les macropores de diamètre >50 nm entre les agrégats (Figure 67a). A l'échelle mésoscopique (2-50 nm), on peut distinguer la porosité interparticulaire qui correspond aux mésopores entre les agrégats argileux et la porosité intraparticulaire au sein d'un agrégat, due à l'empilement désordonné de feuillets (Figure 67a). Les micropores ont une largeur inférieure à 2 nm.

Les différents types d'eau qui saturent la porosité des sédiments argileux riches en smectite ont été décrits dans les travaux de thèse de Salles en 2006. Le premier type correspond à l'eau libre qui

sature les macropores sans interaction avec la surface argileuse. L'eau libre (ou interstitielle) peut donc circuler sous l'effet des forces gravitaires et être extraite par dessication à l'air libre. Les interactions dipôle-dipôle qui s'exercent entre deux molécules d'eau libre peuvent être transformées par la présence de contre-ions dans l'espace interfoliaire en interactions entre le dipôle électrique de l'eau et la charge électrique du contre-ion (qui devient alors un cation hydraté) ou la surface argileuse, créant ainsi un arrangement plus ou moins organisé d'eau dite « liée », extractible par séchage croissant à partir de 56°C. L'eau liée comprend l'eau adsorbée sur la surface des smectites dans les mésopores et l'eau interfoliaire organisée sous forme de couches dans l'espace interfoliaire. Les molécules d'eau des deux premières couches sont très fortement liées, contrairement à celles de la troisième, plus éloignées des charges cationiques et anioniques. Cette eau intervient dans le gonflement osmotique et diffuse vers les mésopores une fois que les surfaces et les cations compensateurs ont été totalement saturés en eau (Salles et al., 2008).

Les isothermes d'adsorption d'eau montrent que l'hydratation des smectites se fait en plusieurs étapes (Figure 68).

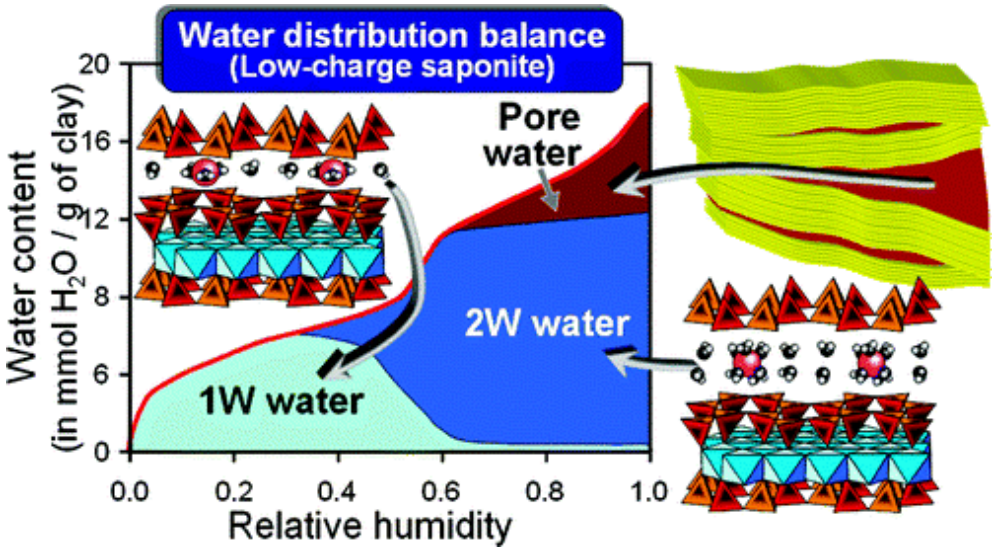


Figure 68 : Evolution de teneur en eau en fonction de la pression partielle d'eau P/Po de l'espace interfoliaire dans une smectite (Ferrage et al., 2010) montrant les différents niveaux d'hydratation de l'espace interfoliaire depuis l'état déshydraté (0W), l'état monocouche (1W) et l'état bicouche (2W).

L'eau est adsorbée sur les surfaces externes des particules avant d'investir l'espace interfoliaire sous forme d'un nombre croissant de couches. L'espace interfoliaire peut contenir jusqu'à trois couches d'eau (Sato, 1992) et l'on peut observer expérimentalement une évolution d'un état déshydraté (0W) puis monocouche (1W) jusqu'à bicouche (2W) voire à trois couches (3W) (Figure 68) selon le type d'argile, le taux d'humidité relative, la capacité d'hydratation du cation compensateur, la répartition

des charges électriques dans l'argile ainsi que la nature de la couche affectée par les substitutions et la nature de ces substitutions (Salles et al., 2006). Colten-Bradley (1987) montre que les smectites saturées sont à l'état bi-couche en condition hydrostatique jusqu'à au moins ~2 000 mètres de profondeur. Les états 0W, 1W, 2W et 3W correspondent à une distance interfoliaire d'environ 10 Å, 12 Å, 15 Å et 17-18 Å (Salles, 2006) résultant de l'équilibre entre les forces d'attraction feuillet-cation-feuillet et les forces répulsives feuillet-feuillet (Ferrage, 2004). Cette distance est mesurable par diffraction des rayons X (voir paragraphe IV.4.3.2)

IV.3.2. Démarche d'étude et récapitulatif des analyses

La démarche expérimentale mise en œuvre dans cette étude, présentée dans la Figure 69, vise à caractériser les différents types de porosité qui coexistent dans les roches sédimentaires, volcaniques et volcanoclastiques riches en minéraux argileux en combinant différentes techniques expérimentales, détaillées ci-après, qui permettent l'investigation d'un type spécifique de porosité à une échelle contrainte. Les échantillons sont stockés au réfrigérateur dans leur emballage hermétique d'origine pour préserver leur saturation à l'eau de mer et ne sont sortis de cet emballage que pour prélever les morceaux nécessaires à la réalisation des mesures. Une fois les morceaux à analyser découpés, l'échantillon est replacé précautionneusement dans son emballage d'origine qui est rescellé avant d'être replacé au réfrigérateur.

Pour réduire le risque d'une éventuelle déformation du réseau poreux au réfrigérateur (en cas de séchage lié à un emballage mal scellé ou de gel de l'eau interstitielle), les échantillons ont été analysés immédiatement après réception et plusieurs étapes de vérification des mesures ont été réalisées au cours de la démarche expérimentale (étapes « QC » indiquées sur la Figure 69). Dans la plupart des cas (*i.e.* si la taille de l'échantillon reçu le permettait et s'il n'était pas trop endommagé), deux morceaux de plusieurs centimètres ont été prélevés de chaque échantillon de carotte saturé reçu.

Les analyses menées dans le cadre de ce travail de thèse ont été réalisées grâce à la collaboration de quatre laboratoires de recherche de la région Grand Est : GeoRessources, le Laboratoire Énergies & Mécanique Théorique et Appliquée (LEMTA), le Laboratoire Interdisciplinaire Des Environnements Continentaux (LIEC) et l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS).

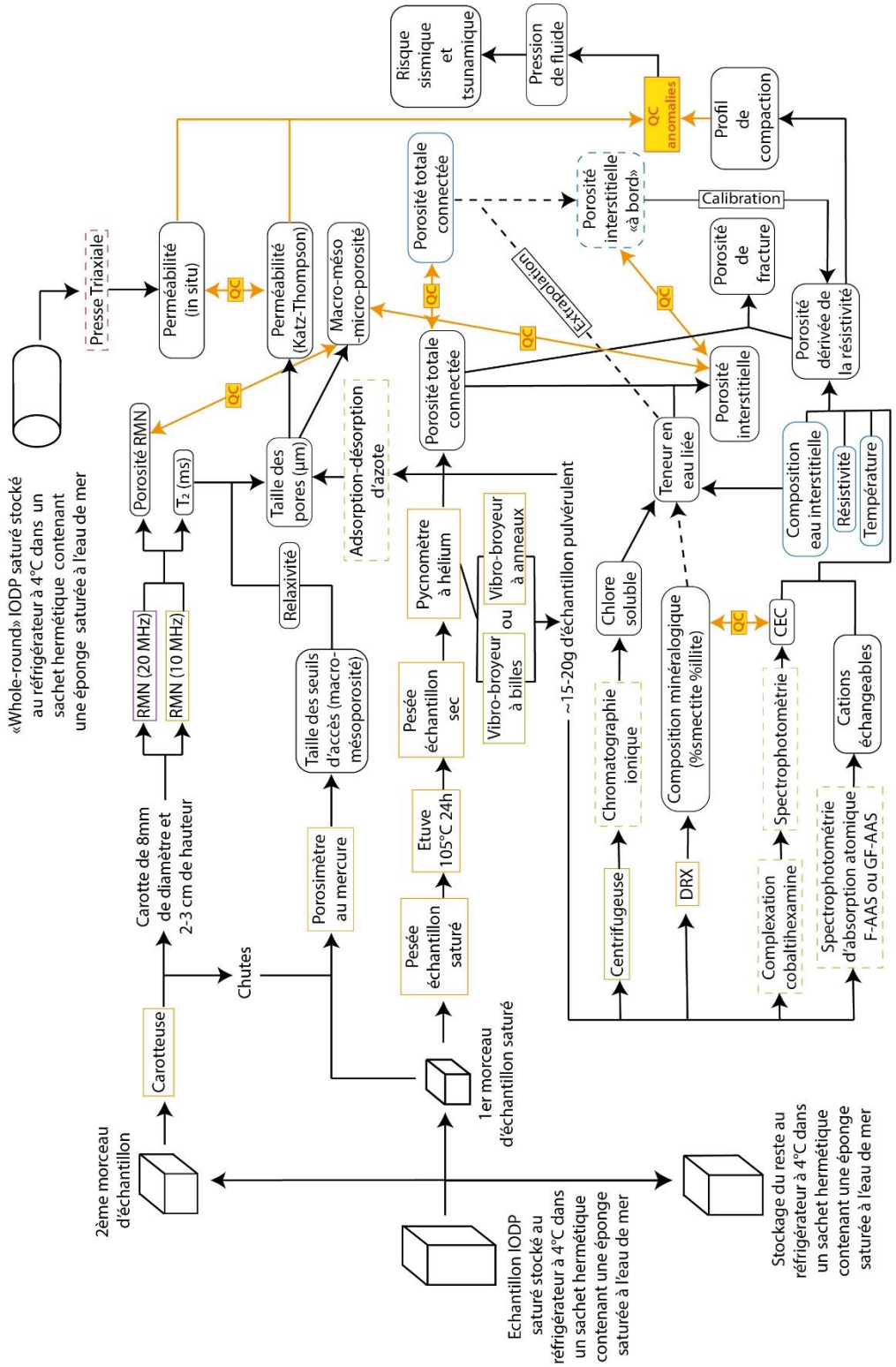


Figure 69 : Démarche expérimentale pour la caractérisation des propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques (entourées en noires) des échantillons à partir des données issues des expéditions IODP (entourées en bleu) et de préparations et mesures post-expédition réalisées dans différents laboratoires (encadré orange pour GeoRessources, vert pour le LIEC, violet pour le LEMTA et rouge pour l'IPGS), parfois par les équipes de ces laboratoires (si encadré en pointillé). QC : étape de vérification.

Le premier morceau a servi à la détermination de la porosité totale connectée, aux analyses chimiques (CEC, cations échangeables et chlore soluble) et pour la quantification de la teneur en eau liée et de la porosité interstitielle. Ce morceau d'échantillon a d'abord été pesé saturé, puis séché à 105°± 5°C pendant 24h pour la mesure de porosité totale connectée par pycnométrie hélium, qui est comparée avec celle des échantillons voisins analysés à bord pour vérifier que la saturation a été préservée lors du transport (sauf pour les échantillons de Sumatra, reçus désaturés). Une partie de ce morceau d'échantillon a été réservée pour les mesures de porosimétrie par injection de mercure. Le reste a ensuite été réduit en poudre au vibro-broyeur (à billes, ou à anneau, selon les cas). Cette poudre a ensuite été subdivisée pour 1) être confiée au LIEC pour la réalisation des analyses chimiques dont les résultats ont permis de déterminer la teneur en eau liée et donc la porosité interstitielle, 2) être confiée au LIEC pour la caractérisation de la micro- et de la mésoporisité par adsorption-désorption d'azote et 3) réaliser des analyses de diffraction aux rayons X (DRX) sur roche totale. Certains morceaux d'échantillon ont également été broyés avec un mortier en agate pour caractériser la minéralogie des argiles présentes dans la fraction fine (<2 μm) par DRX. Les analyses de DRX (réalisées à bord et post-expédition, à GeoRessources, pour les échantillons d'Hikurangi) ont été comparées aux mesures de CEC pour vérifier la cohérence de la composition minéralogique globale et argileuse déterminée, et la teneur en eau liée calculée. La porosité interstitielle mesurée a été utilisée pour calibrer des courbes de porosité dérivée des diagraphies de résistivité, à plus haute résolution. La teneur en eau liée déterminée à été extrapolée pour corriger les mesures de porosité totale connectée réalisées à bord (disponibles sur un plus grand nombre d'échantillons que ceux analysés au laboratoire dans le cadre de cette thèse), et déterminer une « porosité interstitielle à bord », moins précise mais avec une plus haute résolution. La « porosité interstitielle à bord » est utilisée pour calibrer la porosité dérivée de la résistivité. Ces données de porosité interstitielle ont été utilisées pour déterminer des profils de compaction dont elles sont représentatives, contrairement à la porosité totale connectée.

Le second morceau a été prélevé dans le but de caractériser la géométrie du réseau poreux par porosimétrie par injection de mercure (MIP) et résonnance magnétique nucléaire (RMN). Il s'agit donc d'un morceau différent de celui sur lequel a été quantifiée la porosité totale connectée et interstitielle, mais la plupart des échantillons étant très homogènes (quelques faciès volcanoclastiques du Site U1520 d'Hikurangi mis à part), les porosités mesurées ont été considérées comme correctes si elles étaient presque égales à celles déterminées à bord pour les échantillons proches. Ce second morceau saturé a été re-carotté manuellement ou avec une carotteuse mécanique (à sec ou à l'eau selon la cohésion des échantillons et les lithologies) avec un carottier de 8 mm de diamètre pour réaliser les mesures de RMN à 20 MHz au LEMTA. La plupart des

échantillons argilo-silteux ont été carottés délicatement à la main, tandis que les échantillons de croûte océanique altérée, volcanoclastiques ou carbonatés pélagiques d'Hikurangi ont été carottés avec une faible vitesse de rotation à la carotteuse mécanique, ainsi que les échantillons argilo-silteux les plus consolidés (Site C0002 et puits C0024E). Les chutes de carottage, d'un demi-centimètre à pluri-centimétriques, ont été réservées pour des mesures complémentaires de RMN à 10 MHz à GeoRessources, qui comporte des tubes à échantillons plus larges que ceux de la RMN à 20 MHz du LEMTA. Des chutes ont parfois été réservées pour les mesures de MIP lorsque le premier morceau d'échantillon ne l'a pas permis ou pour répéter l'analyse. Ces mesures ont été réalisées après séchage à 105°± 5°C pendant 24h.

Les mesures de porosimétrie par injection de mercure, de RMN et d'adsorption-désorption d'azote ont été combinées et comparées avec la porosité interstitielle pour les échantillons du Site U1520 d'Hikurangi (Dutilleul et al., 2020b). La distribution de la taille des seuils d'accès obtenue par porosimétrie par injection de mercure a été utilisée pour estimer une perméabilité (non *in-situ*) selon le modèle de Katz-Thompson. Ces valeurs ont été comparées aux mesures de perméabilité en condition *in-situ* réalisées par l'IPGS avec une presse tri-axiale (Reuschlé, 2011) sur des échantillons de type « *whole round* » spécialement prélevés dans ce but, et aux résultats d'autres chercheurs dans le cadre de leur recherche post-expédition.

Ces données de perméabilité ont été couplées aux profils de compaction établis à partir de la porosité interstitielle mesurée, de la « porosité interstitielle à bord », ou de la porosité dérivée de la résistivité calibrée avec la « porosité intersrtitielle à bord » (dans les cas où d'importants intervalles n'ont pas été carottés). L'objectif est d'identifier d'éventuelles anomalies de porosité et pour les interpréter en termes de processus tectoniques ou hydrogéologiques (comme une sous-compaction associée à une pression de fluide élevée) et discuter les conséquences en termes de déformation le long de la marge.

Le Tableau 5 récapitule le nombre d'analyses effectuées pour chaque zone d'étude.

Expédition IODP		Exp. 362, nord Sumatra		Exp. 372-375, nord d'Hikurangi				Exp. 358, Nankai			Total	
Site		U1480	U1481	U1517	U1518	U1519	U1520	C0002	C0024	C0025		
Nombre total d'échantillons par type	Carottes	93	38	24	52	40	106	2	59	18	**432**	
	Squeeze cakes	156	32	0	0	0	0	0	0	0	**188**	
Nombre d'analyses effectuées	CEC	118	45	24	52	40	106	2	59	18	**464**	
	Chlore soluble	118	45	24	52	40	106	0	59	18	**462**	
	Cations échan-geables	118	45	24	52	40	106	2	59	18	**464**	
	DRX	0	0	0	0	0	31	0	0	0	**31**	
	MIP	14	13	10	17+2	10+4	48+2	1	24	18	**163**	
	RMN 20 MHz	17	13	11	15	10	25	0	19	18	**128**	**249**
	RMN 10 MHz	0	0	2	0	0	97	0	22	0	**121**	
	N_2GA	0	0	0	0	0	6	0	1	0	**7**	

Tableau 5 : Récapitulatif des analyses effectuées sur les échantillons de la marge Nord de Sumatra (expédition IODP 362), de la marge Nord d'Hikurangi (expéditions IODP 372 et 375) et de la marge de Nankai (expédition IODP 358) par site. Pour la porosimétrie au mercure (MIP) les mesures supplémentaires (par exemple : +2 pour U1518) correspondent aux analyses réalisées pour tester l'influence du mode de séchage (voir paragraphe IV.4.2.4).

IV.4. Analyses post-campagne en laboratoire sur échantillons

IV.4.1. Analyses chimiques

Après mesure de leur porosité totale connectée, les échantillons ont été préparés pour la réalisation des analyses chimiques (CEC, composition des cations échangeables, concentration en chlore soluble). Les échantillons ont été finement broyés avec un vibro-broyeur Retsch MM200 à bol et billes en agate au LIEC, ou avec un vibro-broyeur Aurec à anneaux et bol en agate (ou en tungstène pour les échantillons volcanoclastiques résistants de la marge d'Hikurangi) à GeoRessources.

IV.4.1.1. Capacité d'échange cationique et des cations échangeables

La capacité d'échange cationique (CEC), exprimée en milliéquivalent ou en mol/kg, correspond au nombre de sites à la surface des minéraux capables d'échanger des ions avec le fluide interstitiel

(Soueid Ahmed et al., 2018). Elle a été mesurée par les équipes du LIEC, à Metz, par complexation avec une solution de cobaltihexamine ($Co(NH_3)^{63+}$) lors de la mise en contact de cette solution avec l'échantillon broyé. L'ensemble est agité pendant deux heures à 35°C pour faciliter la complexation. La solution est ensuite centrifugée, puis la concentration en ion cobaltihexamine restant après échange est dosée par colorimétrie avec un spectrophotomètre Shimadzu UV2501-PC et comparée avec la concentration en ion cobaltihexamine avant échange pour déterminer la CEC.

La CEC varie selon le type de minéraux hydratés. La valeur de CEC permet de distinguer, dans le cas d'un système mono-minéral, la nature des minéraux argileux et des zéolites. Les valeurs théoriques de la CEC sont 0,8-1,5 mol/kg pour la smectite, 0,1-0,4 mol/kg pour l'illite, ~4,5 mol/kg pour la phillipsite, ~3,2 mol/kg pour l'heulandite, ~2,2 mol/kg pour le clinoptilolite et 0,08-0,13 mol/kg pour l'opale (Pabalan et Bertetti, 2001 ; Derkowski et al., 2015).

Les cations échangeables ont été dosés par les équipes du LIEC, par spectrophotométrie d'absorption atomique à four graphite (GF-AAS) avec un SpectrAA 800 Zeeman de la marque Varian pour Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} et Fe^{2+} et par spectrophotométrie d'émission de flamme (F-AAS) avec un ICE 3300 de la marque Thermo Fisher Scientific pour Al^{3+}.

IV.4.1.2. Chlore soluble

La mesure de la concentration en chlore soluble implique, en plus de la phase de broyage, une extraction de la fraction hydrosoluble, réalisée au LIEC de Vandoeuvre-lès-Nancy selon le protocole de Tessier et al. (1979). Ce protocole d'extraction consiste à introduire 2,5 grammes d'échantillon broyé dans un tube à centrifuger dans lequel 25 millilitres d'eau déminéralisée sont ajoutés. Le tube à centrifuger est ensuite mis sous agitation rotative pendant une heure à température ambiante, puis centrifugé à 4500 tours par minute dans une centrifugeuse Beckman Avanti J-25. Le surnageant est ensuite récupéré avec une seringue, filtré, puis confié aux équipes du LIEC pour la détermination de la concentration en chlore soluble par chromatographie ionique.

IV.4.2. Analyses des propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques

IV.4.2.1. Porosité

IV.4.2.1.1. Porosité totale connectée (ou porosité MAD)

La porosité totale connectée a été mesurée sur les échantillons saturés à l'eau de mer, stockés au réfrigérateur et emballés hermétiquement de sorte à préserver leur saturation. La procédure

appliquée est celle de Blum (1997) qui a été mise en œuvre lors des expéditions IODP 362, 372-375 et 358. La masse humide $m_{saturé}$ de l'échantillon saturé à l'eau de mer est mesurée avant de sécher l'échantillon pendant 24 heures dans un four à convection à 105°C ± 5°C pour éliminer toute l'eau présente (c'est-à-dire l'eau interstitielle et l'eau liée, Figure 70) (Ellis et Singer, 2007 ; Daigle, 2014). L'échantillon est ensuite refroidi à température ambiante dans un dessiccateur pendant 2 heures avant de mesurer sa masse sèche m_{sec} avec une balance de précision ME403 de la marque Mettler Toledo. Le volume et la densité de la phase solide de l'échantillon V_s et $\rho_s = \frac{m_s}{V_s}$ sont ensuite déterminés à l'aide d'un pycnomètre à hélium AccuPyc II 1340 de la marque Micromeritics pour déterminer la porosité totale connectée ϕ_t :

$$\phi_t = \frac{V_f}{V_f + V_s}$$

où $V_f = \frac{m_f}{\rho_f}$ est le volume du fluide interstitiel, $m_f = \frac{m_{eau}}{1-s}$ la masse du fluide interstitiel, $m_{eau} = m_{saturé} - m_{sec}$ la masse d'eau dans l'échantillon, s la salinité (0,035), ρ_f = 1, 024 g/cm^3 la densité du fluide interstitiel, $V_{sel} = \frac{m_{sel}}{\rho_{sel}} = \frac{m_{eau}\ s}{(1-s)\ \rho_{sel}}$ le volume de sel avec m_{sel} la masse de sel et ρ_{sel} = 2,220g/cm^3 la masse volumique du sel, $m_s = m_{saturé} - m_f = m_{sec} - m_{sel}$ la masse de la phase solide et $V_s = V_{sec} - V_{sel}$ le volume de la phase solide.

Pour déterminer V_{sec}, le pycnomètre à helium dispose d'une chambre d'expansion et d'une chambre pour placer l'échantillon, de volumes connus $V_{expansion}$ et $V_{cellule}$, initiallement à une pression initiale P_i. Les chambres utilisées étaient de 10 et 35 cm^3 selon la taille de l'échantillon analysé. Au cours de l'expérience, la pression dans la chambre où est placée l'échantillon augmente jusqu'à P_1 par saturation du volume de la chambre et de la porosité totale connectée de l'échantillon par l'hélium. Puis la valve qui sépare les deux chambres est ouverte pour permettre l'équilibrage des pressions à P_2. V_{sec} est ensuite déterminé par l'appareil sous l'hypothèse que l'hélium suit la loi des gaz parfaits :

$$V_{sec} = V_{cellule} - \frac{V_{expansion}}{\left(\frac{P_1 - P_i}{P_2 - P_i}\right) - 1}$$

La pycnométrie hélium ne prend pas en compte la porosité non connectée dans laquelle l'hélium ne peut pénétrer. En revanche, la porosité totale connectée est une mesure basée sur le contenu total en fluide de l'échantillon à partir des différences de masse lorsqu'il est saturé puis séché à 105°C ± 5°C pendant 24 heures. Elle inclut donc le fluide interstitiel et le fluide lié aux minéraux

hydratés comme les argiles (Figure 70) et est ainsi souvent utilisée à tord pour établir des profils de compaction. La teneur en fluide lié doit être déterminée et déduite de la porosité totale connectée pour déterminer la porosité interstitielle, qui reflète plus concrètement les effets de la compaction.

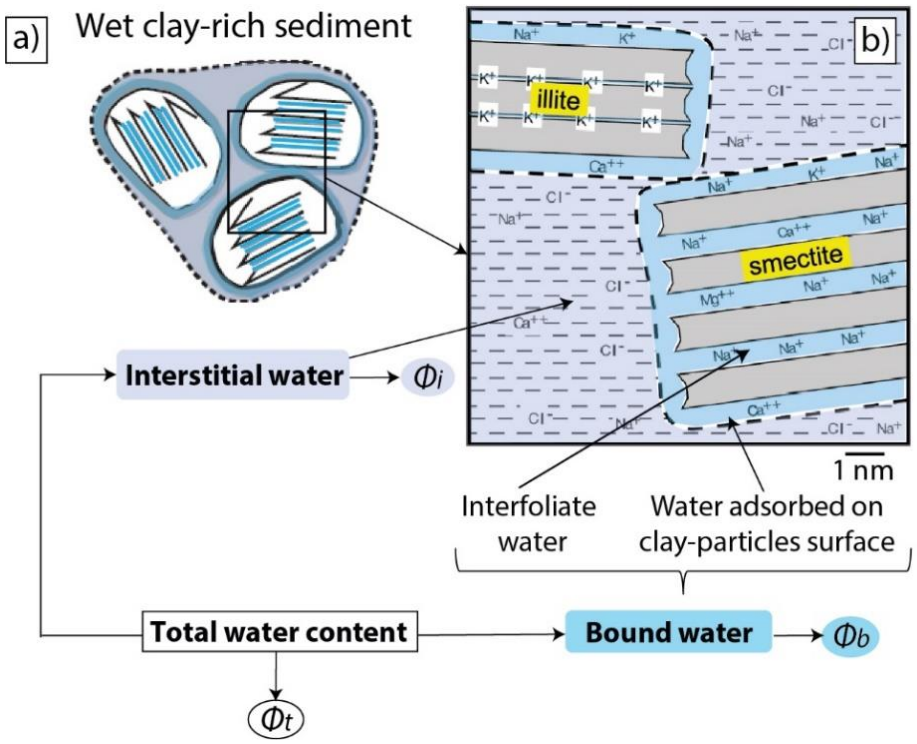


Figure 70 : Détail des fluides saturant la porosité totale connectée d'un échantillon argileux saturé (modifié d'après Salles et al., 2008 et Conin et al., 2011).

IV.4.2.1.2. Porosité interstitielle et teneur en fluide lié à partir de la CEC et de la concentration en chlore soluble

La porosité interstitielle ϕ_i (ou porosité intergranulaire ou porosité libre) est déterminée en corrigeant la porosité totale connectée ϕ_t de la teneur en fluide lié aux argiles (ϕ_b) (Figure 70) (Brown et Ransom, 1996 ; Henry, 1997 ; Henry et Bourlange, 2004 ; Conin et al., 2011) selon l'équation :

$$\phi_i = \phi_t - n \frac{M_w}{\rho_w} CEC\ \rho_s(1-\phi_t)$$

à partir de ρ_s (en kg/m^3), la capacité d'échange cationique (CEC, en mol/kg), le nombre de molécules d'eau par charge cationique (n), et M_w= 0,018 kg/mol et ρ_w= 1024 kg/m^3 les masses molaire et volumique de l'eau.

Le nombre de molécules d'eau par charge cationique n est donné par la relation entre la CEC et le

ratio volumique de fluide lié W_b (Figure 71). W_b correspond au ratio du volume de fluide non chloré $V_{f\,(non\ chloré)}$ par rapport au volume de la phase solide de l'échantillon (Henry et Bourlange, 2004 ; Conin et al., 2011) :

$$w_b = \frac{V_{f\,(non\ chloré)}}{V_s} = \frac{V_f}{V_s} - \frac{V_{f\,(Chloré)}}{V_s}$$

Il est déterminé à partir du volume de fluide chloré $V_{f\,(Chloré)}$, obtenu à partir de la concentration en chlore soluble des échantillons et de celle de l'eau interstitielle mesurée à bord.

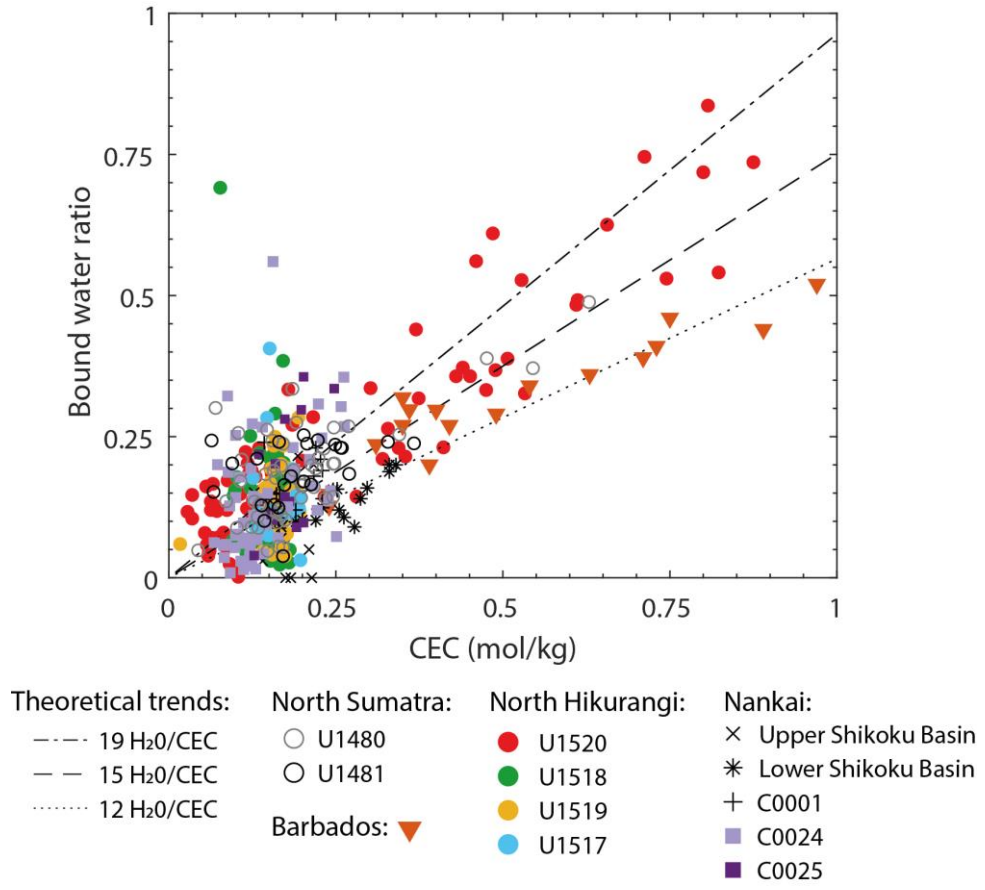


Figure 71 : Ratio d'eau liée en fonction de la CEC permettant de déterminer le nombre de molécules d'eau par charge cationique, avec compilation des mesures issues de cette étude et de la littérature pour la Barbade (Henry, 1997) et Nankai (Henry et Bourlange, 2004 pour le bassin de Shikoku et Conin et al., 2011 pour le site C0001).

Le nombre de molécules d'eau par charge cationique n vaut typiquement 6 à 8, 12 à 16 et 18 à 24 pour les smectites à une, deux ou trois couches de molécules d'eau respectivement (Henry, 1997). Pour les CEC modérées <0,25 mol/kg où la dispersion est importante, n a été considéré comme égal à 15 (Figure 71).

Alternativement, la teneur en eau liée aux argiles peut être déterminée à partir de la proportion de

smectites dans l'échantillon, déterminée par exemple par DRX, selon le modèle développé par Brown et Ransom (1996).

IV.4.2.1.3. Porosité dérivée de la résistivité

La porosité dérivée de la résistivité à été déterminée à partir du modèle de Revil et al (1998) pour les sédiments argileux caractérisés par une conductivité de surface σ_s élevée induite par la conduction électrique des contre-ions dans la couche de Stern et la couche diffuse de Gouy-Chapman à la surface des particules argileuses (Revil et al., 2002). Pour déterminer σ_s, le modèle de Revil et al. (1998) utilise la CEC et suppose une contribution majeure de la couche de Stern à la conduction électrique de surface, des grains sphériques, une tortuosité $F\phi = 3/2$ et une relation linéaire entre la température et la mobilité des cations échangeables β_s :

$$\sigma_s = \frac{2}{3}\,\rho_s\,CEC\,\beta_s$$

Ce modèle s'appuie sur la loi d'Archie (1942) qui relie la porosité dérivée de la résisistivité $\emptyset$ au facteur de formation F selon deux constantes a = 1 et le facteur de cimentation $1 \leq m \leq 3{,}5$ (Conin et al., 2011) :

$$F = a\,\phi^{-m}$$

Bussian (1983) et Bourlange et al. (2003) ont montré que pour ce type de matériaux, $\xi = \frac{\sigma_s}{\sigma_{if}} \ll 1$ et que dans ces conditions, F peut s'exprimer :

$$F = \frac{\sigma_{if}}{\sigma}\left[1 + 2\xi\left(\frac{\sigma_{if}}{\sigma} - 1\right)\right]$$

avec σ_{if} la conductivité du fluide interstitiel et σ la conductivité électrique apparente des sédiments, correspondant à l'inverse de la résistivité électrique mesurée en LWD ou wireline (préférentiellement, la résistivité mesurée au niveau du trépan).

La conductivité électrique du fluide interstitiel σ_{if} est déterminée à partir des concentrations en Cl^-, Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} et SO_4^{2-} présents dans l'eau interstitielle (C_{iws}^i) et dans l'eau de mer (C_{sw}^i), la conductivité de l'eau de mer σ_{sw}, la mobilité des ions dans le fluide β_f^i et le nombre de charge ionique Z_i (Revil et al., 1998) :

$$\sigma_{if} = \sigma_{sw}\frac{\sum_i\left(\beta_f^i \times Z_i \times C_{iws}^i\right)}{\sum_j\left(\beta_f^j \times Z_j \times C_{sw}^j\right)}$$

avec $\sigma_{sw} = 5.32(1 + 0.02(T - 25))$ où T est la température (en °C).

La porosité dérivée de la résistivité a été calibrée en ajustant m pour obtenir une bonne corrélation avec les données de porosité interstitielle.

IV.4.2.2. Structure du réseau poreux

La structure du réseau poreux a été étudiée à partir de trois méthodes complémentaires car donnant accès à des informations différentes sur la géométrie et/ou la taille des pores (Figure 72A).

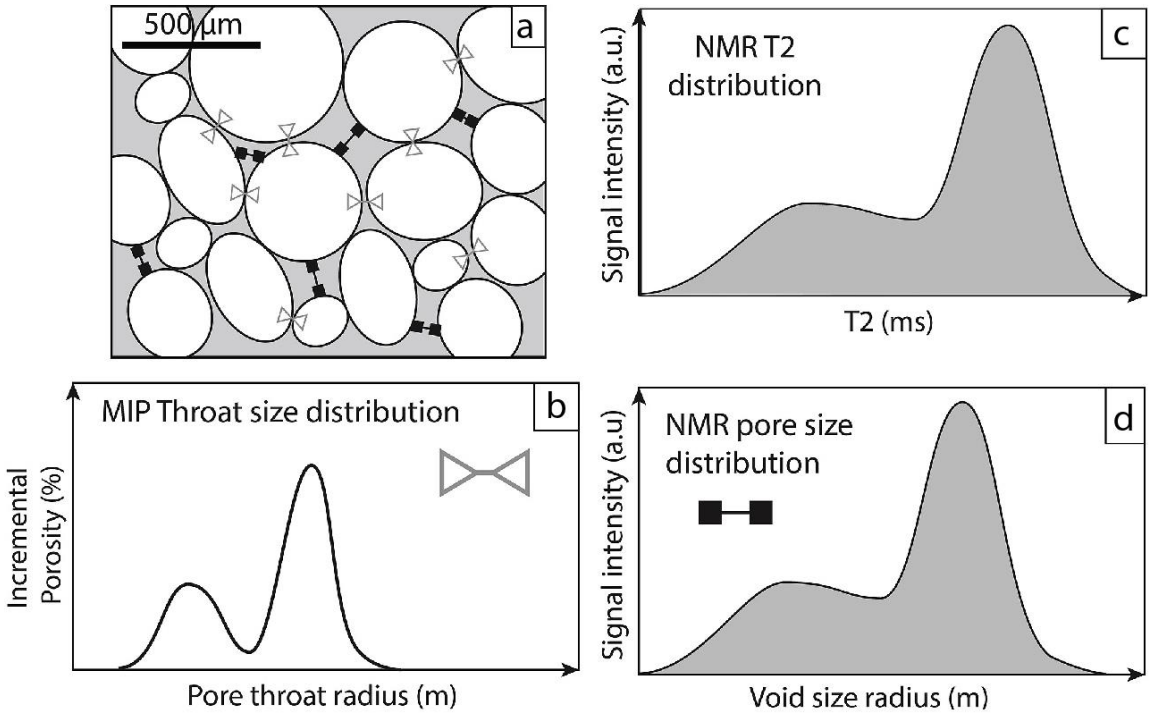


Figure 72 : a) Comparaison des informations mesurées dans le cadre de cette étude sur la structure du réseau poreux (seuils d'accès et corps des pores) avec b) distribution de la taille des seuils d'accès obtenue par MIP, c) distribution du temps de relaxation transversale mesurée par RMN ensuite e) converti en rayon de pores (modifié d'après Bossennec et al., 2018).

La porosimétrie par injection de mercure (MIP) donne accès à la distribution de la taille des seuils d'accès des macropores et des mésopores compris entre ~360 µm et 6 nm (Figure 72a, b) tandis que l'adsorption-désorption d'azote donne accès à la distribution de la taille des mésopores et des micropores. La résonnance magnétique nucléaire (RMN) est une méthode complémentaire qui donne accès de manière indirecte à la distribution de la taille du corps des pores (Figure 72a). Elle mesure le temps de relaxation transverse (ou T_2) en millisecondes (Figure 72c) qui peut être convertit en diamètre (en micromètres) (Figure 72d).

La combinaison des trois méthodes montre que la RMN est un moyen efficace et rapide de caractériser la taille du corps des macropores, des mésopores et des micropores (Dutilleul et al., 2020b, voir paragraphe VI).

IV.4.2.2.1. Porosimétrie par injection de mercure (MIP)

Des mesures de porosimétrie par injection de mercure ont été réalisées à température ambiante (~20°C) avec un AutoPore IV modèle 9500 de la marque Micromeritics. Le principe de l'analyse repose sur l'injection de mercure, un liquide non mouillant qui ne pénètre pas dans le réseau poreux par capillarité à moins d'être mis sous pression. La pression d'injection P_{Hg} (en Pa) à appliquer sur le mercure est inversement proportionnelle à la taille du seuil d'accès du pore dans lequel il doit pénétrer. Sur l'appareil utilisé, P_{Hg} peut atteindre 220 MPa, ce qui permet de déterminer, à partir de l'équation de Washburn (1921) selon la loi de Laplace-Young, la distribution du diamètre des seuils d'accès des pores compris entre 360 µm et 5,7 nm :

$$r = \frac{2\,\sigma_{Hg}\cos\theta_{Hg}}{P_{Hg}}$$

avec r le rayon du seuil d'accès du pore (m), σ_{Hg} la tension interfaciale entre l'air et le mercure (0.485 N/m), θ_{Hg} l'angle de contact entre l'échantillon et le mercure (140°) et P_{Hg} la pression d'injection du mercure (Pa).

La séquence d'injection réalisée comprend une phase de basse pression et une phase de haute pression (≤ 220 MPa) en trois étapes selon le protocole de Rosener et Géraud (2007) (Figure 73) :

- Un morceau de 2 à 4 cm^3 d'échantillon préalablement séché à 105°C ± 5°C pendant 24 heures au four à convection est pesé puis placé dans la cellule du pénétromètre, ensuite refermée par un couvercle métallique avec un joint de graisse résistant aux hautes pressions. Le montage est ensuite pesé et inséré dans le port de basse pression. Pendant la phase de basse pression, l'échantillon est dégazé sous vide. Le mercure est ensuite injecté dans la cellule du pénétromètre contenant l'échantillon de manière progressive par paliers de pression d'injection jusqu'à $P_{Hg} \approx$ 0,2 MPa, ce qui lui permet de pénétrer dans les macropores. A la fin de la phase de basse pression, le pénétromètre est extrait du port, pesé, puis inséré dans le port de haute pression ;
- L'analyse à haute pression consiste à mesurer par étapes le volume de mercure intrudé pendant (1) une phase d'intrusion où P_{Hg} augmente par palier jusqu'à $P_{Hg\,max} \approx$ 220 MPa, (2) une phase d'extrusion où P_{Hg} diminue jusqu'à la pression atmosphérique et (3) une

phase de réintrusion où P_{Hg} augmente de nouveau par palier jusqu'à $P_{Hg\,max}$. Cette séquence de haute pression permet de déterminer la porosité totale, la porosité libre et la porosité piégée au mercure (Figure 73) qui donnent des informations sur la géométrie du réseau poreux (Rosener et Géraud, 2007).

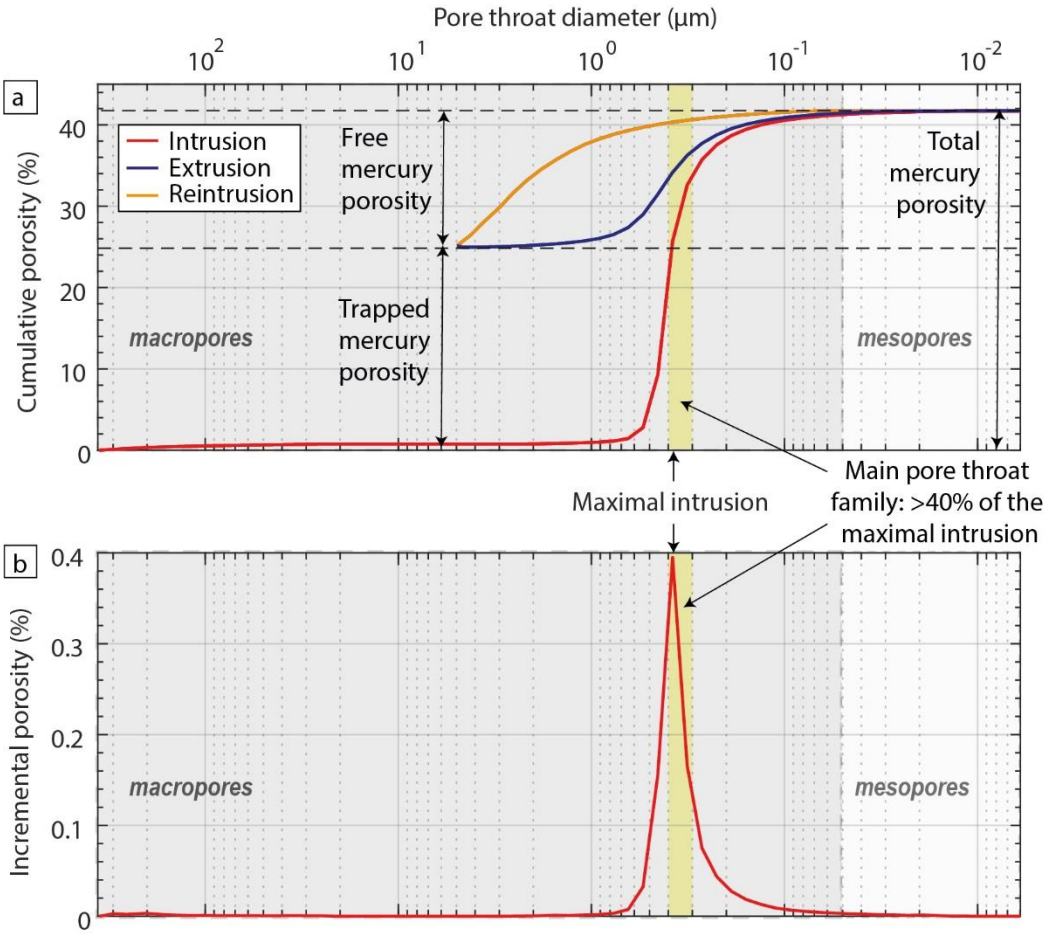


Figure 73 : Exemple de courbe de porosimétrie par injection de mercure a) cumulée et b) incrémentale pour l'échantillon argilo-silteux 23R1W du puits U1520C de la marge nord d'Hikurangi. Sur la courbe cumulée en a), les trois phases de haute pression figurent avec la première phase d'intrusion (en rouge), la phase d'extrusion (en bleu) et la phase de réintrusion (en orange) ainsi que leur interprétation en termes de porosité totale, piégée et libre. Sur la courbe incrémentale en b) seule la première phase d'intrusion de la phase de haute pression est nécessaire pour déterminer la taille de seuils d'accès pour laquelle l'intrusion est maximale. Les diamètres correspondant aux macropores (>50 nm) et aux mésopores (2-50 nm) selon l'IUPAC sont précisés.

La première phase d'intrusion donne accès à la distribution de la taille des macropores et des mésopores >6 nm et permet de distinguer la ou les principal(es) famille(s) de seuils d'accès, définies comme correspondant à un minimum de 40% de l'injection maximale selon la méthode définie par Navelot (2018) et Bertrand et al. (2021) (Figure 73).

Lors de la phase d'extrusion, une partie du mercure injecté lors de la phase d'intrusion va être retenu par les seuils d'accès trop petits (*i.e.* au moins 7 fois plus petits que le corps du pore selon Li et Wardlaw 1986a, b) par rapport à la P_{Hg} de vidange et ne pourra pas être extraite. Ainsi, la porosité au mercure obtenue à la fin de la phase d'extrusion correspond à la porosité piégée pour les seuils d'accès <5 μm (Figure 73A). Avec la séquence utilisée, la porosité piégée peut être sous-estimée si la vidange pourrait se poursuivre pour les seuils d'accès >5 μm. Ce n'était toutefois pas le cas pour la large majorité des échantillons analysés. Lors de la phase de réintrusion, seule la porosité libre va pouvoir être de nouveau saturée par le mercure. La phase de réintrusion permet donc de déterminer la porosité libre en soustrayant la porosité piégée à la porosité totale au mercure (Figure 73A). Ainsi, une diminution de la porosité piégée avec la profondeur peut mettre en évidence une homogénéisation de la taille du corps du pore par rapport à son seuil d'accès.

IV.4.2.2.2. Résonnance magnétique nucléaire (RMN)

La résonnance magnétique nucléaire (RMN) du proton est une technique pratiquée au laboratoire ou en diagraphie qui permet de dimensionner la taille des pores, de caractériser les différents fluides (par exemple eau interstitielle et eau liée si la fréquence de l'appareil est suffisamment basse pour en enregistrer le signal) contenus dans le réseau poreux d'un échantillon saturé et de déterminer la perméabilité. Cette technique repose sur l'enregistrement des temps de relaxation longitudinal T_1 on transversal T_2 (en secondes) correspondant à la décroissance de la magnétisation des noyaux d'hydrogène des molécules d'eau en présence de champs magnétiques statique B0 et transitoire (pulsé) B1 (Dennis, 1997 ; Dunn et al., 2002 ; Daigle et Dugan, 2009 ; Daigle et al., 2014). Les noyaux de l'hydrogène, composés d'un proton chargé positivement, peuvent être considérés comme des dipôles magnétiques car ils possèdent un moment magnétique, orienté de manière aléatoire en l'absence de champ magnétique externe généré par exemple par un instrument de RMN de laboratoire ou un outil diagraphique (Vincent et al., 2011) (Figure 74).

Pour des raisons pratiques, les mesures de RMN pour des applications géologiques consistent à mesurer le T_2 uniquement (Grunewald et Knight, 2009), avec la séquence pulsée de Carr-Purcell-Meiboom-Gill (CPMG) (Carr et Purcell, 1954 ; Meiboom et Gill, 1958) (Figure 75).

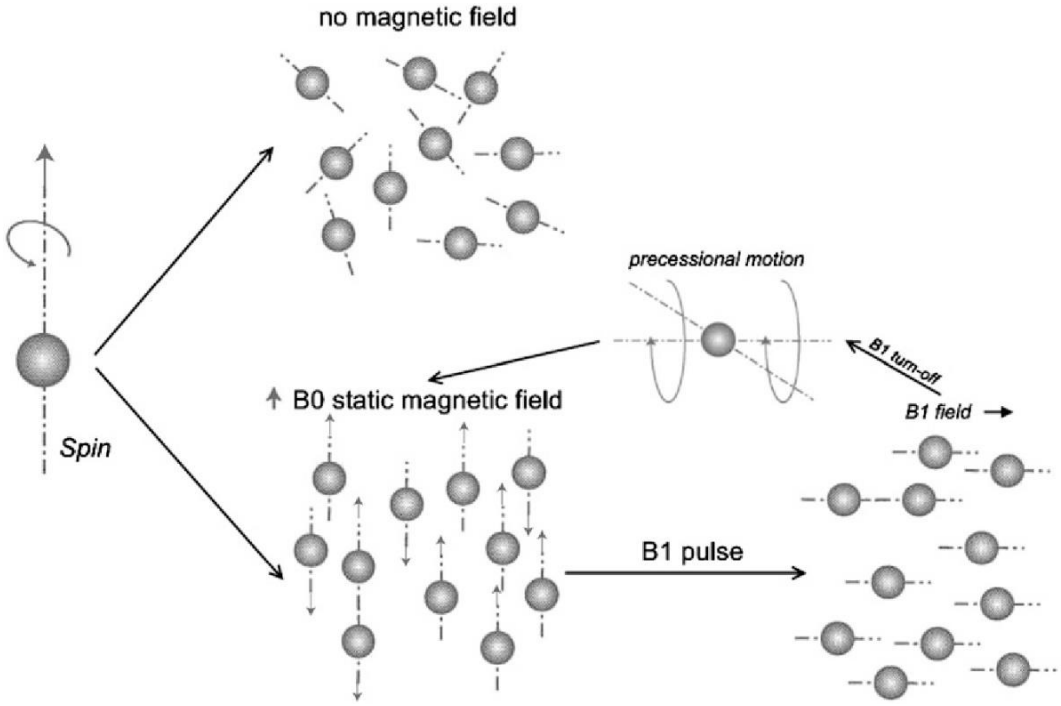


Figure 74 : Schéma des propriétés magnétiques des protons en l'absence de champ magnétique (orientation aléatoire des axes de spin), en présence d'un champ magnétique statique B0 (alignement de l'axe de spin parallèle à B0, dans le même sens que B0 ou dans le sens opposé) et suite à l'application temporaire (pulse) d'un champ magnétique B1 perpendiculaire à B0 (alignement sur B1 puis retour à l'état déquilibre selon B0 par mouvement de précession) (Vincent et al., 2011).

La séquence CPMG implique d'abord l'alignement des noyaux d'hydrogène avec un champ magnétique statique B0. Ensuite, un premier pulse de champ magnétique B1 est émis pendant un court temps à une fréquence radio spécifique à $\pi/2$, induisant une perturbation du système avec rotation des axes de spin des noyaux d'hydrogène perpendiculairement à B0. L'arrêt de l'émission de ce premier pulse à $\pi/2$ entraîne un retour à l'équilibre selon le champ statique B0 des noyaux d'hydrogène par mouvement de précession. Après un temps τ_E, une série de pulses de champ magnétique B1 à π espacé d'un temps $2\ \tau_E$ est émise, entraînant un réalignement des noyaux d'hydrogène dans le plan $\pi/2$ avec une émission d'écho de spin à intervalle de temps τ_E. Au cours de la série de pulses à π, une décroissance exponentielle de l'amplitude des échos de spin $A(t)$ est observée par rapport à A_0 l'amplitude initiale du signal. Cette décroissance, causée par une diminution du degré de réalignement de l'axe de spin en raison de la diffusion ou d'interactions entre les molécules d'eau et la surface des pores (Daigle et al., 2014) peut être approximée par l'équation :

$$A(t) = A_0 e^{\frac{-t}{T_2}}$$

A partir de cette équation, le temps de relaxation transversale T_2 (en secondes) qui caractérise la relaxation dans un plan perpendiculaire à B0, peut être déterminé.

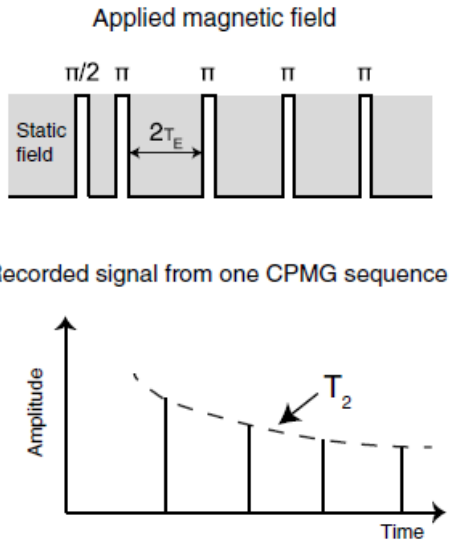


Figure 75 : Séquence de mesure du temps de relaxation transverse T_2 par RMN avec a) la séquence Carr-Purcell-Meiboom-Gill (CPMG) imposée sur un champ magnétique statique. La séquence CPMG est composée d'un premier pulse à π/2 suivi d'une série de pulses à π séparés par un temps 2 τ_E avec émission d'un écho de spin après un temps τ_E. L'amplitude des échos de spin émis décroit de manière exponentielle avec le temps et est enregistrée pour déterminer le T_2 (modifié d'après Daigle et al., 2014).

En pratique, les mesures de T_2 par RMN ont été réalisées à l'aide de deux instruments de la série Minispec mq de la marque Bruker à température ambiante (20°C) et à pression atmosphérique. Le premier, au Laboratoire Énergies & Mécanique Théorique et Appliquée (LEMTA) de Vandoeuvre-lès-Nancy, fonctionne à 20 MHz (Minispec mq20) et nécessite de réaliser des carottes de 8 mm de diamètre et d'au moins 2 cm de longueur à insérer dans le tube à échantillon. Pour le second, à GeoRessources, qui fonctionne à 10 MHz (Minispec mq10), des morceaux peuvent être directement insérés dans les tubes à échantillons qui ont un diamètre de 3,8 centimètres. La décroissance de l'aimantation a été mesurée en utilisant la séquence CPMG préférentiellement avec le Minispec mq20 (disponible dès le début de la thèse) et avec le Minispec mq10 (acquis pendant la thèse) pour les échantillons non-carottables avec le carottier de 8 millimètres de diamètre. Selon les échantillons, la séquence CPMG a été répétée entre 128 et 512 fois par échantillon pour augmenter constructivement le signal, avec 200 à 400 échos de spin émis par séquence, un délai de recyclage de 0,1 s entre chaque répétition, un temps de demi-écho τ_E de 0,04 ms (le minimum disponible pour cet équipement) et un gain variant de 65 à 90 Db pour maximiser l'amplitude du signal enregistré.

La décroissance exponentielle de la magnétisation a été inversée en une distribution lissée du T_2 (typiquement en ms) avec le logiciel UpenWin, développé à l'Université de Bologne. Cette distribution peut comporter plusieurs pics, dont un correspondant à l'eau liée s'il correspond à des T_2 < 0,2-0,3 ms (Testamanti et Rezaee, 2017 ; Yuan et al., 2018) et à l'eau interstitielle dans les pores pour des T_2 supérieurs. La distribution du T_2 a ensuite été convertie en distribution de la taille du corps des pores (en μm) par corrélation avec la distribution de la taille des seuils d'accès obtenue par MIP en utilisant la relation de Marschall et al. (1995) :

$$r = 2\rho_e T_2$$

avec T_2 (en s), r le rayon du seuil d'accès (en μm) et ρ_e la relaxivité effective (en μm/s).

A partir des mesures réalisées sur le Minispec mq20, le volume d'eau contenu dans les échantillons avec leur saturation d'origine en eau de mer a été déterminé pour calculer la porosité RMN comme dans les travaux de Daigle et al. (2014) :

$$\phi_{NMR} = \frac{V_w}{V_w + V_s}$$

V_w (en mL) est déterminé à partir d'une calibration où l'amplitude maximale du signal A_0 (corrigée du gain) a été enregistrée lors de mesures de T_2 pour des volumes d'eau connus :

$$V_w = 19{,}762\, A_0 - 0{,}092 \quad (R^2 = 0.94)$$

IV.4.2.2.3. Adsorption/désorption d'azote

L'adsorption/désorption d'azote est une technique qui permet d'investiguer la distribution des micropores (<2 nm), des mésopores (2-50 nm) et des petits macropores (~50-200 nm) et de quantifier les porosités associées. C'est donc une méthode complémentaire de la MIP, parfois présentée comme une méthode peu fiable pour caractériser la distribution des petits macropores <100 nm et des mésopores (e.g. Daigle, 2014). Elle se base sur l'adsorption physique plus ou moins réversible de l'adsorbable (ici, l'azote) par les forces de Van der Waals sur les surfaces externes et internes (*i.e.* la porosité) de l'adsorbant, qui se présente sous la forme d'une poudre fine. La quantité d'azote adsorbée sur l'adsorbant dépend de l'étendue de l'interface, de la pression d'équilibre du gaz et de la température. L'expérience consiste ainsi à mesurer le volume d'azote adsorbé à une température fixe de 77K, exprimé en fonction du rapport de la pression relative d'équilibre P/P_0 (où P est la pression d'équilibre de l'azote et P_0 est la pression de vapeur saturante) sous la forme d'une isotherme d'adsorption (lorsque P/P_0 augmente et tend vers 1) et de désorption (lorsque P/P_0 diminue et tend vers 0).

La forme de l'isotherme est caractéristique du couple adsorbant/azote et renseigne sur la distribution de la taille des pores, leur forme et leur connectivité (Daigle, 2014). L'adsorption se produit en premier lieu sur des défauts cristallins ou des impuretés, puis dans les micropores aux faibles P/P_0, puis dans les mésopores et les macropores pour les P/P_0 plus élevées qui tendent vers 1. Ainsi, les isothermes présentant une augmentation brutale de la quantité d'azote adsorbée pour une faible augmentation de P/P_0 caractérisent les échantillons avec une distribution de taille de pores étroite, tandis que les isothermes « plates » ou la quantité d'azote adsorbée augmente peu pour une forte augmentation de P/P_0 correspondent à des échantillons avec une distribution variée de taille de pores.

Six types d'isothermes ont été définis par l'IUPAC (Sing et al., 1985). Trois d'entre eux sont fréquemments observés dans les sédiments (Figure 76). Le type I se caractérise par une saturation rapide de l'adsorbant à basse P/P_0 et correspond à un adsorbant microporeux avec des micropores qui se remplissent à des P/P_0 d'autant plus faibles que leur diamètre est faible. Pour le type II, l'adsorption est très progressive en fonction de P/P_0 et caractérise les adsorbants non poreux ou macroporeux. Le type IV est caractérisé par une morphologie proche du type II pour les P/P_0 <0,42 mais s'en démarque pour les P/P_0 plus élevées par un palier de saturation. Il correspond à un adsorbant non macroporeux (Kuila et Prasad, 2013), mais avec des mésopores dans lequel se produit une condensation capillaire.

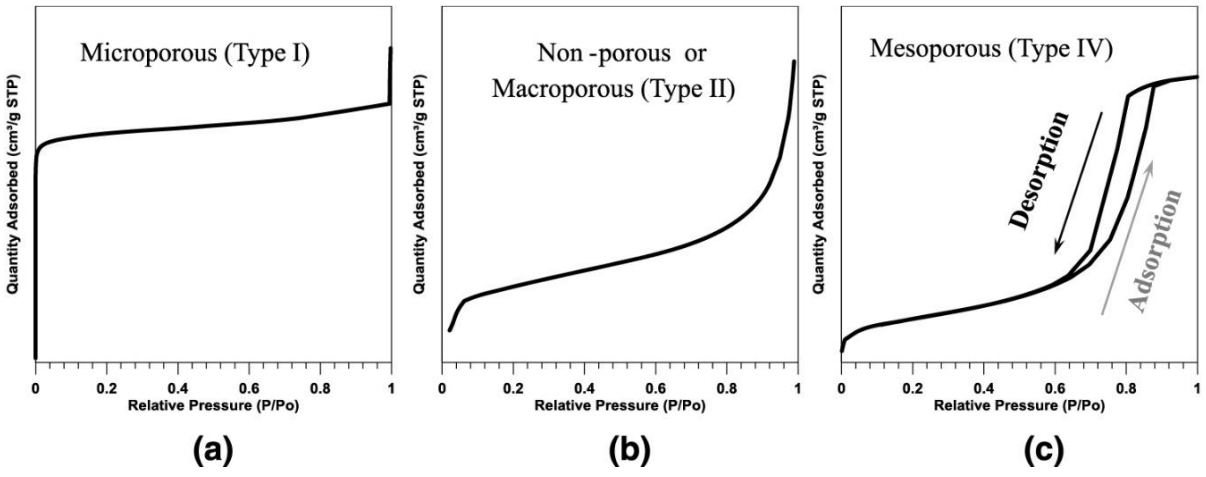


Figure 76 : Isothermes d'adsorption adoptées par l'IUPAC rencontrées dans les sédiments : a) type I microporeux, b) type II macroporeux, et c) type IV mésoporeux (Kuila et Prasad, 2013).

De plus, dans la plupart des couples adsorbant/azote, l'isotherme d'adsorption n'est pas réversible et présente une hystérésis liée à la géométrie du réseau poreux et/ou à des effets d'étranglements où l'azote adsorbé dans les petits pores empêche la désorption de l'azote dans les plus larges pores (Mason, 1983). Le type d'hystéresis caractérise la géométrie des pores. Il peut être interprété selon

la classification de De Boer (1958). Le type A correspond à des pores cylindriques, le type B à des pores en plaquettes, les types C et D à des pores coniques et le type E à des pores en forme de bouteille (Figure 77). Une nouvelle classification a été proposée par l'IUPAC (Sing et al., 1985) qui distingue 4 types : H1 (équivalent à l'ancien type A), H2 (équivalent au type E), H3 (équivalent au type B) et H4. Les types H1 et H2 correspondent généralement à des matériaux industriels avec une distribution des pores étroite, et les types H3 et H4 dans les matériaux naturels, microporeux et mésoporeux pour H3, uniquement microporeux pour H4 (Daigle et al., 2014). Dans les sédiments argileux, les isothermes les plus fréquemment observées sont de type IIB (type II avec une hystéresis) ou de type IV (Daigle., 2014).

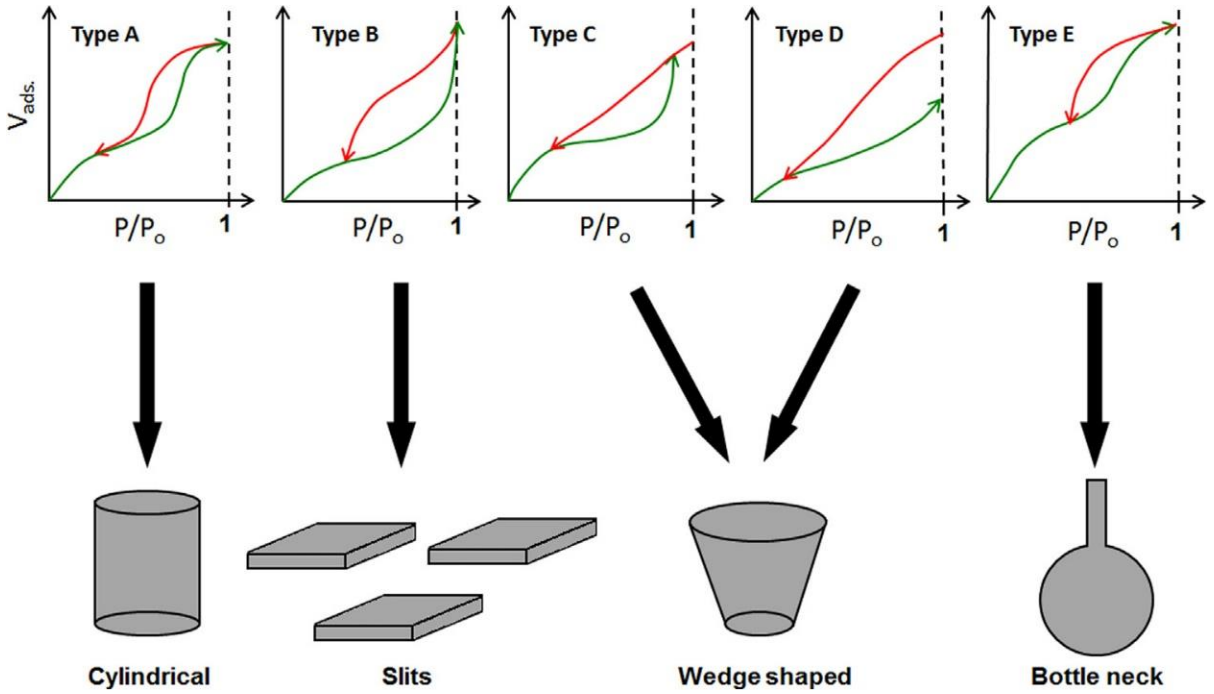


Figure 77 : Les 5 types d'hystérésis des isothermes d'adsorption/désorption de De Boer (1958) et leur implication en termes de géométrie du réseau poreux (Labani et al., 2011).

Les isothermes d'adsorption/désorption d'azote ont été mesurées à 77K par les équipes du LIEC à Vandoeuvre-lès-Nancy, à l'aide d'un BELSORP-mini II de la marque BEL Japan avec des capteurs de pression allant de 0 à 133 kPa permettant d'investiguer des tailles de pores comprises entre 0,35 et 200 nm. Les analyses ont été réalisées sur 7 échantillons sélectionnés car susceptibles de présenter une mésoporosité importante et une microporosité d'après les analyses MIP. Ceux-ci ont été séchés pendant 24 heures à l'étuve à 105° C ± 5°C et broyés au vibro-broyeur (Figure 69).

L'échantillon pulvérulent est inséré dans une cellule vide préalablement pesée, et le système est pesé. La cellule est insérée dans le BELSORP-mini II où il est dégazé à 30°C pendant 12 heures

sous vide pour éliminer les impuretés potentiellement adsorbées à sa surface. Le dispositif est mis à température d'adsorption de l'azote liquide, 77K (-196°C). Lors de la mesure, le volume d'azote gazeux adsorbé et la pression relative d'équilibre P/P_0 (où P est la pression d'équilibre du gaz et P_0 est la pression de vapeur saturante) sont mesurés alors que P/P_0 augmente par pallier jusqu'à atteindre la valeur de 0,98 pour tracer l'isotherme d'adsorption. Ensuite P/P_0 diminue jusqu'à ~0 pour tracer l'isotherme de désorption.

Les isothermes d'adsorption/désorption ont été traitées par les équipes du LIEC pour caractériser les distributions de taille des pores pour les petits macropores et mésopores allant de 2,8 à 80 nm et le volume spécifique des mésopores en utilisant la méthode de Barret-Joyner-Halenda (BJH) (Barret et al., 1951) en supposant une forme cylindrique pour les pores pour être cohérent avec les hypothèses de mesures de MIP. Le volume spécifique des micropores et la surface externe ont été déterminés à l'aide du modèle de De Boer (méthode t) (Lippens et De Boer, 1965). La surface spécifique a_{BET}, qui correspond à la surface totale par masse d'échantillon (en m^2/g) a été déterminée en utilisant la méthode Brunauer-Emmett-Teller (BET) (Brunauer et al., 1938) :

$$a_{BET} = \frac{n_m}{m_{ads}} N_A \sigma_m$$

avec n_m la capacité monomoléculaire ou la quantité de molécules adsorbées sur la monocouche, m_{ads} la masse de l'adsorbant, N_A le Nombre d'Avogadro et σ_m section d'encombrement de l'azote (σ_m=0,162nm²).

La porosité à l'azote ϕ_{N_2} a été déterminée à partir de la densité apparente ρ_b (g/cm3) et du volume spécifique des pores V_{sp} (cm^3/g) (Labani et al., 2013) :

$$\phi_{N_2} = \rho_b V_{sp}$$

IV.4.2.3. Combinaison des trois méthodes pour la caractérisation de la micro-, méso- et macroporosité

Après avoir converti la distribution du T_2 mesuré par RMN (en ms) en diamètre de pore équivalent (en μm) à partir des mesures MIP, celle-ci a été superposée à la distribution du diamètre du seuil d'accès des macro- et mésopores (6 nm – 360 μm) obtenue par MIP et, lorsque cela fut possible, à celle obtenue par adsorption/désorption d'azote pour les mésopores et les petits macropores (~3-80 nm) afin de comparer les informations données par les trois méthodes (Figure 78).

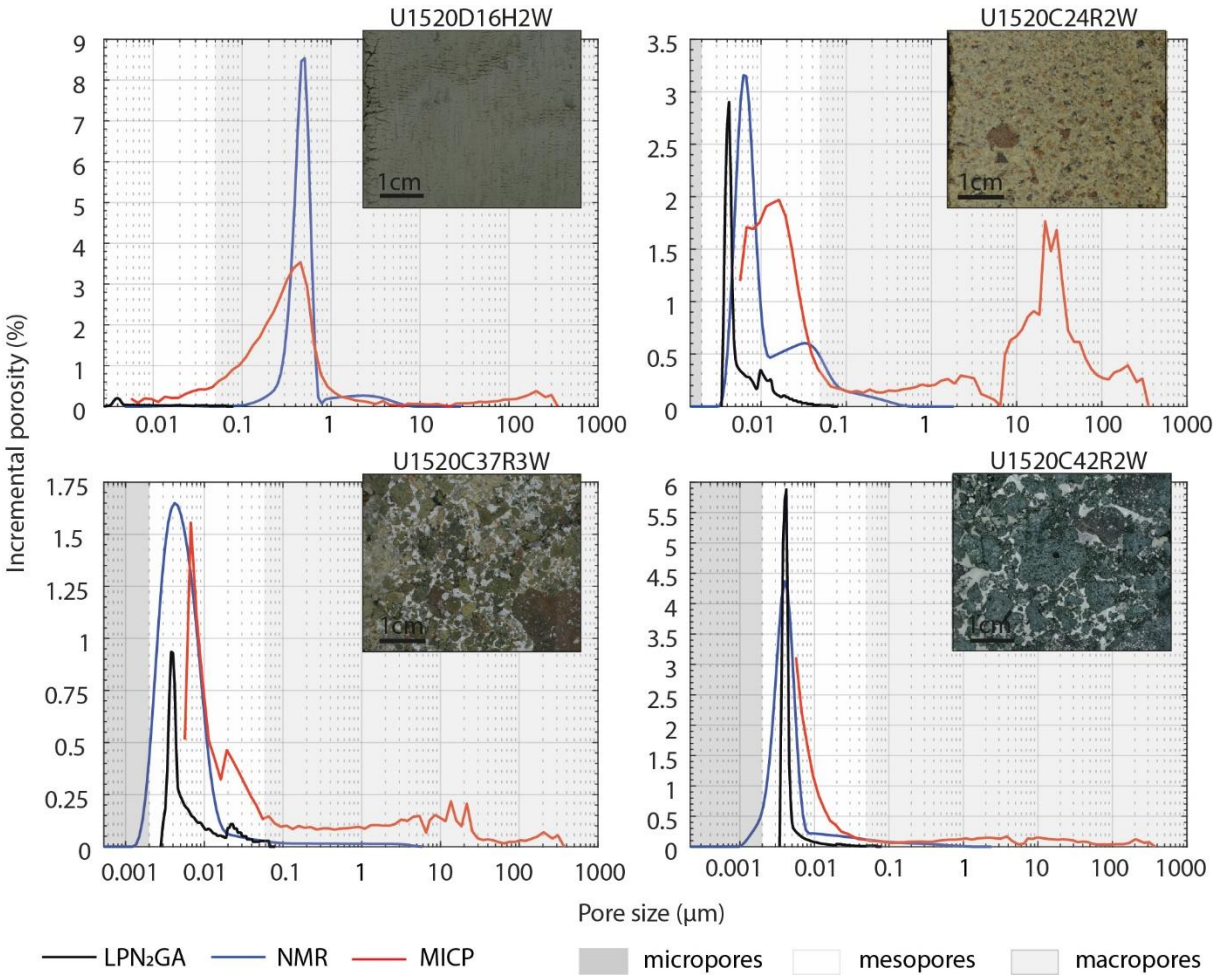


Figure 78 : Exemple de combinaison des données de porosimétrie par injection de mercure (MIP), de résonnance magnétique nucléaire (RMN), d'adsorption/désorption d'azote (N_2GA) sur des échantillons du Site U1520 de la marge nord d'Hikurangi (modifié d'après Dutilleul et al., 2020b).

IV.4.2.4. Mode de séchage et caractérisation du réseau poreux

Sur la base de leurs analyses du T_2 obtenu par RMN et répétées à différentes températures, Testamanti et Rezaee (2017) et Yuan et al. (2018) suggèrent qu'un séchage à 65°C-80°C est suffisant pour extraire l'eau interstitielle des sédiments argileux, au risque de détériorer la structure du réseau poreux pour des températures supérieures.

Pour comparer l'influence d'un séchage à 65°C ± 5°C pendant 3 jours, d'un séchage à 100°C ± 5°C pendant 24 heures et de la lyophilisation sur la porosité et la distribution de la taille des seuils d'accès, des mesures de porosité totale connectée et de MIP ont été réalisées sur des morceaux issus de quatre échantillons de la marge nord d'Hikurangi riches en minéraux argileux, avec des CECs comprises entre 0,13 et 0,17 mol/kg, séchés selon ces trois méthodes.

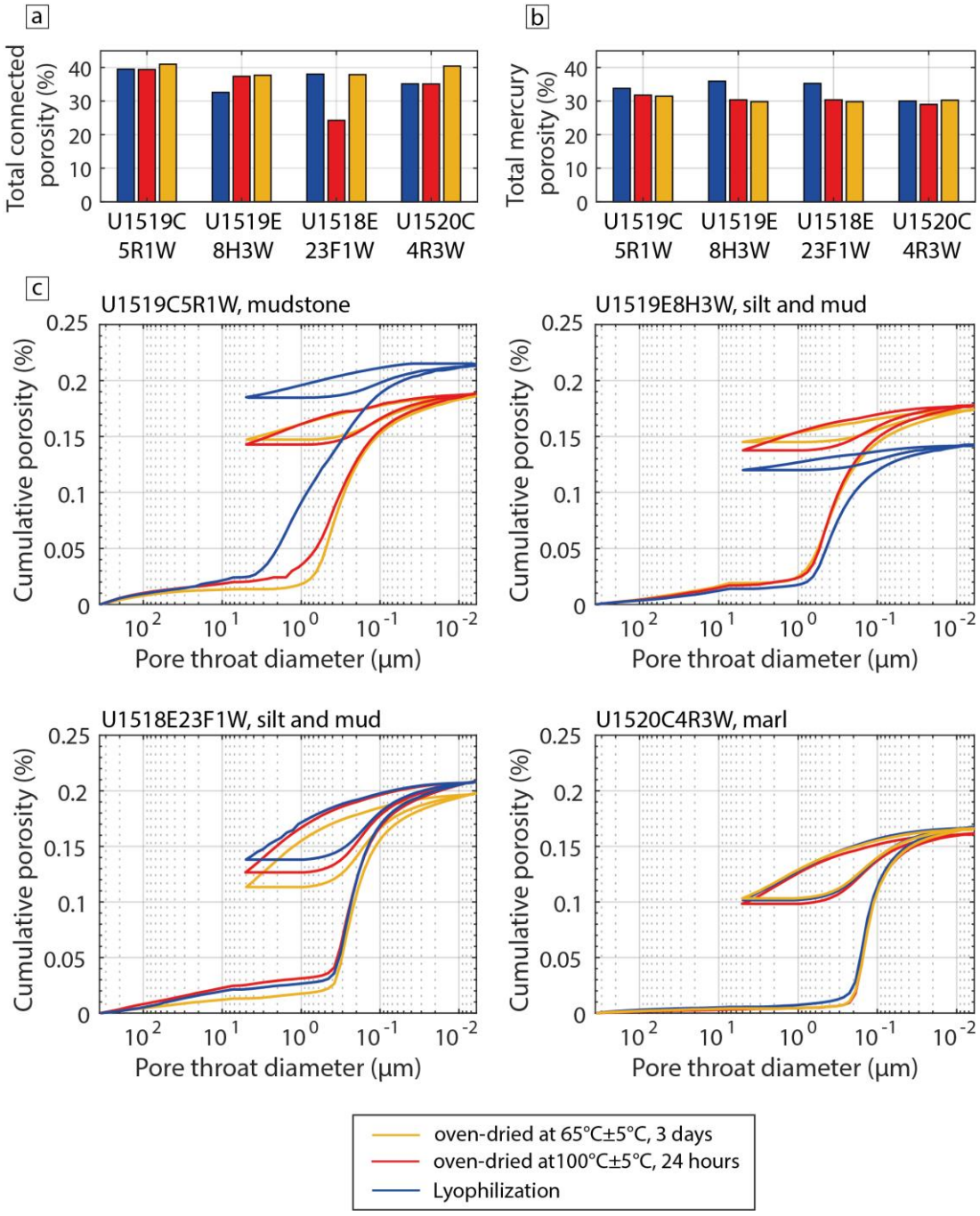


Figure 79 : Synthèse des mesures de a) porosité totale connectée, b) porosité au mercure et c) courbe cumulative de MIP montrant la distribution du diamètre des seuils d'accès pour 4 échantillons séchés différemment : à l'étuve pendant 3 jours à 65°C ± 5°C (jaune) ou 24 heures à 100°C ± 5°C (rouge) ou par lyophilisation (bleu).

La comparaison des résultats obtenus avec les trois méthodes de séchage, compte tenu que les analyses ont été réalisées sur des morceaux d'échantillons différents, montre que :

- La porosité totale connectée obtenue après séchage à 65°C± 5°C pendant trois jours est supérieure ou égale à la porosité totale connectée obtenue après séchage à 100°C ± 5°C pendant 24 heures ou après lyophylisation (Figure 79a). Cela suggère que de l'eau liée est

toujours présente dans l'échantillon après séchage à 65°C± 5°C.

- La méthode de séchage n'a que très peu d'influence sur la distribution de la taille des seuils d'accès accessibles par MIP (6 nm – 360 µm) (Figure 79c) (en particulier le séchage à l'étuve à 65° C ± 5°C et 100°C ± 5°C) bien que des porosités totales au mercure plus élevées aient systématiquement été obtenues après lyophilisation (Figure 79b) sans que les échantillons ne présentent des porosités totales connectées supérieures après lyophilisation ou après séchage à 100°C ± 5°C pendant 24 heures.

En conclusion, la méthode de séchage utilisée à bord des campagnes IODP (100° C ± 5°C pendant 24 heures), utilisée dans le cadre de ce travail de thèse dans un soucis de cohérence, est aussi efficace que la lyophylisation et moins contraignante à mettre en œuvre sur un large nombre d'échantillons, au moins pour les analyses de porosité totale connectée et de MIP.

IV.4.2.5. Perméabilité

IV.4.2.5.1. Perméabilité *in situ* mesurée avec une cellule triaxiale de confinement hydrostatique

La perméabilité en condition *in situ*, c'est-à-dire avec une pression de confinement et une pression de fluide imposées, a été mesurée à l'IPGS par T. Reuschlé dans une presse triaxiale hydrostatique de 200 MPa équipée d'un circuit de pression de fluide selon le protocole décrit dans Reuschlé (2011) sur des carottes saturées de 2 centimètres de diamètre et 4 centimètres de long prélevées dans des échantillons de type « *whole round* » de la marge nord de Sumatra (1 échantillon du Site U1480 : 38R1 à ~1160 mbsf) et de la marge nord d'Hikurangi (2 échantillons du Site U1517 : 17H6 à ~97 mbsf et 29F3 à ~158 mbsf).

Dans le dispositif, l'échantillon avec sa saturation d'origine est placé dans une gaine en Viton et connecté au circuit de pression de fluide dans une enceinte thermo-régulée pour maintenir dans le dispositif une pression constante en dehors des paliers imposés. La perméabilité est mesurée en utilisant la méthode de décroissance d'impulsion de Brace (1984) qui consiste à imposer une différence de pression de fluide entre l'entrée et la sortie du circuit ($\Delta P_P = P_{up} - P_{down}$) et à attendre le retour à l'état d'équilibre du système, ΔP_P diminuant de manière exponentielle avec la perméabilité k selon la relation de Hsieh et al. (1981) :

$$\Delta P_P(t) \propto \exp(-\alpha t) \quad \text{où} \quad \alpha = [Ak(C_u + C_d)]/(\mu L C_u C_d)$$

avec t la durée, A et L la section et la longueur de l'échantillon, μ la viscosité du fluide (10^{-3} Pa.s at 20°C), C_u = 3.957×10^{-9} m^3/MPa et C_d = 4.828 ×10^{-9} m^3/MPa sont les stockages en compression

à l'entrée et à la sortie du circuit de pression de fluide.

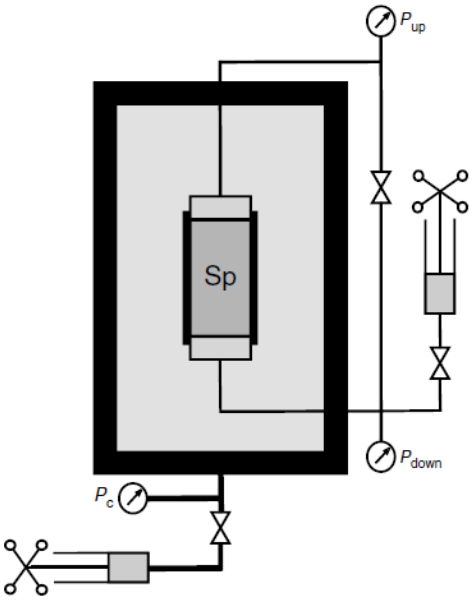


Figure 80 : Dispositif expérimental pour la mesure des perméabilités. L'échantillon (Sp) est placé dans une gaine en Viton qui l'isole de la pression de confinement P_c imposée. L'échantillon est relié au circuit de pression de fluide où la pression d'entrée P_{up} et de sortie P_{down} sont mesurées (Reuschlé, 2011).

IV.4.2.5.2. Perméabilité déduite de la structure du réseau poreux

La distribution du diamètre des seuils d'accès obtenue par MIP a été utilisée pour calculer la perméabilité (en conditions non *in situ*) avec le modèle de Katz-Thompson, modifié pour utiliser la porosité interstitielle ϕ_i plutôt que la porosité totale connectée (Katz et Thompson, 1986, 1987) :

$$k_{KT} = \frac{1}{89}\phi_i \frac{(l^h_{max})^3}{l_c} f(l^h_{max})$$

avec l_c le diamètre de seuils d'accès correspondant au point d'inflexion de la courbe cumulative de MIP $f(l)$ et l^h_{max} le diamètre de seuils d'accès correspondant à la perméabilité optimale lorsque $l^3 f(l)$ atteint sa valeur maximale pour $l = l^h_{max}$.

D'après les travaux de Daigle et Dugan (2009) et Daigle et al. (2014), la distribution du T_2 obtenu par RMN permet également de déterminer une perméabilité RMN :

$$k_{RMN} = A\,{\phi_t}^4\,{T_{2m}}^2$$

avec A (m^2ms^{-2}), une constante contrainte à partir d'une mesure indépendante de perméabilité, et T_{2m} le temps de relaxation transversal moyen.

IV.4.2.6. Caractérisation de l'état de compaction à partir de profils de porosité

L'enfouissement progressif des sédiments peu consolidés et riches en fluides de la couverture sédimentaire de la plaque inférieure implique une compaction mécanique des sédiments par libération continue de l'eau interstitielle qui aboutit à leur lithification (Bray et Karig, 1985 ; Fagereng et al., 2018). Dans des conditions drainées, la déshydratation induite par la compaction mécanique est associée à 1) une réduction et une homogénéisation des diamètres des pores, les plus larges s'effondrant en premier (Dewhurst et al., 1998, 1999 ; Daigle, 2014), 2) une diminution de la porosité interstitielle et donc de la porosité totale connectée et 3) une réduction de la perméabilité.

La diminution de la porosité avec la profondeur z a été formalisée pour la première fois par Athy en 1930 sous la forme exponentielle à partir de ϕ_{t0} la porosité totale connectée initiale et b le facteur de compaction, fonction de la lithologie, de la taille des grains, de la composition des minéraux argileux, de la température et du taux de sédimentation (Mondol et al., 2007) :

$$\phi_t = \phi_{t0} e^{-b\mathrm{z}}$$

La loi d'Athy a ensuite été modifiée en tenant compte du fait que la porosité effective (équivalente à la porosité interstitielle dans les sédiments riches en argile) plutôt que la porosité totale connectée diminue exponentiellement avec la contrainte verticale effective σ'_v (en MPa) plutôt que la profondeur (Hubbert et Rubey, 1959) :

$$\phi_i = \phi_{i0} e^{-b\sigma'_v}$$

Cette equation est utilisée pour la determination de profils de compaction et est valide uniquement en domaine où la contrainte est verticale uniaxiale, c'est à dire dans la séquence sédimentaire avant son entrée en subduction au niveau de la fosse. A proximité du front de déformation, la compaction mécanique des sédiments peut être également dûe à la contrainte latérale tectonique liée à la convergence des plaques ; dans ce cas, la contrainte n'est pas uniaxiale (Housen et al., 1996 ; Henry et al., 2003 ; Saffer, 2003 ; Conin et al., 2011 ; Saffer et Tobin, 2011).

Dans la section sédimentaire entrant dans le système de subduction en condition de contrainte uniaxiale, la contrainte verticale σ_v est considérée égale à la pression lithostatique P_l (Screaton et al., 2002) :

$$\sigma_v = P_l \text{ avec } P_l = \sigma'_v + P_f$$

La contrainte verticale effective σ'_v est généralement déterminée à partir de la densité apparente ρ_b

mesurée sur les échantillons :

$$\sigma_v'(z) = g\int_0^z \rho_b dz - P_f$$

avec g l'accélération de pesanteur et P_f la pression de fluide en conditions hydrostatiques.

La pression de fluide réduite P_f^* correspond à la pression de fluide corrigée de la pression hydrostatique P_h :

$$P_f^* = P_f - P_h$$

La contrainte verticale réduite s'exprime alors :

$$\sigma_v{}^* = \sigma_v - P_h = \sigma_v' + P_f^*$$

En supposant des conditions hydrostatiques ($P_f^* = 0$), $\sigma_v{}^* = \sigma_v'$, ce qui permet d'établir un profil de compaction de référence à partir de la porosité interstitielle de la séquence sédimentaire entrante selon l'équation $\phi_i = \phi_{i0}e^{-b\sigma_v'}$.

Dans le cas de lithologies et de conditions de dépôt initiales équivalentes, toute déviation de la porosité interstitielle des sédiments de ce profil de compaction de référence peut être interprétée en termes de processus tectoniques ou hydrogéologiques (Figure 81) et donner des informations sur les variations spatiales de la contrainte et de la pression de fluide le long des marges (Bray et Karig, 1985 ; Saito et Goldberg, 1997 ; Conin et al., 2011). Une porosité interstitielle anormalement faible par rapport au profil de compaction de référence, caractérisant des sédiments surcompactés, peut résulter d'une décharge liée à l'érosion d'une partie de la séquence sédimentaire dans le cas où le profil de compaction est décalé vers des valeurs de contraintes verticales effectives plus faible (Figure 81b) et/ou de la contrainte latérale tectonique (Figure 81c) qui favorise une compaction mécanique accrue des sédiments. Au contraire, une porosité interstitielle anormalement élevée par rapport au profil de compaction de référence met en évidence une zone sous-compactée (Figure 81d) qui peut être liée à une surpression de fluide (voir paragraphe II.3.3). Celle-ci peut être quantifiée à partir de l'amplitude de l'anomalie de porosité interstitielle en introduisant P_f^* dans l'équation du profil de compaction :

$$\phi_i = \phi_{i0}e^{-b(\sigma_v' - P_f^*)}$$

Néanmoins, la comparaison d'un profil de compaction avec un profil de compaction de référence ne permet pas, sans analyse complémentaire (par exemple, du chemin de contrainte suivi par

l'échantillon), de déconvoluer l'influence de plusieurs processus tectoniques ou hydrogéologiques combinés (Conin et al., 2011).

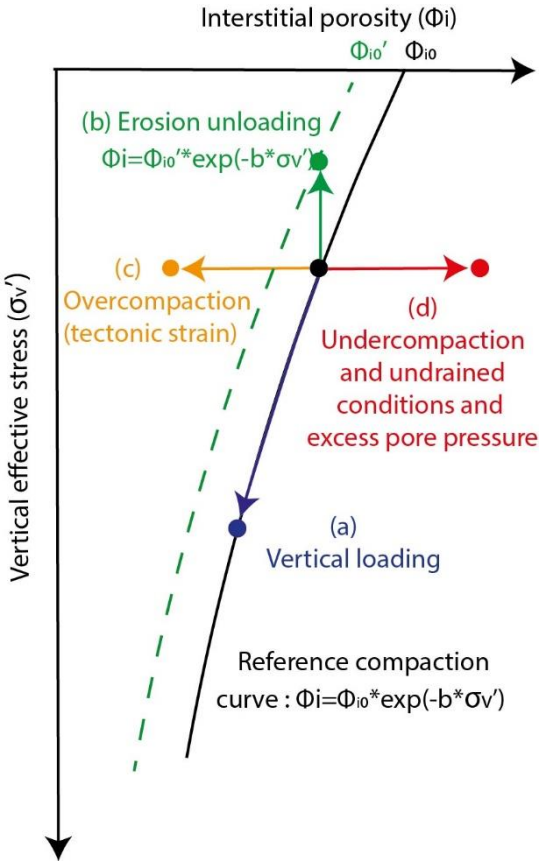


Figure 81 : Influence des processus tectoniques et hydrogéologiques qui affectent la partie externe des zones de subduction sur les profils de porosité interstitielle (modifié d'après Conin et al., 2011).

IV.4.3. Analyses minéralogiques par diffraction des rayons X (DRX)

La composition minéralogique généralement utilisée pour les analyses de ce travail de thèse sont des mesures de diffraction des rayons X (DRX) qui ont été réalisées lors des campagnes de forage et ultérieurement dans le cadre de la recherche post-campagne (Rosenberger et al., 2020 pour la marge Nord de Sumatra ; Underwood, 2021 ; Underwood et Dugan, sous presse, pour la marge nord d'Hikurangi). La composition minérale mesurée par DRX lors des campagnes donne l'abondance relative normalisée à 100% en minéraux argileux totaux (sans quantifier les différentes phases argileuses), quartz, feldspath et calcite. La présence d'autres minéraux est éventuellement documentée mais non quantifiée.

La DRX permet de déterminer la nature et l'indice de cristallinité des phases cristallisées en balayant la surface d'un échantillon (sous forme de poudre dans un portoir adapté ou sous forme de dépôts orientés) avec un faisceau monochromatique et parallèle de rayons X selon un angle d'incidence θ.

Les plans réticulaires {h, k, l} qui caractérisent l'organisation du réseau cristallin de chaque phase cristallisée de l'échantillon diffractent le faisceau de rayons X qui interfèrent entre eux, selon la loi de Bragg :

$$2dsin(\theta) = n\lambda$$

avec d, la distance interréticulaire (en Å) , θ l'angle de diffraction en degré où angle entre le faisceau de rayons X incidents et le réseau de plans réticulaires, n un nombre entier correspondant à l'ordre de réflexion, et λ la longueur d'onde du rayonnement X (Kα Cu = 1,5418 Å). En faisant varier l'angle d'incidence du faisceau émis pour balayer les différentes distances réticulaires d de l'échantillon, le compteur à scintillation du diffractomètre enregistre l'intensité des rayons X diffractés en fonction de l'angle entre le faisceau diffracté et le faisceau incident 2θ, sous la forme d'une courbe appelée diffractogramme. La nature des phases cristallines peut être déterminée en fonction de leur signature sous la forme de pics d'angle 2θ pour des distances réticulaires d spécifiques à l'organisation de leur réseau cristallin.

Afin d'obtenir des informations supplémentaires sur la composition des minéraux hydratés (type d'argiles et de zéolites) sur les échantillons analysés des unités carbonatées pélagiques et volcanoclastiques du Site U1520 de la marge nord d'Hikurangi, des analyses DRX ont été réalisées après la campagne, à GeoRessources, à l'aide d'un diffractomètre D2 Phaser de la marque Bruker, fonctionnant à 30 kV et 10 mA avec un rayonnement Cu Kα. Des analyses de composition minéralogique sur roche totale ont été réalisées 1) sur les échantillons broyés au vibro-broyeur à anneaux (bol et anneaux en tungstène) et 2) sur la fraction argileuse (<2 μm) à partir d'une poudre plus grossière, obtenue par broyage au mortier dans un bol agate. Les deux types de poudre sont ensuite préparés et les diffractogrammes obtenus interprétés selon la procédure décrite ci-dessous.

IV.4.3.1. Caractérisation de la minéralogie globale

Les échantillons de roche totale ont été balayés entre 2° et 70° 2θ avec un pas de 0,02° 2θ avec un palier de temps de mesure de 0,60 s. La composition minéralogique relative des échantillons a été déterminée à l'aide du logiciel EVA du constructeur par comparaison des pics du diffractogramme de diffraction (2θ et distance réticulaire d) avec ceux de la base de données. Les proportions minéralogiques sont déterminées de manière semi-quantitative avec EVA en fonction de l'intensité des différents pics.

L'abondance relative de la calcite mesurée par DRX a été comparée à l'abondance de la calcite mesurée à l'aide d'un calcimètre Ofite (similaire à la méthode Karbonat-Bombe) sur le même échantillon. En pratique, une masse $m_{échantillon} = 1{,}00$ g de poudre de roche totale est placé dans

le corps du calcimètre. Ensuite, 6 mL d'acide chlorhydrique 8N sont versés dans un tube de centrifugeuse sectionné aux trois quarts, déposé à l'aide d'une pince dans le corps du calcimètre sur la poudre en évitant tout contact entre l'acide chlorhydrique et celle-ci. Le calcimètre est refermé à l'aide de son bouchon sur lequel est installé un manomètre. La soupape de décompression est ouverte de façon à avoir une pression initiale à 0, puis refermée. Le dispositif est ensuite incliné de sorte à ce que l'acide chlorhydrique soit déversé sur la poudre de roche totale, puis replacé à la verticale. La dissolution de la calcite par l'acide chlorhydrique entraîne une montée de pression au sein du calcimètre, lue après 30 secondes sur le manomètre. La valeur de pression lue P_{30} (en psi) est utilisée pour déterminer la teneur en calcite de l'échantillon (en %) :

$$Cal_{\%} = P_{30}C$$

avec $C = \frac{100}{17{,}33\ m_{échantillon}}$ un coefficient de calibration déterminé à partir d'une courbe d'étalonnage (R^2=0.99) où P_{30} a été déterminé pour des masses de calcite connues.

IV.4.3.2. Caractérisation de la fraction fine (<2 µm) argileuse

La fraction fine a été préparée en suivant la procédure de D. Bartier, inspirée de Holtzapffel (1985) et Thiry et al. (2013) afin de réaliser des dépôts orientés qui fournissent des informations sur la nature des phases argileuses (*i.e.* famille des kaolinites, illites ou smectites) et des dépôts non orientés qui donnent des détails supplémentaires sur le type de kaolinite, illite ou smectite en utilisant la raie d(060) (Holtzapffel, 1985).

Les échantillons sont préalablement soumis à un test à l'acide chlorhydrique à 10% pour déterminer s'ils sont partiellement carbonatés. Dans le cas d'un test positif, les échantillons sont placés dans un bécher sur un agitateur magnétique et recouverts par de l'eau distillée. De l'acide chlorhydrique à 10% est régulièrement ajouté jusqu'à élimination de la fraction carbonatée avec contrôle du pH. Cette étape est sautée si l'échantillon est négatif au test à l'acide chlorhydrique. La solution est ensuite lavée à l'eau distillée et agitée jusqu'à ce qu'elle devienne trouble, lorsque les particules sont mises en suspension. Puis, la solution est laissée au repos jusqu'à floculation des particules. Une fois que le surnageant est devenu limpide, il est vidé et l'étape de lavage est répétée une fois. Une fois que le surnageant est redevenu limpide, l'eau distillée est vidée et la fraction solide est transvasée dans un pilulier où elle est de nouveau lavée à l'eau distillée. Le lavage de la fraction solide dans le pilulier est répété jusqu'à défloculation des particules. La préparation a ensuite été homogénéisée pendant une minute avec un micro-homogénéisateur. Puis, les piluliers sont mis au repos pendant 1 heure et 35 minutes. La fraction fine correspondant aux deux premiers centimètres de solution dans le pilulier est prélevée à l'aide d'une seringue, puis placée dans un tube de

centrifugeuse et centrifugé à 3500 tours par minute pendant 40 minutes. Après centrifugation, le surnageant limpide est vidé. Le culot est prélevé à l'aide d'une spatule et déposé sur une lame de verre à diffraction, sur laquelle il est étalé à l'aide d'une lamelle couvre-objet pour réaliser une pâte orientée. Dans certains cas, le culot était insuffisant pour réaliser une pâte orientée. Dans ce cas, un agrégat orienté a été réalisé en déposant à l'aide d'une pipette, quelques gouttes d'une solution du culot re-mélangé à quelques gouttes d'eau distillée sur une lame de verre à diffraction.

Les pâtes ou agrégats orientés subissent ensuite un traitement en trois étapes (Thiry et al., 2013) : 1) une étape de séchage de 12h à température ambiante, à l'abris de la poussière 2) une étape de saturation de 24 heures avec de l'éthylène glycol sous atmosphère confinée et 3) un cycle de chauffage dans un four à convection LE/11 de la marque Nabertherm jusqu'à 490°C. Les échantillons sont analysés après chaque étape entre 3° et 40° 2θ avec un pas de 0,02° 2θ et un palier de temps de mesure de 1,0 s pour obtenir les diffractogrammes de diffraction Normal (N, étape 1), à l'éthylène glycol (G, étape 2) et chauffé à 490° (C, étape 3).

Les trois diffractogrammes de diffraction N, G et C sont ensuite comparés pour interpréter la composition des argiles (par exemple, famille des kaolinites, illites ou smectites) selon le déplacement des distances réticulaires basales par rapport au diagramme de référence N comme indiqué sur la Figure 82. La saturation à l'éthylène glycol entraîne notamment un gonflement de l'espace interfoliaire des smectites qui se manifeste par un déplacement de la raie d(001) de 14 Å à 17Å (Figure 66). Le chauffage à 490°C entraîne quant à lui une destruction de la kaolinite dont les raies disparaissent et une déshydratation de la smectite entraînant un rabattement de la raie d(001) à ~10 Å (Figure 66). Les illites ne sont affectées par aucun des traitements. La nature di- ou tri-octaédrique des argiles a été déterminée en fonction des raies d(060) mesurées sur les pâtes non orientées entre 58° et 66° 2θ.

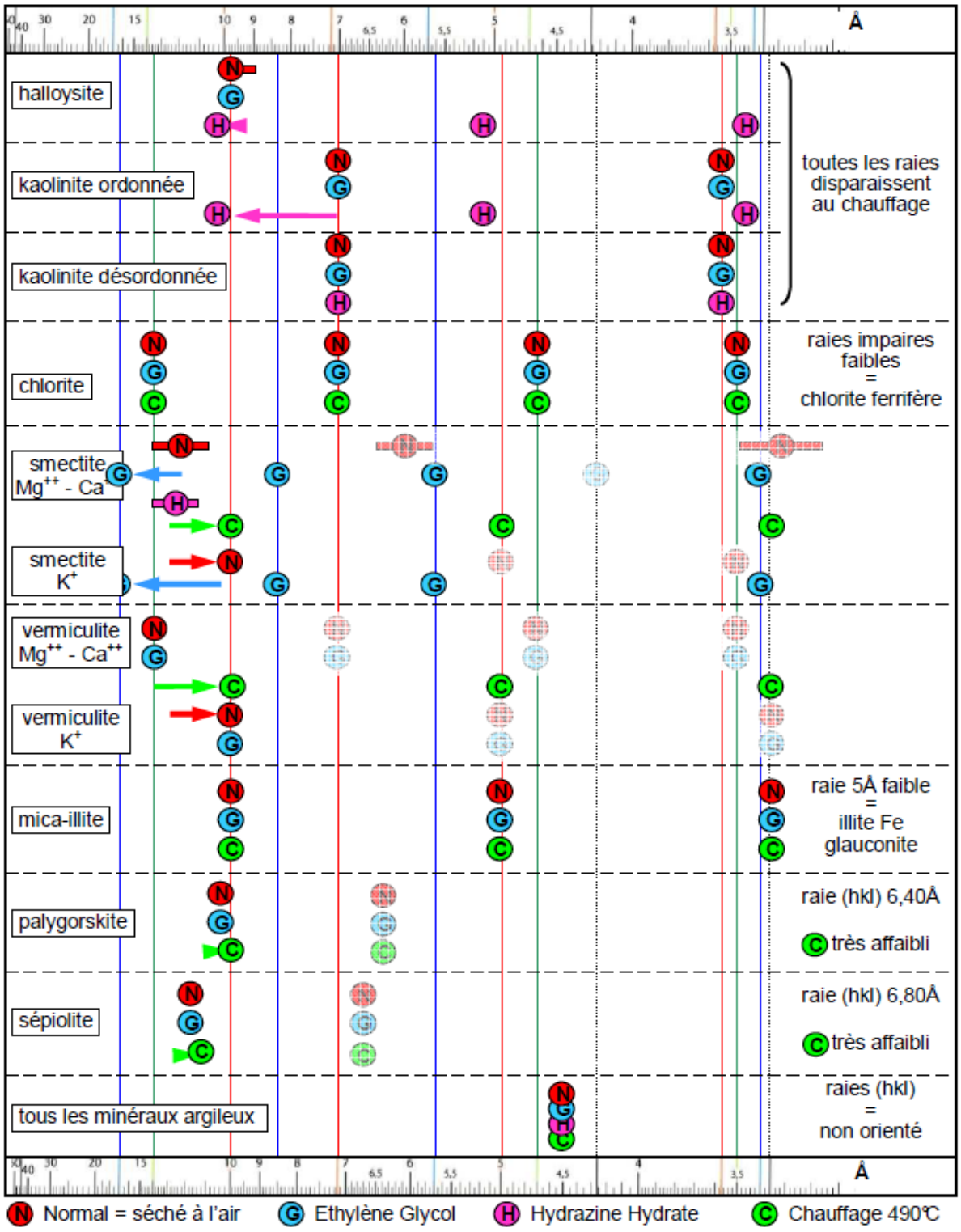


Figure 82 : Réfléxion DRX des principaux minéraux argileux sur une préparation orientée de la fraction argileuse <2 µm (Thiry et al., 2013).

Chapitre V : Etude pétrophysique et hydrogéologique de la marge nord de Sumatra à partir des données de l'expédition IODP 362

V.1. Caractérisation de la porosité et de l'état de compaction des sédiments entrant en subduction à partir des données des Sites U1480 et U1481

En lien avec les objectifs de l'expédition IODP 362, et conformément au projet de recherche post-expédition dans lequel s'inscrit cette étude, l'étude menée dans la marge nord de Sumatra a consisté à déterminer les propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques des sédiments entrant dans le système de subduction. Cette étude a été menée dans le but de caractériser la distribution des fluides et des pressions de fluide pour discuter l'influence de ces paramètres sur le comportement sismogène et tsunamigène de la marge. Cette étude repose sur la quantification de la teneur en eau liée à partir de mesures de CEC réalisées sur ~200 échantillons prélevés sur les Sites U1480 et U1481. Ces mesures sont utilisées pour quantifier la porosité interstitielle et déterminer l'état de compaction des sédiments, ainsi qu'estimer la porosité de fracture. Cette étude, a fait l'objet d'un article publié dans *Marine and Petroleum Geology*, présenté ci-après (Dutilleul et al., 2020a).

Ultérieurement, cet article a été complété par deux autres études non publiées :

- Une comparaison entre les valeurs de CEC obtenues sur les échantillons et la caractérisation de la composition des minéraux argileux publiée par Rosenberger et al. (2020) (voir paragraphe V.2) ;
- Une étude de l'influence de la compaction sur la géométrie du réseau poreux par résonnance magnétique nucléaire (RMN) et porosimétrie par injection de mercure (voir paragraphe V.3). Ces analyses ont été utilisées pour calculer des valeurs de perméabilité et les comparer aux mesures réalisées en condition *in situ* avec une presse triaxiale par Thierry Reuschlé à l'IPGS.

V.1.1. Présentation de l'article n°1

Dans cet article, il est montré que :

- La CEC qui varie entre 0,04 et 0,63 mol/kg met en évidence une évolution de la composition des minéraux argileux entre les unités silicoclastiques du delta du Nicobar (Unités I et II) riches en kaolinite et/ou illite et l'Unité III sous-jacente, beaucoup plus riche en smectite à deux couches de molécules d'eau ;
- La porosité interstitielle diminue exponentiellement avec la contrainte verticale effective dans les unités silicoclastiques du delta du Nicobar (Unités I à III) selon la loi $\emptyset_i = 42{,}2e^{-0{,}053\sigma'_v}$, ce qui suggère que les sédiments du bassin du Nicobar subissent une consolidation normale avant d'entrer en subduction, hypothèse utilisée dans de nombreux modèles de production de fluides ;
- L'Unité III correspondant à des argilites dans laquelle une porosité totale connectée localement très élevée (+16%) avait été identifiée à bord, pourrait-être l'unité dans laquelle se formera le futur décollement. Cette unité présente en effet des caractéristiques qui suggèrent une teneur en fluides élevée et déjà repérées dans d'autres zones de subduction comme celles de Nankai, des Cascades ou encore de la Barbade. Premièrement, elle présente une forte teneur en minéraux hydratés et notamment en smectite à l'origine de l'anomalie positive de porosité totale connectée observée à bord. Deuxièmement, elle est stratigraphiquement corrélée à des concentrations interstitielles en chlore très faible (i.e : anomalie de type adoucissement) et en silice très élevée suggérant un fort potentiel de production de fluides par réactions de déshydratation. Enfin, elle coïncide latéralement à un réflecteur sismique de forte amplitude et de polarité négative (réflecteur HANP) identifié par Dean et al. (2010), Gulick et al. (2011) et Geersen et al. (2013) davantage vers le continent, interprété comme le proto-décollement ou le décollement.

V.1.2. Article n°1

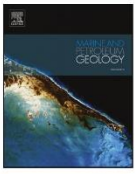
L'article est accessible en ligne au lien suivant : https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.08.007

Marine and Petroleum Geology 111 (2020) 156–165

Contents lists available at ScienceDirect

Marine and Petroleum Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/marpetgeo



Research paper

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

Jade Dutilleul*, Sylvain Bourlange, Marianne Conin, Yves Géraud

Université de Lorraine, CNRS, GeoRessources, F-54000, Nancy, France

ARTICLE INFO

Keywords:
Porosity
Clay
Pore pressure
Décollement
Sumatra
IODP

ABSTRACT

In this study, we investigate porosity evolution through the sedimentary input section of the North Sumatra Subduction zone by quantifying interstitial porosity, bound water content and fracture porosity based on IODP Expedition 362 data and post-cruise chemical analyses. During IODP Expedition 362, total porosity of the sedimentary section entering the North Sumatra subduction zone was measured. This total porosity is derived from the total water content of core samples thus including pore water and water bound to hydrous minerals like smectite. Clay mineral composition varies over the sedimentary section and is mainly kaolinite/illite in the Nicobar Fan units and smectite/illite in the prefan pelagic unit below. The prefan pelagic unit shows anomalously high total porosity values and is stratigraphically correlated to a high amplitude negative polarity (HANP) seismic reflector located landward. This HANP reflector has been previously interpreted as a porous fluid-rich layer where the décollement may develop along parts of the margin as a consequence of pore pressure buildup. We estimate clay bound water content from Cation Exchange Capacity (CEC) which gives information about the smectite/illite composition and soluble chloride content data. Interstitial porosity corresponds to onboard total porosity corrected from clay bound water and is more relevant in terms of sediment compaction state and fluid flow properties. Interstitial porosity versus vertical effective stress curve shows no evidence of undercompaction and suggests that the input section has been experiencing normal consolidation due to high sediment accumulation rate. The porosity anomaly observed in the prefan pelagic unit results from the local occurrence of water-bearing minerals like smectite rather than excess pore pressure, which might, however, buildup more landward in the basin. We also estimate fracture porosity using a resistivity model for shales used in previous works based on wireline resistivity log and show that fracture porosity yields 4–6% in damaged parts of the sedimentary section investigated.

1. Introduction

Sediment compaction in accretionary wedge sediments are expected to drive shallow seismogenesis and thus tsunamigenesis (McNeill et al., 2017a). Among a wide range of rock physical and hydrogeological properties, the assessment of the compaction state is principally based on porosity (Bangs et al., 1990; Bray and Karig, 1985; Hart et al., 1995; Screaton et al., 2002; Conin et al., 2011). A typical approach is to identify zones showing abnormal either low or high porosity compared to a reference porosity-effective stress curve assuming hydrostatic fluid pressure and uniaxial compaction conditions (Screaton et al., 2002; Conin et al., 2011; Hüpers et al., 2015). Anomalously high porosity zones are typically interpreted as under-compacted zones where excess pore pressure resulting from the ineffectual dewatering of low-permeability marine sediments tends to prevent consolidation whereas anomalously low porosity zones rather indicate compressive tectonic stress and/or erosional unloading (Conin et al., 2011). However, such analysis cannot be directly carried on the porosity routinely measured on core samples during International Ocean Drilling Program (IODP) Expeditions, which is based on measurement of the total water content including both the volume of free water contained in pores corresponding to interstitial porosity and the volume of water bound to hydrous minerals such as clay, opal or zeolites (Brown and Ransom, 1996; Henry, 1997; Henry and Bourlange, 2004) referred here to as bound water content. Bound water corresponds to interlayer water and water adsorbed on mineral external surfaces (Henry and Bourlange, 2004). Bound water can be expelled from the mineral structure by mineral dehydration reactions that essentially depends on time and

* Corresponding author.
E-mail address: jade.dutilleul@univ-lorraine.fr (J. Dutilleul).

https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.08.007
Received 13 March 2019; Received in revised form 3 August 2019; Accepted 5 August 2019
Available online 08 August 2019
0264-8172/ © 2019 Elsevier Ltd. All rights reserved.

temperature (Moore and Vrolijk, 1992). Contrary to interstitial water, only a limited amount of smectite-bound water is thought to be expelled from the mineral structure by compaction (Bird, 1984; Colten-Bradley, 1987; Fitts and Brown, 1999; Henry and Bourlange, 2004). Hence, compaction state analysis should be based on interstitial porosity. Such correction to estimate interstitial porosity have been applied previously on core samples from Barbados and Nankai accretionary margins using different methods. The first method is based upon smectite content determined from XRD (Brown and Ransom, 1996; Hashimoto et al., 2010) while the second depends on Cation Exchange Capacity (CEC) measurement (Henry, 1997; Henry and Bourlange, 2004; Conin et al., 2011).

In 2016, IODP Expedition 362 drilled two sites U1480 and U1481 in the basin entering the North Sumatra Subduction zone, ~225 km seaward of the deformation front, in the southern portion of the 2004 9.2 Mw earthquake rupture zone (McNeill et al., 2017a). The input sedimentary section, composed of the distal part of the trench wedge, the Bengal-Nicobar fan siliciclastic sequence and a prefan pelagic clay-rich interval (McNeill et al., 2017b), as well as the topmost basalt of the 60–70 Ma old oceanic crust were logged and sampled. Porosity measured onboard on core samples is total porosity and does not provide any insight in the contribution of moveable fluid, irreducible bound fluids (clay bound water and capillary bound water) and fractures to in situ properties of the input sedimentary section without further analysis. We use IODP Expedition 362 total porosity and wireline resistivity data, as well as post-cruise chemical analyses including Cation Exchange Capacity (CEC), soluble chloride content and exchangeable cation composition to quantify bound water content, interstitial porosity and fracture porosity. CEC is measured on natural samples and is an average value over all the minerals of the samples. It is used as a proxy for clay mineral composition in the entering sedimentary section at Sites U1480 and U1481. CEC and soluble chloride content are used to estimate the volume of clay bound water. Onboard total porosity data is corrected from clay bound water to quantify interstitial porosity at the two sites. Resulting porosity versus effective stress curves are interpreted in terms of compaction state and origin of the apparent porosity anomalies. Because total porosity is measured onboard on undeformed samples, it does not take into account fracture porosity, contrary to wireline resistivity. We estimate fracture porosity at Site U1481 using a resistivity model for shales (Revil et al., 1998) accounting for pore fluid composition, exchangeable cation composition and temperature and interpret the results regarding faults, fractures and drilling induced deformation observed on cores.

2. Geological background and drilled sites location

During IODP Expedition 362, drilled Sites U1480 and U1481 (Fig. 1) revealed a complete sedimentary succession from Late Cretaceous to Pleistocene composed of the distal part of the trench wedge, the Bengal-Nicobar fan succession, and the prefan pelagic succession on basaltic crust (McNeill et al., 2017a, 2017b). The sediments are generally unlithified to partially lithified but some lithified intervals were found near basement. The input section is particularly thick, being ~1.5 km at the drill sites and reaching 4–5 km at the deformation front. It is mainly composed by the Himalayan-derived Bengal-Nicobar fan that developed during the Miocene with a significant increase in sediment flux in the 9.5–2 Ma interval (McNeill et al., 2017b). In this respect, the North Sumatra margin differs from other well studied subduction margins and is used as a proxy for thickly sedimented but poorly sampled subduction margins with unknown hazards potential such as the southern Lesser Antilles and the Makran (McNeill et al., 2017a).

Site U1480 and Site U1481 provided samples from seafloor to ~1432 mbsf (meters below seafloor) and from ~1150 mbsf to ~1499 mbsf respectively. Lithologic Units I to VI were defined at Site U1480 (McNeill et al., 2017a) (Fig. 2). Units I and II represent Nicobar Fan

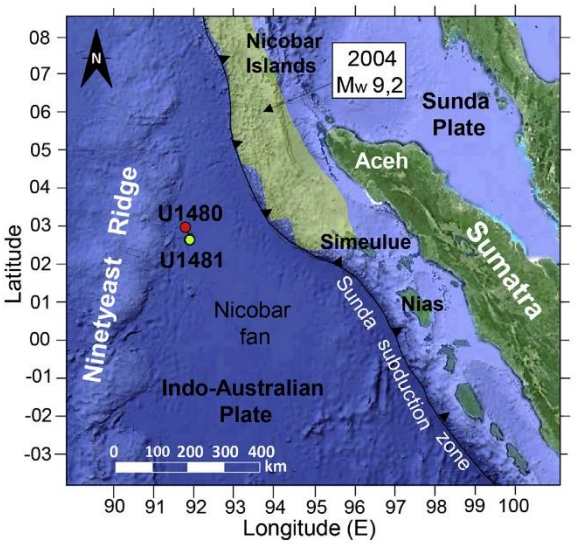


Fig. 1. Map of Sites U1480 and U1481 and 2004 9.2 Mw Aceh-Andaman earthquake rupture zone (modified from Meltzner et al., 2012 and Hüpers et al., 2017). See McNeill et al., 2017a for seismic profiles corresponding to sampling locations.

sedimentation, Units III-V represent pelagic pre-fan sedimentation and magmatic intrusion and Unit VI is basaltic oceanic crust with moderate to high alteration. Unit I (0 - ~26 mbsf) is calcareous clay and silty clay with occasional ash and alternating fine-grained sand and clay. Unit II (~26 - ~1250 mbsf) is characterized by detrital silt and sand and subdivided into Subunits IIA (~26 - ~344 mbsf), IIB (~344 - ~786 mbsf) and IIC (~786 - ~1250 mbsf). Subunit IIA is sandy silt and fine-grained sand, with silty clay and silt. Subunit IIB is alternating bed of laminated silt and clay. Subunit IIC is grey or black clay/claystone, silty clay/claystone and structureless muddy sand/sandstone. Clay-rich Unit III (~1250 - ~1327 mbsf) is more lithified than Unit II and subdivided into Subunits IIIA (~1250 - ~1310 mbsf) and IIIB (~1310 - ~1327 mbsf). Subunit IIIA is poorly diagenetised grey-green claystone with foraminifers whereas Subunit IIIB is brown-red tuffaceous and silty claystone with biosiliceous debris such as fragmented sponge spicules, foraminifers and radiolaria (Hüpers et al., 2017), palagonite and minor chalk. Unit III shows apparent porosity and freshening anomalies (Hüpers et al., 2017) (Fig. 2) and is stratigraphically equivalent to a high amplitude negative polarity (HANP) seismic reflector interpreted landward as a porous fluid-rich layer weaker than the overlying sediments and inferred to be the locus for initiating the décollement fault (Dean et al., 2010). Unit IV is basaltic flow overlying tuffaceous sandstones/conglomerates and volcanic breccia. Unit V is calcareous claystone and chalk with intercalated magmatic intrusions. Site U1481 has sampled the lower part of Unit II (~1150 - ~1360 mbsf) and the upper part of Unit III (~1360 mbsf - ~1499 mbsf) (Fig. 3). No subunits have been identified but Unit II correlates to Subunit IIC at Site U1480 and Unit III correlates to Subunit IIIA based on biostratigraphic and lithologic analyses (McNeill et al., 2017a).

3. Data and methods

3.1. Onboard acquired data

XRD data acquired onboard shows clay content with significant variation through the input sedimentary section. Mean clay content increases with depth through the Nicobar fan units and the siliciclastic prefan units (Fig. 2). At Site U1480, mean clay content is ~55% in Unit

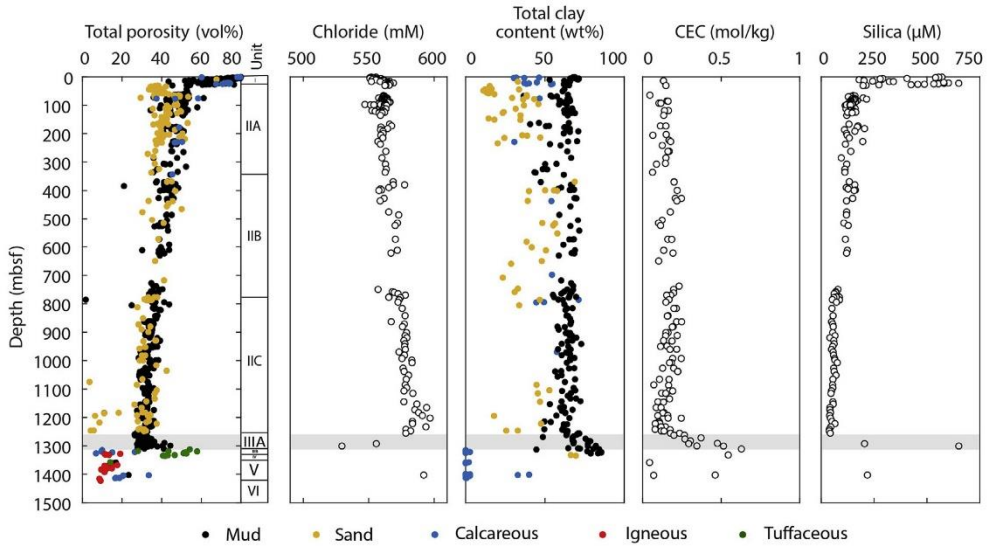


Fig. 2. Physical, chemical and mineralogical data at Site U1480. Onboard MAD total porosity measured on mud, sand, calcareous, igneous and tuffaceous core samples shows a porosity anomaly (grey shaded zone) in mud samples from Unit III. This anomaly is correlated with a sharp decrease in pore water chloride content, a rise in total clay content, CEC and pore water silica content.

I, ~48% in Subunit IIA, ~58% in Subunit IIB, ~60% in Subunit IIC, ~70% in Subunit IIIA, ~76% in Subunit IIIB (chalk excluded) and ~68% in the tuffaceous part of Unit IV. This reflects the different stages of fan development, with clay-rich distal deposits during fan initiation followed by lower and middle fan successions with higher quartz and lower clay contents (McNeill et al., 2017a). Prefan Units III-V represents more slowly accumulated, nearly sandstone-free, pelagic and hemipelagic prefan succession with less quartz and higher clay content, that shows evidences of locally-derived material resulting from the erosion of previously deposited sedimentary rocks or magmatic rocks and syndepositional reworking (McNeill et al., 2017a). Mean clay content is higher in Subunit IIIA at Site U1480 than in the equivalent Unit III at Site U1481 where it is ~63% (Fig. 3). Clay content also shows a wide range of variations depending on the lithology. At Site U1480, in Nicobar fan Units I and II, clay content scatters from ~11% to ~69% in sandstones (~35% in average), from ~30% to ~71% in calcareous claystones (~47% in average), and from ~36% to ~73% in siliciclastic claystones (63% in average). At Site U1481, in Unit II, it ranges from ~27% to ~49% in sandstones and from ~54% to ~72% in siliciclastic claystones. XRD patterns indicate the occurrence of kaolinite/chlorite and illite in Unit II and smectite in Unit III (McNeill et al., 2017a).

Total porosity is derived from Moisture and Density (MAD)

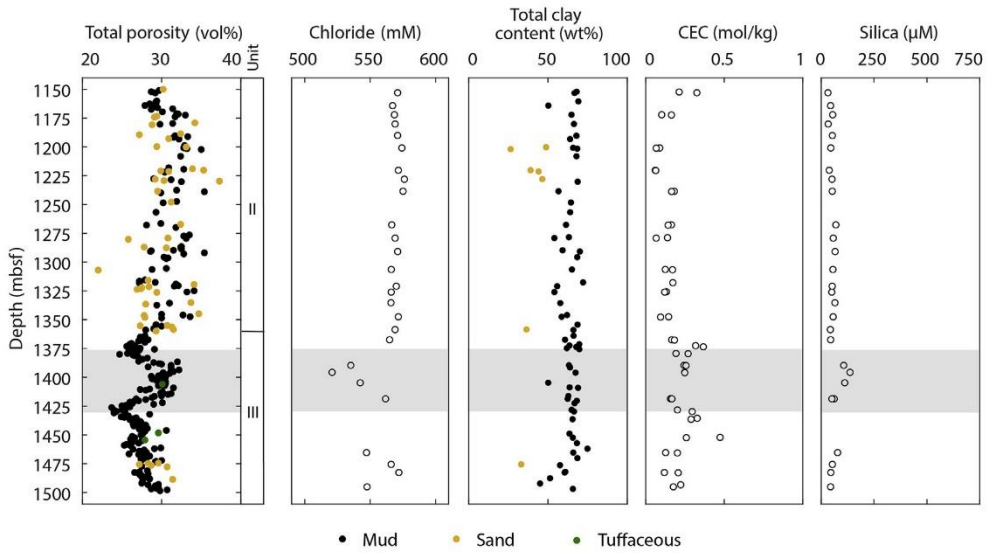


Fig. 3. Physical, chemical and mineralogical data at Site U1481. Onboard MAD total porosity measured on mud, sand and tuffaceous core samples shows a porosity anomaly (grey shaded zone) in mud samples from Unit III. This anomaly is correlated with a sharp decrease in pore water chloride content and a rise in CEC and pore water silica content, which remains lower than at Site U1480.

measurements carried onboard following standard procedure (Blum, 1994). First, the wet weight of the saturated sample is measured and its wet volume is measured using a helium pycnometer. The sample is then dried in a convection oven at 105 °C ± 5 °C for 24 h (Blum, 1994). The sample is finally cooled to room temperature in a desiccator so that dry weight and dry volume can be measured 2 h later. The calculation of total porosity from wet and dry masses and either wet or dry volume accounts for the precipitation of salt during drying. Globally, total porosity of mud- and sand-rich samples decreases with depth at Site U1480 (Fig. 2) and at Site U1481 (Fig. 3), except in Unit III where mud samples locally exhibit a positive shift of total porosity values. Evolution of total porosity is developed in the Results section.

Electrical resistivity was measured each 0.15 m at Site U1481 from ~730 mbsf to 1484 mbsf using the wireline High-Resolution Laterolog Array (HRLA) Schlumberger tool (McNeill et al., 2017a). At Site U1480, due to operating issues, electrical resistivity was recorded on less than 60 m. The HRLA provides an array of five apparent resistivities (RLA1-5), each with increasing depth of investigation. RLA1-5 were used by a radius inversion algorithm to compute the true resistivity of the formation (McNeill et al., 2017a). True resistivity exhibits a relatively constant trend in Unit II where it scatters from 1.2 to 4.5 Ω m (2.0 in average) mbsf (McNeill et al., 2017a). It is less scattered in Unit III where it shows a minimum ~1.4 Ω m near 1400 mbsf (McNeill et al., 2017a).

3.2. On shore acquired data

Chemical analyses were carried on at the Laboratoire Interdisciplinaire des Environnements Continentaux (LIEC) in Nancy and Metz, France. CEC was determined by exchange with cobaltihexamine and ultraviolet–visible spectrometer Varian SpectrAA 800 Zeeman. Soluble chloride content per dry mass was determined by sequential water extraction (Tessier et al., 1979) and ion chromatography. Exchangeable cation composition (Na^+, K^+, Ca^{2+} and Mg^{2+}) was measured by atomic absorption spectrometer Thermo Scientific ICE 3300. When possible, CEC, soluble chloride content and exchangeable cation composition were measured both on a core sample and a near-by squeeze cake, which is a sample residue of onboard pore fluid extraction under pressure. At Site U1480, CEC and soluble chloride content analyses were carried on 57 core samples and 61 squeeze cakes. At Site U1481, CEC, soluble chloride content and exchangeable cation composition were measured on 23 core samples and 22 squeeze cakes. The sampling interval is ~25 m and ~16 m in average at Site U1480 and Site U1481 respectively. Pore water chemical composition was analyzed onboard from fluid extracted under pressure.

3.2.1. Estimation of bound and interstitial porosities from CEC data

Two types of water are typically distinguished in clay-rich sediments saturated by a saline fluid. Interstitial water refers to the pore water whose chemical composition is close to that of sea water (i.e.: chloride bearing). In contrast, clay-bound water is chloride-free and has an organized structure. In smectite-rich sediments, bound water occurs in interlayer space and adsorbed on external surfaces as a result of the compensation of negatively charged smectite layers by hydrated cations such as Na^+, K^+, Ca^{2+} and Mg^{2+}. Smectite commonly shows three hydration states with specific amount of interlayer water and thus interlayer thickness (Colten-Bradley, 1987) that depends upon the smectite layer charge and the type of cation (Ransom and Helgeson, 1995). Interlayer water is organized in one, two or three water layers, which typically corresponds to 6–8, 12–16 and 18–24 water molecules per cation charge (Henry, 1997) and can reach 25% of the total volume of water (Henry and Bourlange, 2004; Conin et al., 2011). Interstitial porosity can thus be estimated by correcting total porosity from clay bound water either using CEC (Henry, 1997) which indicates the maximum number of surface exchangeable cations per unit mass of sediment (Revil et al., 1998) or the mass of smectite interlayer water estimated from smectite hydration state and smectite wt% in the bulk sediment (Brown and Ransom, 1996).

According to the correction of total porosity based on CEC data (in mol/kg of dried sample), interstitial porosity (φ_i) is expressed:

$$\varphi_i = \varphi_t - \varphi_b = \varphi_t - n\frac{M_w}{\rho_w} CEC\, \rho_g (1-\varphi_t) \quad (1)$$

where φ_t is MAD total porosity measured onboard on core samples, φ_b is bound water content, m_w and ρ_w are respectively water molar mass and density ($M_w = 0.018$ kg/mol; $\rho_w = 1024$ kg/m^3), ρ_g is the grain density (in kg/m^3) and n is the average number of water molecules per cation charge estimated by the relationship between bound water ratio w_b and CEC as determined empirically on samples from different subduction zone locations (Henry and Bourlange, 2004). Since bound water is assumed chloride free contrary to interstitial water, w_b is expressed:

$$w_b = \frac{m_w}{m_g} - \frac{m_{w,Cl}}{m_g} = \frac{m_w}{m_g} - \frac{C_s \rho_w}{[Cl^-]} \quad (2)$$

where m_g is the mass of grains, m_w is the total mass of water and $m_{w,Cl}$ is the mass of chlore bearing water, determined experimentally from C_s the soluble chloride concentration per dry mass (in mol/kg), $[Cl^-]$ the chloride concentration in the pore fluid extracted under pressure (in mol/l). Previous works using samples from Nankai Site 1173 (Henry and Bourlange, 2004) and Site C0001 (Conin et al., 2011), and Barbados (Henry, 1997) find n ranging from 12 to 15 (Fig. 4) despite data with CEC < 0.20 mol/kg, which exhibit a wider range of variation.

3.2.2. Estimation of fracture porosity from CEC, exchangeable cation composition and resistivity data

Formation bulk conductivity σ_b can be modeled as the sum of σ_{if} the conductivity of the interstitial fluid-filled fractures and σ_r the conductivity of rock fragments weighted by a relative volume coefficient φ_c for the fracture and $1 - \varphi$ for the rock fragments (Bourlange et al., 2003):

$$\sigma_b = \varphi_c \sigma_{if} + (1-\varphi_c)\sigma_r \quad (3)$$

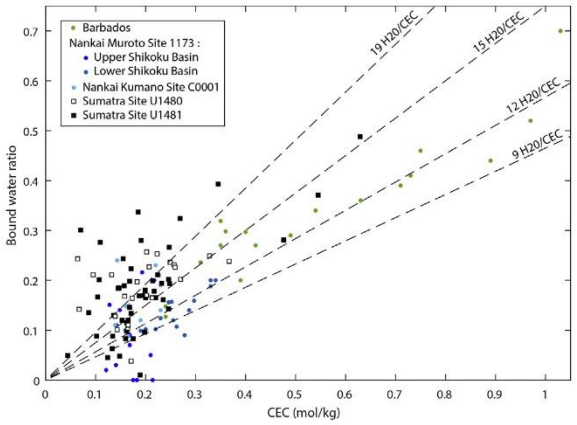


Fig. 4. Bound water ratio versus Cation Exchange Capacity (CEC in mol/kg). The dashed-lines are from Henry and Bourlange (2004) and Conin et al. (2011) and correspond to an ideal smectite containing 9, 12, 15, 19 water molecules per cation charge. Data from Sumatra Site U1480 with relatively low clay content (Unit I and Subunit IIA) are not showed. Barbados data are from Henry (1997), data from Nankai Muroto Lower Shikoku Basin (hemipelagites) and Upper Shikoku Basin (hemipelagites with more or less altered volcanic ash and biogenic silica) are from Henry and Bourlange (2004) and data from Nankai Kumano Site C0001 (silty clay and hemipelagites from slope apron and accreted fine-grained terrigenous material and hemipelagites) are from Conin et al. (2011).

Hence, minimum fracture porosity can be estimated knowing σ_b, σ_{if} and σ_r :

$$\varphi = \frac{\sigma_b - \sigma_r}{\sigma_{if} - \sigma_r} \quad (4)$$

σ_r is estimated using a resistivity model for clay (Bourlange et al., 2003; Conin et al., 2011) based on Revil et al.'s model (1998). This model is based on Archie's law (Archie, 1942) linking the resistivity-derived porosity φ to the formation factor F:

$$F = a\,\varphi^{-m} \quad (5)$$

where m is the cementation factor typically ranging from 1 to 3.5 (Conin et al., 2011) and a is a constant. Archie (1942) originally proposed that $a = 1$ allows a satisfying fit between equation (1) and sand data, but core measurements typically shows that good fitting requires $a \neq 1$ (Carothers, 1968; Porter and Carothers, 1970; Gomez-Rivero, 1977).

Formation factor F is defined as the ratio of interstitial fluid conductivity σ_{if} to bulk conductivity σ_b. Clay-rich sediments such as hemipelagites from Nankai (Bourlange et al., 2003) or Sumatra (Figs. 2 and 3) have elevated total clay content and thus a very high surface conductivity σ_s. In that case, F is defined as the limit of $\frac{\sigma_{if}}{\sigma_b}$ for a zero surface conductivity (Bussian, 1983):

$$\frac{1}{F} = \lim_{\sigma_s \to 0} \frac{\sigma_b}{\sigma_{if}} = \frac{\varphi^m}{a} \quad (6)$$

with $a = 1$ for theoretical consistency (Glover et al., 2000; Bussian, 1983). Several studies (Roberts and Schwartz, 1985; Schwartz and Kimminau, 1987; Sen, 1987) have confirmed this law (Revil et al., 1998).

As suggested by Bourlange et al. (2003), the Formation Factor can also be calculated using a high-salinity asymptotic approximation of equation (10) in Revil et al. (1998) obtained through a Taylor expansion calculation, valid for $\xi = \frac{\sigma_s}{\sigma_{if}} \ll 1$

$$F = \frac{\sigma_{if}}{\sigma}\left[1 + 2\xi\left(\frac{\sigma_{if}}{\sigma} - 1\right)\right] \quad (7)$$

Contrary to MAD total porosity φ_t measured at discrete depths, resistivity-derived porosity φ can be calculated at any depth where wireline resistivity was acquired. Exchangeable cation composition, CEC and interstitial fluid conductivity σ_{if} are linearly extrapolated between the 45 samples analyzed at Site U1481. Equation (6) with $a = 1$ and m between 1 and 3.5 is combined with equation (7) considering that σ is σ_b the bulk conductivity. Reciprocally, σ_r is obtained by solving equation (7) assuming that σ is σ_r and thus using φ_t instead of φ in equation (6). σ_b, σ_{if} and σ_s are calculated with the following analytical expressions (Revil et al., 1998; Bourlange et al., 2003).

Bulk conductivity σ_b is the inverse of the true formation resistivity measured with the HRLA tool.

Interstitial fluid conductivity σ_{if} is calculated from pore fluid composition determined onboard, applying a linear correction at any depth since it differs from seawater composition:

$$\sigma_{if} = \sigma_{sw}\frac{\sum_i \left(\beta_f^i \times Z_i \times C_{iws}^i\right)}{\sum_j \left(\beta_f^j \times Z_j \times C_{sw}^j\right)} \quad (8)$$

where C_{iws}^i (respectively C_{sw}^i) is the concentration determined on squeezed samples (respectively sea water) for Cl^-, Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, $SO_4{}^{2-}$, β_f^i is the ionic mobility in the fluid (Revil et al., 1998), Z_i is the number of charges of ions and σ_{sw} is the sea water conductivity which depends on the temperature T as:

$$\sigma_{sw} = 5.32(1 + 0.02(T - 25)) \quad (9)$$

With temperature T function of depth z (m) as:

$$T(°C) = 1.79 + 44.4 \times 10^{-3} z \quad (10)$$

obtained from thermal conductivity measurement on cores and assuming a heat flow of 72.6 mW/m^2 (Hüpers et al., 2017). This heat flow was determined by least square fitting from the extrapolation of formation temperature measured in the first ~200 m at Site U1480.

Considering a medium constituted of insulating grains coated by a conductive layer, surface conductivity σ_s is calculated from CEC, grain density ρ_g and equivalent surface mobility β_s (Bourlange et al., 2003 modified from equations (7) and (8) in Revil et al., 1998):

$$\sigma_s = \frac{2}{3}\rho_g\, CEC\, \beta_s \quad (11)$$

Equivalent surface mobility β_s is a linear combination of Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} exchangeable cation surface mobility β_s^i, charge Z_i and concentration in the surface layer C_i:

$$\beta_s = \frac{\sum_i (\beta_s^i \times Z_i \times C_i)}{\sum_j (Z_j \times C_j)} \quad (12)$$

A linear temperature dependency of the exchangeable cation surface mobility β_s^i is assumed:

$$\beta_s^i = \beta_s^{i*}(1 + \vartheta_s^{i*}(T - 25)) \quad (13)$$

Parameters β_s^{i*} and ϑ_s^{i*} are reviewed by Revil et al. (1998).

4. Results

4.1. CEC, bound water ratio and lithology

At Sumatra sites, CEC measured on core samples ranges between 0.04 and 0.63 mol/kg, reaching values higher than at any site in any Nankai transects (Henry and Bourlange, 2004; Underwood and Steurer, 2003; Conin et al., 2011) but lower than Barbados accretionary wedge highest values (Henry, 1997) (Fig. 4). CEC content shows a strong dependence on lithology and significantly differs between the Nicobar fan sequence Units I and II and prefan Units III, IV and V. Data from Units II and III at Site U1481 are similar with data from equivalent Subunit IIC and Subunit IIIA at Site U1480. In Units I and II, CEC values correlate well with total clay content (Fig. 5), remaining below 0.25 mol/kg at Site U1480 and 0.35 mol/kg at site U1481. At both sites, CEC content shows a wide dispersion through Unit III between ~0,18 and ~0,63 mol/kg where total clay content ranges between 40% and 85%. The highest CEC values (> 0.5 mol/kg) are observed in the lowermost part of clay-rich Subunit IIIA, in the clay-rich sample with ashes of

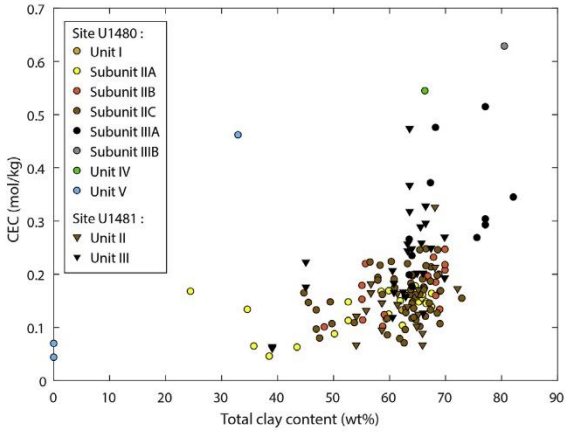


Fig. 5. Cation Exchange Capacity (CEC in mol/kg) versus total clay content (normalized abundance weight percent) for samples of different lithology from Unit I to Unit V at Site U1480 and Unit II to Unit III at Site U1481.

Subunit IIIB and in the tuffaceous sample of Unit IV at Site U1480. In Unit V, some calcareous claystones show high CEC values whereas CEC is ~0 for nearly pure carbonate samples. This range of CEC values suggests that clay minerals are mainly illite and/or kaolinite and/or chlorite in Units I and II, and smectite/illite in Unit III. This result is in accordance with onboard XRD analysis (McNeill et al., 2017a) and with the temperature at Site U1480 which is estimated around 45–80 °C in Subunit IIIA assuming an uncertainty of ~20% on thermal conductivity measurements (see also Hüpers et al., 2017) since only limited illitization is expected at such temperature.

Bound water ratio of clay-rich samples from Sumatra Sites U1480 and U1481 is plotted versus CEC in Fig. 4 and compared to that of clay-rich sediments from Barbados and Nankai determined in previous works. Bound water ratio for Sumatra samples with CEC values less than 0.2 mol/kg is significantly scattered, as observed in lower proportion for sediments from Nankai Upper Shikoku Basin and Kumano Basin Site C0001. On the contrary, bound water ratio for Sumatran samples with CEC values above 0.2 mol/kg, as well as samples from Nankai Lower Shikoku Basin and Barbados are less dispersed and plot on a $n = 15$ trend for Sumatra samples, higher than the $n = 12$ trend determined for Nankai Lower Shikoku Basin (Henry and Bourlange, 2004) and Barbados samples (Henry, 1997). These values correspond to smectite minerals with two water layers. 15 water molecules per cation charge is the number found by Ransom and Helgeson (1994) for an idealized smectite and by Conin et al. (2011) for samples at Nankai Kumano Basin Site C0001. As suggested by Henry and Bourlange (2004), this difference of behavior may be related to the lithology of the samples analyzed. Samples displaying a wide range of bound water ratio reflect presence of heterogeneous lithologies: alternating volcanic ash and hemipelagic clays with more or less biogenic silica for Nankai Upper Shikoku Basin facies (Henry and Bourlange, 2004), silty clay and hemipelagites from slope apron and accreted fine-grained terrigenous material and hemipelagites for samples from Nankai Kumano Basin Site C0001 (Conin et al., 2011) and the fine-grained silicilastic Nicobar fan sequence for Sumatran Unit I and Unit II samples (Fig. 6) (McNeill et al., 2017a). For such samples with both low CEC and chloride free water content, it is generally difficult to estimate n by plotting bound water ratio versus CEC (Henry and Bourlange, 2004). In contrast, samples plotting on the same trend such as samples from Unit III at Sites U1480 and U1481 (Fig. 6) and samples from Nankai Lower Shikoku Basin and Barbados are relatively homogeneous claystones (McNeill et al., 2017a; Underwood and Deng, 1997). Bound water ratio also seems to increase with total clay content and presumably smectite content. Through Subunits IIB and IIC, Units III and IV, Sumatra samples show total clay content, smectite content and bound water ratio that become progressively greater whereas Unit I and Subunit IIA exhibit lower total clay and smectite content (Fig. 6).

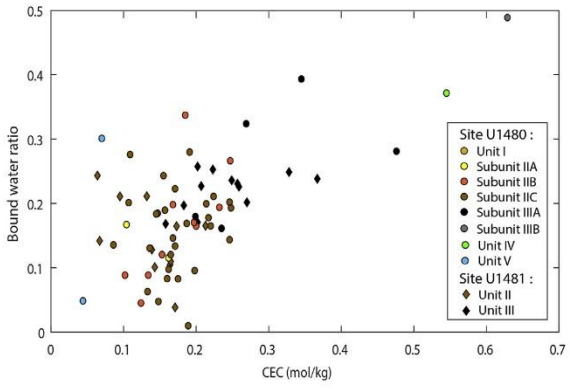


Fig. 6. Bound water ratio versus Cation Exchange Capacity (CEC in mol/kg) for Sites U1480 and U1481 per unit.

4.2. Porosity corrections

4.2.1. Total porosity

At Site U1480 (Fig. 2), total porosity of mud samples is very high in the very shallow Unit I (~43% up to ~80%, average ~66%), and exponentially decreases through Unit II following the total porosity-vertical effective stress curve $\varphi_t = 50.6e^{-0.044\,\sigma'_v}$ (obtained by non-linear least squares fitting with $R^2 = 0.7410$) from ~34% to 76% in Subunit IIA (average, 48%), to ~21%–48% in Subunit IIB (average, 39%), to ~11%–44% (average, 33%) in Subunit IIC. In the lower part of Subunit IIIA, between ~1265 and ~1310 mbsf (σ'_v~13.2–13.7 MPa), porosity values of mud samples display a wide scatter, ranging from 26% up to 44% (in average, 31%) resulting in a sharp positive porosity anomaly of 16% compared to the reference total porosity-vertical effective stress curve. At Site U1481, where only a limited portion of the sedimentary sequence was sampled and logged, we used the total porosity-vertical effective stress curve determined at Site U1480 (Fig. 7). This curve fits very well to the total porosity of mud samples from Site U1481 which decreases from 27% to 35% (average, 31%) in the investigated portion of Unit II to 23% - 32% (average, 28%) in topmost Unit III. Between ~1375 and ~1430 mbsf (σ'_v ~14.5–15.2 MPa), total porosity shifts from ~28% to a maximum of ~32%, resulting in a wide positive anomaly with relatively low amplitude and poor dispersion.

4.2.2. Interstitial porosity and bound water content

At Site U1480, interstitial porosity shows an exponential decrease with vertical effective stress $\varphi_i = 42.2e^{-0.053\,\sigma'_v}$ ($R^2 = 0.6288$) through Unit I to Unit IV (Fig. 7). This curve is also valid at Site U1481 where less data are available. At Site U1480, bound water content varies from ~4% up to ~13% (in average, 7%) in Nicobar fan sequence Units I and II, increases substantially through clay-rich Unit III up to 25%, and decreases to ~3% in calcareous claystones of Unit V. At Site U1481, bound water content decreases through the lower part of Unit II investigated from ~17% in the topmost sample analyzed to ~5% near the boundary between Units II and III. In the upper part of Unit III investigated, bound water content averages ~13% which is twice higher that at Unit II and scatters from ~8% up to 25%. Within Unit III, bound water content shows two local increases at σ'_v ~14.5 and σ'_v ~15.2 MPa which corresponds respectively to the top and the base of the high total porosity zone where it yields the highest values ~20%. Only a few data is available in-between and exhibit average bound water content. At both sites, bound water content variations are well correlated to that of CEC content and show substantial increase in the zones showing anomalously high total porosity.

It is known that part of the bound water can be expelled under increasing effective normal stress (Bird, 1984; Colten-Bradley, 1987; Fitts and Brown, 1999; Henry and Bourlange, 2004). Here, samples have been submitted to vertical effective stress up to ~16 MPa due to burial. In addition, pore-water extraction residues have been squeezed at maximum pressures ~24.5 MPa (McNeill et al., 2017a). It has been shown that the squeezing process drives off part of the bound water (Fitts and Brown, 1999; Henry and Bourlange, 2004). This is also suggested by the lower CEC measured on squeeze cakes than on near-by core samples at Sites U1480 and U1481 (Fig. 8). The difference in CEC observed between squeeze cakes and core samples depends on lithology and presumably on clay mineral composition. In Units I and II that show low to intermediate CEC and that presumably mainly contain illite and/or kaolinite, CEC is in average 0.03 mol/kg lower in squeeze cakes than in core samples at Site U1480. In smectite-rich Unit III where CEC is higher, CEC can be 0.2 mol/kg higher in the core samples than in the near-by squeeze cake, and reciprocally. Assuming that the squeezing process releases 3–4 water molecules (Henry and Bourlange, 2004) (i.e: $n = 12$ in equation (1)) and fully accounts for the variation

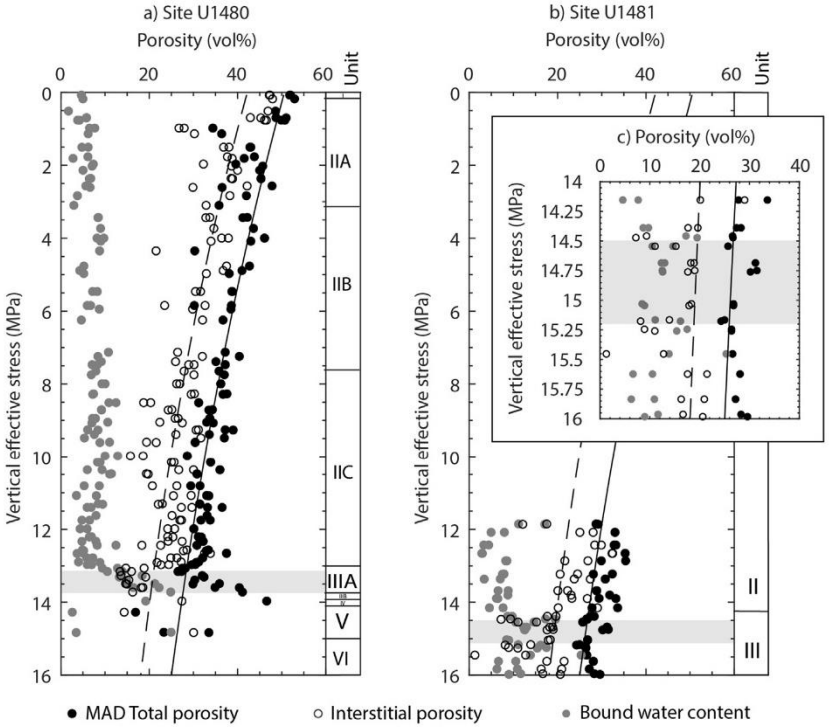


Fig. 7. Total porosity, interstitial porosity and bound water content versus vertical effective stress at a) Site U1480 and b) Site U1481, with c) zoom in of the anomalously high total porosity zone at Site U1481. Bound water content is estimated from MAD total porosity and CEC data using $n = 15$ H_2O/CEC. The continuous line is the total porosity – effective stress curve $\varphi_t = 50.6e^{-0.044\,\sigma'_v}$ ($R^2 = 0.7410$) calculated for MAD mud samples of Unit II at Site U1480. The discontinuous line is the interstitial porosity – effective stress curve $\varphi_i = 42.2e^{-0.053\,\sigma'_v}$ ($R^2 = 0.6288$) calculated for the 118 samples analyzed for CEC at Site U1480. The grey shaded zone at each site represents the clay-rich zone of anomalously high total porosity.

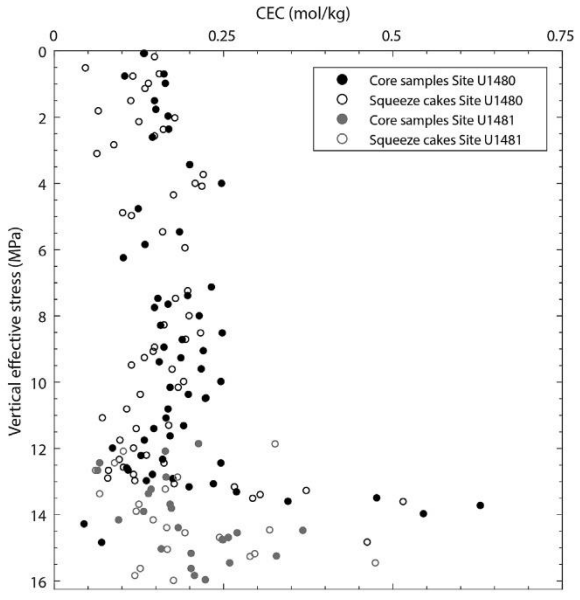


Fig. 8. Cation Exchange Capacity measured on core samples and squeeze cakes at Sites U1480 and U1481 versus vertical effective stress.

in CEC observed between core and squeeze samples, the expelled volume of bound water corresponds to less than 1% (resp. 7%) of the total volume of the samples in Unit I and II (resp. Unit III). However, we assume that this volume is much lower in Unit III because the scatter in CEC values in this unit may be triggered by variations in smectite content, thus it is unlikely that the difference in CEC content between core samples and nearby squeeze cakes fully results from the squeezing process.

4.2.3. Resistivity-porosity

A satisfying fit of resistivity-porosity to Site U1481 MAD total porosity data (φ_t) can be achieved with $a = 1$ and $m = 2.5$. These values are in accordance with previous studies at Nankai accretionary wedge (Bourlange et al., 2003; Conin et al., 2011). However, resistivity-porosity substantially exceeds total porosity in three zones (Fig. 9a) where fracture porosity derived from total porosity measured on cores and resistivity log data yields 4–6% (Fig. 9b). The first zone is located in Unit II between at least 1150 m where the first total porosity measurements are available and ~1170 mbsf whereas the two others occur in Unit III between ~1370 mbsf and ~1415 mbsf and between ~1425 mbsf and ~1450 mbsf.

5. Discussion

5.1. Origin of the apparent porosity anomaly observed in clay-rich sediments of unit III

Zones of anomalously high total porosity in clay-rich sediments of Subunit IIIA at Sites U1480 and Unit III at Site U1481 (which is

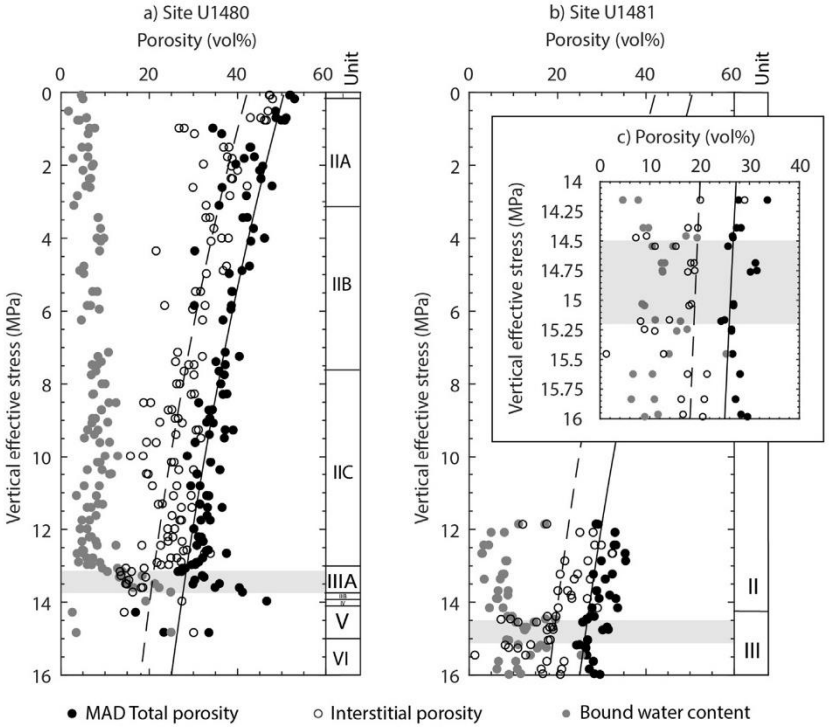


Fig. 7. Total porosity, interstitial porosity and bound water content versus vertical effective stress at a) Site U1480 and b) Site U1481, with c) zoom in of the anomalously high total porosity zone at Site U1481. Bound water content is estimated from MAD total porosity and CEC data using $n = 15\ H_2O/CEC$. The continuous line is the total porosity – effective stress curve $\varphi_t = 50.6e^{-0.044\,\sigma'_v}$ ($R^2 = 0.7410$) calculated for MAD mud samples of Unit II at Site U1480. The discontinuous line is the interstitial porosity – effective stress curve $\varphi_i = 42.2e^{-0.053\,\sigma'_v}$ ($R^2 = 0.6288$) calculated for the 118 samples analyzed for CEC at Site U1480. The grey shaded zone at each site represents the clay-rich zone of anomalously high total porosity.

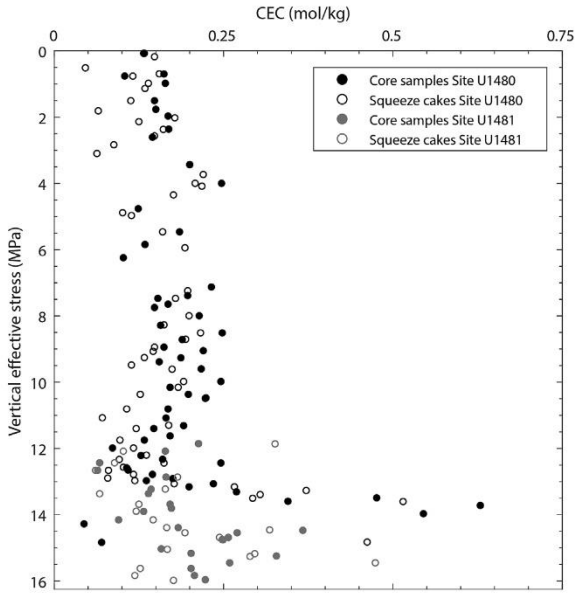


Fig. 8. Cation Exchange Capacity measured on core samples and squeeze cakes at Sites U1480 and U1481 versus vertical effective stress.

in CEC observed between core and squeeze samples, the expelled volume of bound water corresponds to less than 1% (resp. 7%) of the total volume of the samples in Unit I and II (resp. Unit III). However, we assume that this volume is much lower in Unit III because the scatter in CEC values in this unit may be triggered by variations in smectite content, thus it is unlikely that the difference in CEC content between core samples and nearby squeeze cakes fully results from the squeezing process.

4.2.3. Resistivity-porosity

A satisfying fit of resistivity-porosity to Site U1481 MAD total porosity data (φ_t) can be achieved with $a = 1$ and $m = 2.5$. These values are in accordance with previous studies at Nankai accretionary wedge (Bourlange et al., 2003; Conin et al., 2011). However, resistivity-porosity substantially exceeds total porosity in three zones (Fig. 9a) where fracture porosity derived from total porosity measured on cores and resistivity log data yields 4–6% (Fig. 9b). The first zone is located in Unit II between at least 1150 m where the first total porosity measurements are available and ~1170 mbsf whereas the two others occur in Unit III between ~1370 mbsf and ~1415 mbsf and between ~1425 mbsf and ~1450 mbsf.

5. Discussion

5.1. Origin of the apparent porosity anomaly observed in clay-rich sediments of unit III

Zones of anomalously high total porosity in clay-rich sediments of Subunit IIIA at Sites U1480 and Unit III at Site U1481 (which is

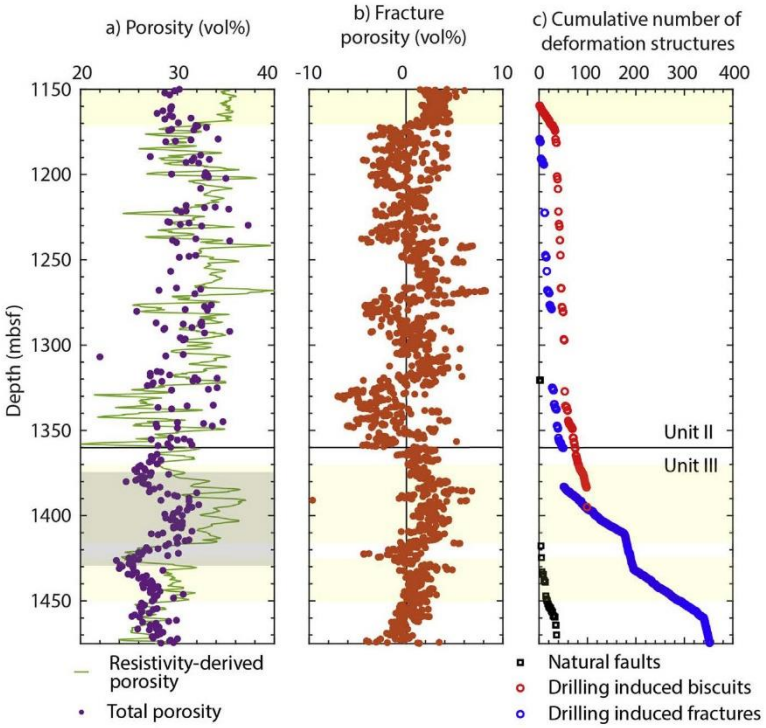


Fig. 9. a) Comparison of MAD total porosity measured on cores at Site U1481 and porosity calculated from resistivity log at Site U1481 (sliding average for 10 resistivity values). b) Fracture porosity calculated from formation bulk conductivity, interstitial fluid conductivity and the conductivity of rock fragments at Site U1481. c) Cumulative number of faults, fractures and drilling biscuits observed on cores at Site U1481 (McNeill et al., 2017). Yellow shaded zones ranging from ~1150 to 1170 mbsf, ~1370 to 1415 mbsf and ~1425 to 1450 mbsf correspond to areas where the discrepancy between resistivity-porosity and MAD total porosity is substantial. The grey shaded zone represents the clay-rich zone of anomalously high total porosity. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

equivalent to Subunit IIIA) are correlated to local increase in CEC content and in pore water silica that are used as proxies for smectite content and biogenic opal respectively. As CEC, pore water silica increase is significantly lower at Site U1481 than at Site U1480. Pore water silica rises from 40 mM to 648 mM at Site U1480 (Fig. 2) and from 44 mM to 136 mM at Site U1481 (Fig. 3). Unit III is composed of amorphous silica (at least 20 wt% at Site U1480 according to Hüpers et al., 2017) and smectite. The substantial proportion of hydrated minerals in Unit III results in a local elevation of bound water content in the high total porosity zone which is clearly observed at Site U1480 (Fig. 7). Since the porosity anomaly is not maintained at both sites after applying the correction accounting for smectite bound water (i.e.: interstitial porosity), the occurrence of smectite with two water layers in high proportion in Unit III is expected to be essentially responsible for the anomalously high total porosity observed in these zones. However, this correction does not account for the effect of hydrated biogenic opal, thus bound water content might be underestimated and interstitial porosity overestimated.

According to interstitial porosity – effective vertical stress curve that globally exhibits mono-exponential decrease, the input sedimentary section has only recorded normal consolidation at this stage. This is in agreement with previous studies assuming uniaxial vertical stress at a reference undeformed site seaward of the deformation trench (e.g. Screaton et al., 2002).

5.2. Implications for fluid production potential

Present data suggest that the total porosity anomalies evidenced in clay-rich zones in Unit III results from a local change in clay mineralogy rather than the buildup of excess pore fluid pressure. However, these zones show similar characteristics to that of overpressured clay-rich layers interpreted as décollement or proto-décollement at other well studied subduction zones. At part of Nankai, Barbados, Cascadia and Costa Rica, previous works evidenced clay-rich zones showing anomalously high porosity that are well correlated with a negative polarity seismic reflection (e.g. Shipley et al., 1994, Moore et al., 1998; Bangs et al., 1999 for Barbados, Bangs et al., 2004, Moore and Shipley, 1993 and Mikada et al., 2005 for Nankai Muroto transect and Cochrane et al., 1994 for Cascadia) interpreted as indicating an elevated fluid content (Dean et al., 2010) and/or with freshening anomalies (e.g. Bekins et al., 1995 and Henry, 1997 for Barbados, Henry and Bourlange, 2004 for Nankai, Spinelli et al., 2006 for Costa Rica) that suggest the release of bound water during smectite to illite and/or opal to quartz transitions. Among other processes such as mechanical compaction that occurs relatively seaward, such mineral dehydrations may be an important source of fluids that may generate excess pore fluid pressure in poorly drained conditions (Moore and Vrolijk, 1992). At Sumatra North subduction zone, the clay-rich zones showing anomalously high total porosity in Unit III are correlated with the stratigraphic extrapolation of the HANP reflection which exists nearer to the accretionary wedge, interpreted there as a highly porous and permeable fluid-rich layer, presumably the proto-décollement (Dean et al., 2010; Geersen et al., 2013). They are also correlated with a sharp decrease in pore water chloride content from 572 mM to 521 mM at Site U1480 (Fig. 2) and from 566 mM to 516 mM at Site U1481 (Fig. 3). This freshening anomaly and the temperature estimated between 45 °C and 80 °C in Unit III suggest that smectite to illite and/or opal to quartz dehydrations may have started, at least more landward. If this is correct, Unit III exhibits significant potential for fluid production. Existing model (Hüpers et al., 2017) predicts that opal dehydration explains the freshening anomaly observed at Site U1480 and that ~2/3 of biogenic opal has been transformed to quartz. If smectite dehydration reaction is also occurring, reaction progress is relatively low since CEC content indicates that smectite remains relatively abundant at the two sites.

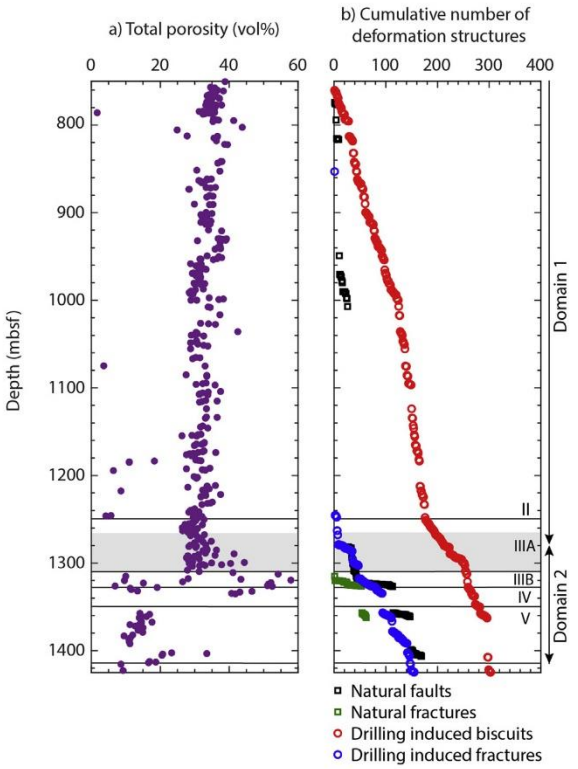


Fig. 10. Zoom in on Site U1480 a) MAD total porosity measured on core samples and b) cumulative number of natural and drilling induced deformation structures observed on cores (McNeill et al., 2017). The grey shaded zone represents the clay-rich zone of anomalously high total porosity.

5.3. Interpretation of fracture porosity

At Sites U1481 and U1480, porosity data (Fig. 9a and b and 10a) can be compared with onboard structural analysis (Figs. 9c and 10b), although there was uncertainty in defining structures observed on cores as either natural or drilling induced (McNeill et al., 2017a). At both Sites U1480 and U1481, drilling induced deformation is pervasive but seems to develop preferentially as biscuits and fractures in Unit III and/or zones showing fracture porosity.

The three zones exhibiting fracture porosity at Site U1481 (Fig. 9b) are correlated to part of cores were substantial natural and/or drilling induced deformation occurred (Fig. 9c): 1150–1170 mbsf in Unit II and 1370–1415 mbsf and 1425–1450 mbsf in Unit III. Minimum fracture porosity in these zones is ~4–6% which is in accordance with similar estimation in Nankai (Bourlange et al., 2003; Conin et al., 2011). The 1370–1415 mbsf interval where a significant rise in the frequency of drilling-induced fractures occurs and resistivity is very low corresponds to the anomalously high total porosity zone in Unit III (Fig. 9a).

At Site U1480, fracture porosity was not determined since no resistivity log data are available. As observed at Site U1481, drilling-induced deformation is pervasive in the sedimentary sequence but is more developed in Unit III that shows high total porosity. Two structural domains have been evidenced onboard based on the occurrence of natural deformation (McNeill et al., 2017a). In both domains, fault displacement ranges from a few millimeters to 1–2 cm and sand and mud injections are present indicating either fluid pressure or density contrast between sand and mud. The first domain is poorly faulted and fractured and corresponds to Unit II and the top of Subunit IIIA. In contrast, the second domain, corresponding to the bottom of Subunit IIIA, Subunit IIIB Units IV and V, comprises three times more natural faults and numerous fractures (Fig. 10b). In particular, Subunit IIIB shows the highest fault (resp. Fracture) frequency with clusters reaching ~65 faults (resp. ~55 fractures) per 10 m. These fractures are stylolitic fractures in Subunit IIIB and joint fractures in Unit V. The occurrence of sealed fractures in Unit III may trigger poorly drained conditions that might be favorable to the increase of pore fluid pressure in case of sufficient in situ fluid production.

6. Conclusion

Following previous studies, we show that correcting total porosity measured on cores from water bound to hydrous minerals is critical to assess sediment compaction state. CEC content in the sedimentary section entering North Sumatra subduction zone at Site U1480 and U1481 is moderate in the Nicobar fan sequence (~0.15 mol/kg in average) and relatively elevated in prefan pelagic Unit III (0.18–0.63 mol/kg), indicating a change in clay mineral composition from kaolinite/illite in the Nicobar fan sequence to illite/smectite in Unit III. This results in a sharp increase in bound water content up to ~25% in Unit III, implying that the anomalously high porosity measured on Unit III cores is mainly an artifact from smectite bound water. Compaction profile from interstitial porosity suggests that at ~225 km seaward of the deformation front, the thick input sedimentary section has been experiencing normal consolidation. In particular, pelagic Unit III shows no evidence of undercompaction although constituting a reservoir of mineral bound water and being stratigraphically correlated to a HANP seismic reflector interpreted landward as an overpressured fluid-rich layer potentially acting as the proto-décollement/décollement. The comparison of wireline resistivity data and core data evidences zones where fracture porosity yields 4–6% corresponding to natural faults and fractures or drilling induced deformation.

Acknowledgements and Data

This research used data provided by the International Ocean Discovery Program (IODP) and freely available on the LIMS Report Interface Page at web.iodp.tamu.edu/LORE or on the log database at mlp.ldeo.columbia.edu/logdb/scientific_ocean_drilling. CEC, exchangeable cation composition, soluble chloride content, interstitial porosity and bound water content data are available in the OTELo Research Data Repository (https://doi.org/10.24396/ORDAR-25). We thank CNRS-INSU and IODP-France for the funding of the shore-based measurements. We also thank David Billet, Philippe Rousselle, Maximilien Beuret and Géraldine Kitzinger from the LIEC laboratory in Nancy and Metz (France) where all CEC, exchangeable cation composition and soluble chloride content measurements were done. We greatly acknowledge Pierre Henry for fruitful discussions and Matt Ikari for the constructive review that greatly helped to improve the manuscript. We also thank Paradigm for support by providing Geolog software to visualize the log data.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.08.007.

References

Archie, G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng. 146, 54–62.
Bangs, N.L.B., Westbrook, G.K., Ladd, J.W., Buhl, P., 1990. Seismic velocities from the Barbados Ridge Complex: indicators of high pore fluid pressures in an accretionary complex. J. Geophys. Res. 95, 8767–8782. https://doi.org/10.1029/JB095iB06p08767.
Bangs, N.L., Shipley, T.H., Moore, G., Moore, G.F., 1999. Fluid accumulation and

channeling along the northern Barbados Ridge décollement thrust. J. Geophys. Res. 104, 20399–20414.
Bangs, N.L.B., Shipley, T.H., Gulick, S.P.S., Moore, G.F., Kuromoto, S., Nakamura, Y., 2004. Evolution of the Nankai Trough décollement from the trench into the seismogenic zone: inferences from three-dimensional seismic reflection imaging. Geology 32, 273–276.
Bekins, B.A., McCaffrey, A.M., Dreiss, J.D., 1995. Episodic and constant flow models for the origin of low-chloride waters in a modern accretionary complex. Water Resour. Res. 31 (No. 12), 3205–3215.
Bird, P., 1984. Laramide crustal thickening event in the rocky mountain foreland and great plains. Tectonics 3 (7), 741–758. https://doi.org/10.1029/TC003i007p00741.
Blum, P., 1994. Index properties, vers. 155. In: ODP Shipboard Laboratory Manual. Ocean drilling Program), College Station, TX.
Bourlange, S., Henry, P., Moore, J.C., Mikada, H., Klaus, A., 2003. Fracture porosity in the decollement zone of Nankai accretionary wedge using Logging while Drilling resistivity data. Earth Planet. Sci. Lett. 209, 103–112. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00082-7.
Bray, C.J., Karig, D.E., 1985. Porosity of sediments in accretionary prisms and some implications for dewatering processes. J. Geophys. Res. 90, 768–778. https://doi.org/10.1029/JB090iB01p00768.
Brown, K.M., Ransom, B., 1996. Porosity corrections for smectite-rich sediments: impact on studies of compaction, fluid generation, and tectonic history. Geology 24, 843–846. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0843:PCFSRS>2.3.CO;2.
Bussian, A.E., 1983. Electrical conductance in a porous medium. Geophysics 48 (9), 1258–1268. https://doi.org/10.1190/1.1441549.
Carothers, J.E., 1968. A statistical study of the formation factor relation. Log. Anal. 9 (5), 13–20.
Colten-Bradley, V.A., 1987. Role of pressure in smectite dehydration – effects on geopressure and smectite-to-illite transformation. AAPG Bull. 71, 1414–1427.
Cochrane, G.R., Moore, J.C., MacKay, M.E., Moore, G.F., 1994. Velocity and inferred porosity model of the Oregon accretionary prism from multichannel seismic data: implications on sediment dewatering and overpressure. J. Geophys. Res. 99, 7033–7043.
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. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, AGU and the Geochemical Society 12, 1–17. https://doi.org/10.1029/2010GC003381. < insu-00627726 > .
Dean, S.M., McNeill, L.C., Henstock, T.J., Bull, J.M., Gulick, S.P.S., Austin Jr., J.A., et al., 2010. Contrasting décollement and prism properties over the Sumatra 2004–2005 earthquake rupture boundary. Science 329, 207–210.
Fitts, T.G., Brown, K.M., 1999. Stress-induced smectite dehydration: ramifications for patterns of freshening and fluid expulsion in the N. Barbados accretionary wedge. Earth Planet. Sci. Lett. 172, 179–197.
Geersen, J., McNeill, L., Henstock, T.J., Gaedicke, C., 2013. The 2004 Aceh-Andaman Earthquake : early clay dehydration controls shallow seismic rupture. Geochem. Geophys. Geosyst. 14. https://doi.org/10.1002/ggge.20193.
Glover, P.W.J., Hole, M.J., Pous, J., 2000. A modified Archie's law for two conducting phases. Earth Planet. Sci. Lett. 180, 369–383. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00168-0.
Gomez-Rivero, O., 1977. Some considerations about the possible use of the parameters a and m as a formation evaluation tool through well logs Trans. SPWLA 18th Ann. Logging Symp., J 1–24.
Hart, B.S., Flemmings, P.B., Deshpande, A., 1995. Porosity and pressure: role of compaction disequilibrium in the development of geopressures in a Gulf Coast Pleistocene basin. Geology 23, 45–48. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0045:PAPROC>2.3.CO;2.
Hashimoto, Y., Tobin, H.J., Knuth, M., 2010. Velocityporosity relationships for slope apron and accreted sediments in the Nankai trough seismogenic zone experiment, integrated Ocean Drilling Program expedition 315 site C0001. Geochem. Geophys. Geosyst. 11, Q0AD05. https://doi.org/10.1029/2010GC003217.
Henry, P., 1997. Relationship between porosity, electrical conductivity and cation exchange capacity in Barbados wedge sediments. Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results 156, 137–149.
Henry, P., Bourlange, S., 2004. Smectite and fluid budget at Nankai IODP sites derived from cation exchange capacity. Earth Planet. Sci. Lett. 219, 129–145. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00694-0.
Hüpers, A., Ikari, M.J., Dugan, B., Underwood, M.B., Kopf, A.J., 2015. Origin of a zone of anomalously high porosity in the subduction inputs to Nankai Trough. Mar. Geol. 361, 147–162.
Hüpers, A., Torres, M.E., Owari, S., McNeill, L.C., Dugan, B., Henstock, T.J., Milliken, K.L., Petronotis, K.E., Backman, J., Bourlange, S., et al., 2017. Release of mineral-bound water prior to subduction tied to shallow seismogenic slip off Sumatra. Science 356, 841–844.
McNeill, L.C., Dugan, B., Petronotis, K.E., the Expedition 362 Scientists, 2017a. Sumatra subduction zone. In: Proceedings of the International Ocean Discovery Program, vol. 362 International Ocean Discovery Program, College Station, TX. https://doi.org/10.14379/iodp.proc.362.101.2017.
McNeill, L.C., Dugan, B., Backman, J., Pickering, K., Pouderoux, H., Henstock, T.J., et al., 2017b. Understanding himalayan erosion and the significance of the nicobar fan. Earth Planet. Sci. Lett. 475, 134–142. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.07.019. < insu-01579460 > .
Meltzner, A.J., Sieh, K., Chiang, H.-W., Shen, C.-C., Suwargadi, B.W., Natawidjaja, D.H., Philibosian, B., Briggs, R.W., 2012. Persistent termini of 2004- and 2005-like ruptures of the Sunda megathrust. J. Geophys. Res. 117, B04405. https://doi.org/10.1029/2011JB008888.
Mikada, H., Moore, G.F., Taira, A., Becker, K., Moore, J.C., Klaus, A. (Eds.), 2005. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 190/196 Ocean Drill. Program, College Station, Tex.
Moore, J.C., Vrolijk, P., 1992. Fluids in accretionary prisms. Rev. Geophys. 30, 113–135.
Moore, G.F., Shipley, T.H., 1993. Character of the décollement in the leg 131 area, Nankai through. In: Proc. Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results, vol. 131. Ocean Drilling Program, College station, TX, pp. 73–82.
Moore, J.C., et al., 1998. Consolidation patterns during initiation and evolution of a plate-boundary decollement zone: northern Barbados accretionary prism. Geology 26 (9), 811–814.
Porter, C.R., Carothers, J.E., 1970. Formation factor-porosity relation derived from well log data Trans. In: SPWLA 11th Ann. Logging Symp. pp. A 1–19.
Ransom, B., Helgeson, H.C., 1994. A chemical and thermodynamic model of dioctahedral 2:1 layer clay minerals in diagenetic processes: regular solution representation of interlayer dehydratation in smectite. Am. J. Sci. 294, 449–484. https://doi.org/10.2475/ajs.294.4.449.
Ransom, B., Helgeson, H.C., 1995. A chemical and thermodynamic model of dioctahedral 2 layer clay minerals in diagenetic processes; dehydration of smectite as a function of temperature and depth in sedimentary basins. Am. J. Sci. 295, 245–281.
Revil, A., Cathles III, L.M., Losh, S., Nunn, J.A., 1998. Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications. J. Geophys. Res. 103, 23,925–23,936. https://doi.org/10.1029/98JB02125.
Roberts, J.N., Schwartz, L.M., 1985. Grain consolidation and electrical conductivity in porous media. Phys. Rev.B 31, 5990–5997.
Screaton, E., Saffer, D., Henry, P., Hunze, S., 2002. Porosity loss within the underthrust sediments of the Nankai accretionary complex : implications for overpressures. Geology 30, 19–22.
Schwartz, L.M., Kimminau, S., 1987. Analysis of electrical conduction in the grain consolidation model. Geophysics 52, 1402–1411.
Sen, P.N., 1987. Electrolytice onduction past arrays of charged insulating spheres. J. Chem. Phys. 87 (7), 4100–4107.
Shipley, T.H., Moore, G.F., Bangs, N., Moore, J.C., Stoffa, P.L., 1994. Seismically inferred dilatancy distribution, northern Barbados Ridge decollement: implications for fluid migration and fault strength. Geology 22, 411–414.
Spinelli, G.A., Saffer, D.M., Underwood, M.B., 2006. Hydrogeologic responses to three-dimensional temperature variability, Costa Rica subduction margin. J. Geophys. Res. 111, B04403. https://doi.org/10.1029/2004JB003436.
Tessier, A., Campbell, P.G.C., Bisson, M., 1979. Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals. Anal. Chem. 51, 844–851.
Underwood, M.B., Deng, X., 1997. Clay mineralogy and clay geochemistry in the vicinity of the decollement zone, northern Barbados Ridge, Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results 156, 3–30.
Underwood, M.B., Steurer, J.F., 2003. Composition and sources of clay from the trench slope and shallow accretionary prism of Nankai Trough (online). Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results 190–196. Available at: http://www.odp.tamu.edu/publications/190196SR/206/206.htm.

V.2. Comparaison de l'estimation de la teneur en eau liée par CEC et par la composition en smectites

L'analyse de la composition des phases argileuses par Rosenberger et al. (2020) dans la couverture sédimentaire au Site U1480 (Figure 83) montre :

- Que les unités lithologique I à II du delta du Nicobar où nous avons mesurées des CEC faibles à modérées sont plus riches en illite (en moyenne, 65%) et chlorite/kaolinite (en moyenne, 11%) qu'en smectite (en moyenne, 24%) ;
- Une augmentation rapide avec la profondeur de la teneur en smectites dans l'unité lithologique III où nous avons mesurées des CEC élevées et augmentant avec la profondeur, au détriment de l'illite et de la chlorite/kaolinite. Ainsi, les smectites comptent pour entre ~57% à 83% des argiles dans la sous-unité IIIA contre ~17% à ~43%% pour les illites, alors que la sous-unité IIIB comporte uniquement des smectites.

Les unités IV et V n'ont pas été analysées. Sur l'intervalle foré du Site U1481 autour de l'interface entre les unités lithologiques II (équivalente à la sous-unité IIC du Site U1480) et III (équivalente à la sous-unité IIIA du Site U1480), Rosenberger et al. (2020) trouvent :

- Des proportions comparables pour l'unité II (en moyenne, 22% de smectite, 64% d'illite et et 14% de chlorite/kaolinite) ;
- Que la partie supérieure de l'unité III est moins riche en smectites (entre 25% et 52%) et plus riche en illites (entre 40% et 60%) et chlorites/kaolinites (entre 2% et 20%).

Ces résultats sont également concordants avec nos hypothèses sur la minéralogie des argiles à partir des valeurs de CEC mesurées. La présence dans l'Unité III d'opale et de zéolites (McNeill et al., 2017c ; Hüpers et al., 2017 ; Kawamura et al., 2020), caractérisées par des valeurs de CEC respectivement plus élevées et moins élevées que la smectite, pourraient biaiser la teneur en eau liée aux argiles déterminées à partir de la CEC. En particulier, les zéolites présentes dans les Unités lithologiques III et IV pourraient tirer les CEC vers le haut et entraîner une surestimation de la teneur en eau liée. Toutefois, la bonne corrélation entre les valeurs de CEC mesurées et la composition en smectite (extrapolée car mesurée sur des échantillons différents de ceux analysés dans le cadre de la thèse, dans un intervalle où la teneur en smectite varie considérablement) par Rosenberger et al. (2020) (Figure 84) y compris dans les Unités lithologiques III et IV suggère que les zéolites seraient généralement présentes en faible quantité. Les incertitudes associées sur la quantité d'eau liée aux argiles déterminées dans Dutilleul et al. (2020a) à partir de la CEC devraient donc, dans l'ensemble, être mineures.

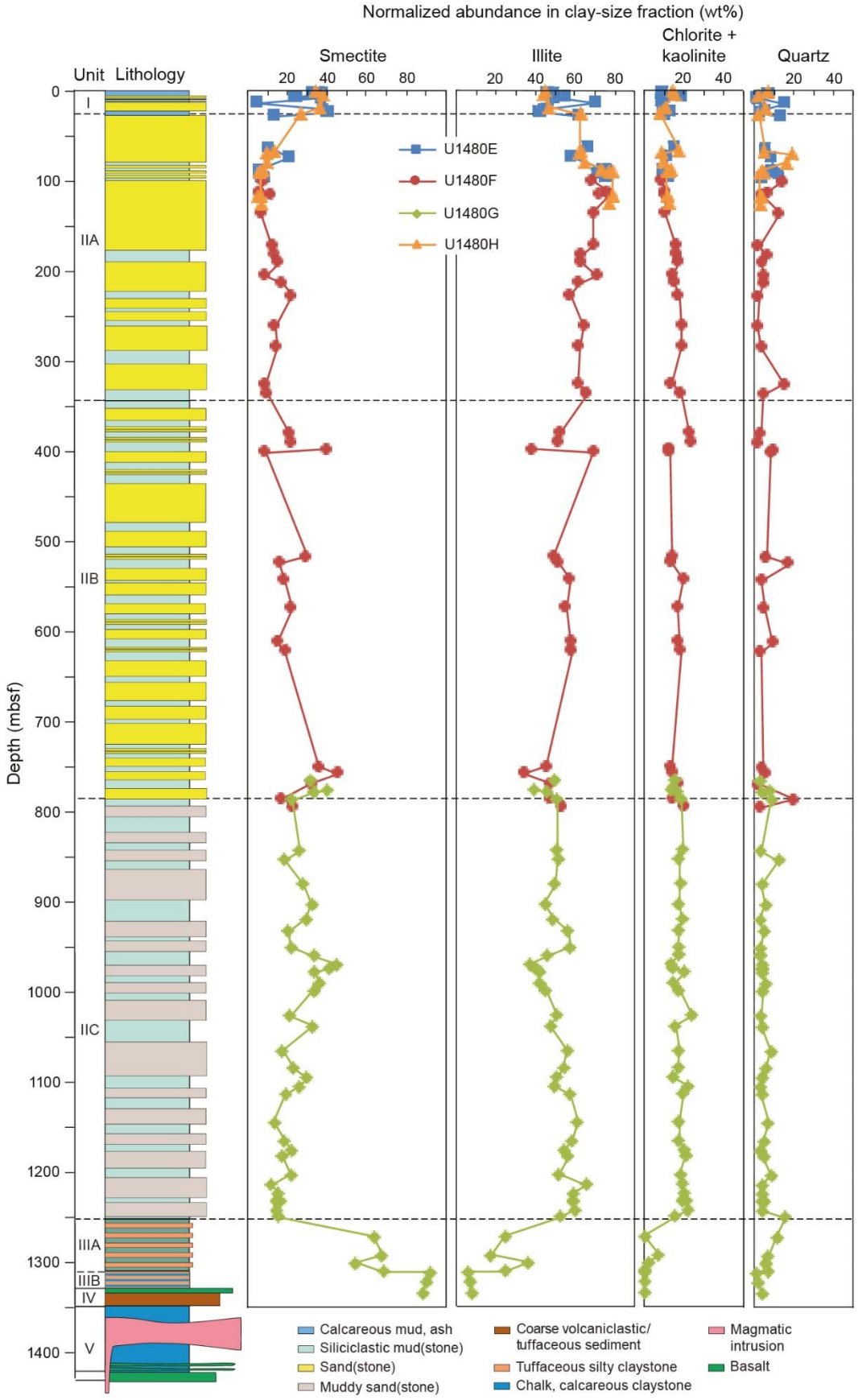


Figure 83 : Composition des phases argileuses dans les sédiments du Site U1480 (Rosenberger et al., 2020).

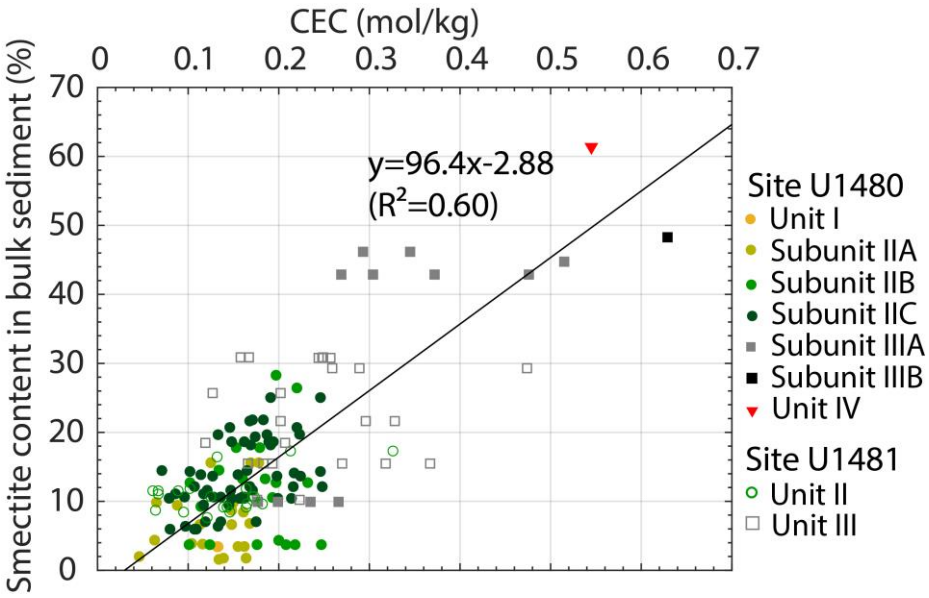


Figure 84 : Corrélation entre la teneur en smectite dans l'échantillon total extrapolée à partir de Rosenberger et al. (2020) et de la CEC mesurée, par site et par unité lithologique.

V.3. Caractérisation de l'effet de la compaction sur la structure du réseau poreux et la perméabilité

La distribution de la taille des seuils d'accès est généralement unimodale sur l'ensemble de la séquence sédimentaire entrante et cohérente entre les deux Sites U1480 (Figure 85) et U1481. La consolidation normale de la séquence sédimentaire entrante aux Sites U1480 et U1481 se traduit par une homogénéisation et une réduction du diamètre des seuils d'accès dans la séquence du delta du Nicobar de ~0,6 µm à ~0,03 µm en moyenne. Les perméabilités associées selon le modèle de Katz-Thompson varient entre ~4,7.10^{-17} m² et ~2,2.10^{-18} m². Les valeurs de perméabilité mesurées en conditions *in situ* avec une cellule triaxiale de confinement hydrostatique sur l'échantillon U1480G38R1 sont deux ordres de grandeur plus faibles et comprises entre 4,0.10^{-20}m² et 5,0.10^{-20}m² (T. Reuschlé, communication par courriel du 23 avril 2020), ce qui permet de valider un modèle de perméabilité fissurale.

La séquence du delta du Nicobar se caractérise par une porosité au mercure piégée importante et variable (entre ~40% et ~85% de la porosité), bien qu'aucune relation avec la profondeur ou la lithologie ne puisse être mise en évidence à partir des analyses effectuées. Les unités lithologiques III et IV se caractérisent par une famille de seuils d'accès unique dont le diamètre est jusqu'à un ordre de grandeur plus faible que dans les séquences du delta du Nicobar et dans les unités lithologiques V et VI. Elles correspondent à un minimum de perméabilité selon le modèle de Katz-Thompson de l'ordre de ~8,7.10^{-20} m².

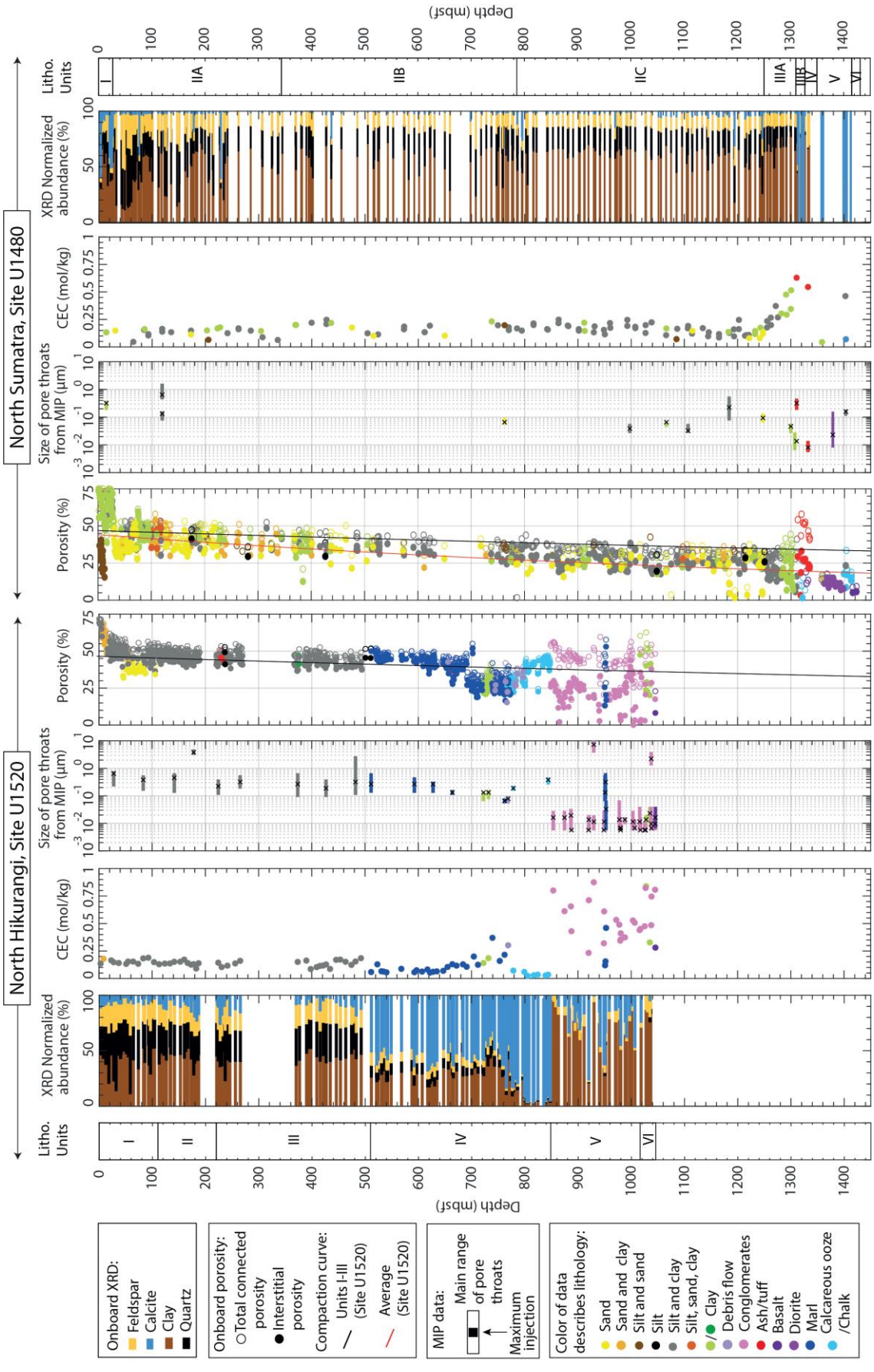


Figure 85 : Synthèse des données de lithologie, porosité, MIP, RMN et géochimiques au Site U1480.

Bien que réalisées sur des échantillons resaturés manuellement à l'eau déminéralisée, les analyses de RMN réalisées à 20 MHz sur les échantillons des Sites U1480 et U1481 présentent des distributions cohérentes unimodales à bimodales de T_2 (Figure 86). Les échantillons de la séquence sédimentaire du delta du Nicobar riches en minéraux argileux montrent des distributions de T_2 unimodales à bimodales, avec un pic majeur étroit compris entre ~3,0 ms (pour les sédiments les plus grossiers) et >0,3 ms (pour les sédiments les plus fins) correspondant à l'eau interstitielle et éventuellement un deuxième pic à ~0,1 ms correspondant à l'eau liée. Les échantillons des unités lithologiques III à VI présentent une distribution unimodale avec un pic plus large indiquant une plus large diversité de taille de pores, comme mis en évidence par les mesures MIP (Figure 85). Pour ces lithologies, la valeur de T_2 correspondant à l'amplitude maximale du signal est généralement décentrée par rapport à l'ensemble du pic, et ce de manière cohérente avec l'amplitude maximale d'injection des analyses MIP. En conséquence, le T_2 moyen varie sur l'ensemble du Site U1480 entre ~3,2 et ~0,4 ms et présente une évolution avec la profondeur globalement cohérente avec celle de la distribution des seuils d'accès donnée par les analyses MIP.

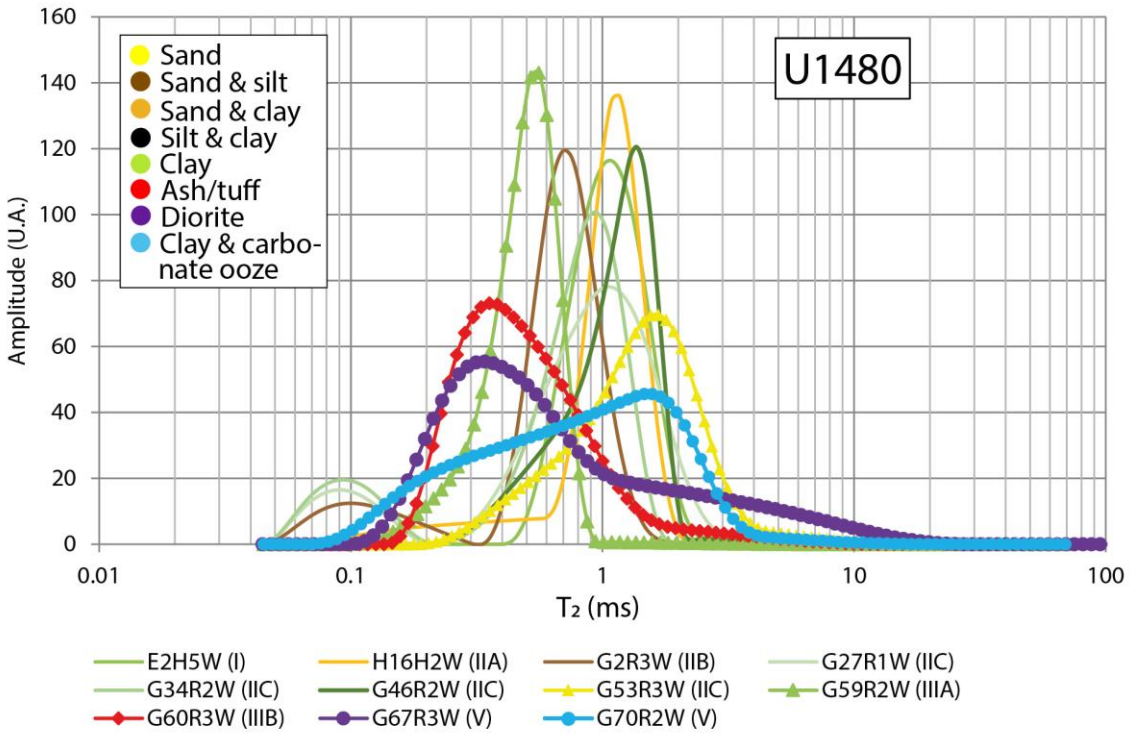


Figure 86 : Distribution du T_2 mesuré par RMN à 20 MHz pour le Site U1480 dans les unités lithologiques I à V.

La porosité RMN varie entre la porosité totale connectée et la porosité interstitielle sur l'ensemble des deux forages. Elle est systématiquement plus proche de la porosité totale connectée dans les

sédiments argileux du delta du Nicobar qui présentent une distribution bimodale de T_2 (pic pour l'eau interstitielle et pic pour l'eau liée) montrant que la RMN peut enregistrer efficacement la porosité liée en plus de la porosité interstitielle.

L'absence d'anomalie positive de la porosité interstitielle dans l'Unité III suggère que dans cette unité, les cendres volcaniques et la cimentation observée par Kawamura et al. (2020) n'offrent pas de résistance à la compaction comme observé dans la séquence sédimentaire entrante dans la marge de Nankai (paragraphe VII.1.1.2) (Spinelli et al., 2007 ; Hüpers et al., 2015). Or, les analyses de MIP réalisées montrent qu'un échantillon de tuf volcanique avec cendres de l'Unité IIIB présente une famille de seuils d'accès anormalement larges pour cette profondeur, ce qui pourrait localement suggérer le contraire (Figure 85).

Chapitre VI : Etude pétrophysique et hydrogéologique de la marge nord d'Hikurangi à partir des données des expéditions IODP 372-375

VI.1. Caractérisation pétrophysique et hydrogéologique des sédiments entrant en subduction à partir des données du Site U1520

En lien avec les objectifs des expéditions IODP 372 et 375, et conformément au projet de recherche post-expédition dans lequel s'inscrit ce travail de thèse, l'étude menée dans la marge nord d'Hikurangi avait pour objectif scientifique principal de déterminer les propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques des sédiments entrant dans le système de subduction et la partie supérieure de la croûte océanique pour discuter l'influence de ces paramètres sur 1) la formation du décollement jusqu'alors mal contrainte dans la partie nord de la marge contrairement à la partie sud, 2) le faible couplage de la marge pendant la phase intersismique et 3) l'expression sismique associée à ce faible couplage, à savoir des séismes de subduction de magnitude modérée, des SSEs récurrents et peu profonds supposés capables de se propager jusqu'à proximité de la fosse le long de l'interface de subduction et/ou le long de failles satellitaires, ainsi que des *tsunami earthquakes*. Cette étude repose premièrement sur la quantification de la teneur en eau liée à partir de mesures de CEC réalisées sur 106 échantillons du Site U1520. L'objectif est de déterminer l'état de compaction et les potentielles sources de fluides de la couverture sédimentaire entrante qui se caractérise par une forte hétérogénéité lithologique et de la partie supérieure de la croûte océanique. Deuxièmement, la structure du réseau poreux a été caractérisée de l'échelle macroscopique à microscopique à partir de la combinaison d'analyses MIP, RMN et d'adsorption/désorption d'azote. Cette caractérisation a été couplée à des estimations de perméabilité pour déterminer les zones les plus susceptibles de développer des surpressions de fluides. Cette étude a fait l'objet d'un article publié dans *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* présenté ci-après (Dutilleul et al., 2020b). La caractérisation minéralogique menée dans cet article essentiellement à la base de la séquence sédimentaire entrante a été complétée ultérieurement par une comparaison entre les valeurs de CEC obtenues sur les échantillons et la caractérisation de la composition des minéraux argileux publiée par Underwood (2021) pour la partie silicoclastique de la séquence sédimentaire entrante (voir paragraphe VI.1.3).

VI.1.1. Présentation de l'article n°2

Dans cet article, une séquence sédimentaire entrante particulièrement hétérogène du point de vue de sa composition et de ses propriétés pétrophysiques et hydrogélogiques est décrite, avec :

- Trois unités lithologiques d'âge Quaternaire de faciès de fosses argilo-silteux avec des turbidites sableuses (Unités I à III) caractérisées par une faible CEC. Essentiellement macroporeuses, ces unités montrent une diminution de la porosité interstitielle de ~70% à proximité du plancher océanique à ~40% à la base de l'Unité III selon la loi $\emptyset_i =$

$46{,}6e^{-0{,}029\sigma'_v}$ (R^2=0,27) traduisant une consolidation normale associée à la libération de fluide interstitiel par compaction mécanique.

- Une unité lithologique IV d'âge essentiellement Paléocène à Pliocène de faciès carbonatés pélagiques très variés caractérisés par des valeurs de porosité interstitielle, de teneur en eau liée et de perméabilité très contrastées. Cette unité comprend un intervalle supérieur de marnes, de calcaires de type *mudstone* avec des *debris flow* et des cendres volcaniques affecté par une consolidation normale avec une diminution de la porosité interstitielle de ~50% à ~39%. Cet intervalle présente un bon potentiel de production de fluides par compaction mécanique et déshydratation de la smectite, avec à sa base un minimum de perméabilité (~10^{-18} m²) et de porosité (~25%). En-dessous se trouve un intervalle de craies plus poreux (jusqu'à ~46%) et plus perméable (~10^{-17} à 10^{-16} m²).
- Deux unités lithologiques d'âge Crétacé Supérieur correspondant à des faciès volcanoclastiques très hétérogènes (Unité V) et volcaniques mixtes (Unité VI), essentiellement mésoporeux à microporeux et localement macroporeux, avec un très fort potentiel de production de fluides par déshydratation de smectites, zéolites et d'opale, généralement associé à de très faibles valeurs de porosité interstitielle et de perméabilité (~10^{-19} à 10^{-20} m²).

A partir de cette caractérisation pétrophysique et hydrogéologique, deux candidats pour la mise en place du futur décollement sont proposés. Le premier correspond à la base de l'Unité IV de carbonates pélagiques et correspondrait à l'intervalle de calcaires pélagiques et de craies associé au décollement dans la partie sud de la marge (Barnes et al., 2010, 2018 ; Plaza-Faverola et al., 2012, 2016 ; Crutchley et al., 2020). Le deuxième correspond à la partie supérieure des unités volcaniques et volcanoclastiques hétérogènes V et VI. Cette étude permet donc d'apporter des contraintes de terrain au modèle de Barnes et al. (2020), qui, à partir de l'analyse de profils de sismique réflexion, proposent une zone décollement à la base de la séquence sédimentaire entrante dans la marge nord d'Hikurangi.

VI.1.2. Article n°2

L'article et les informations complémentaires sont disponibles en ligne au lien suivant : https://doi.org/10.1029/2020JB020330

JGR Solid Earth

RESEARCH ARTICLE
10.1029/2020JB020330

Porosity, Pore Structure, and Fluid Distribution in the Sediments Entering the Northern Hikurangi Margin, New Zealand

Jade Dutilleul[1], Sylvain Bourlange[1], Yves Géraud[1], and Didier Stemmelen[2]

[1]GeoRessources, Université de Lorraine, CNRS, Nancy, France, [2]LEMTA, Université de Lorraine, CNRS, Nancy, France

Key Points:
- The Northern Hikurangi margin input section is characterized by contrasted fluid distribution, pore structure, and potential for excess pore pressure buildup
- It is essential to use corrected porosity instead of apparent porosity in clay-rich sediments and altered oceanic crust
- The future décollement may develop in the lower part of pelagic carbonates or at the top of volcaniclastic facies of the Hikurangi Plateau

Supporting Information:
- Supporting Information S1

Correspondence to:
J. Dutilleul,
jade.dutilleul@univ-lorraine.fr

Citation:
Dutilleul, J., Bourlange, S., Géraud, Y., & Stemmelen, D. (2020). Porosity, pore structure, and fluid distribution in the sediments entering the northern Hikurangi margin, New Zealand. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *125*, e2020JB020330. https://doi.org/10.1029/2020JB020330

Received 3 JUN 2020
Accepted 10 OCT 2020
Accepted article online 14 OCT 2020

©2020. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

Abstract Hosting both tsunami earthquakes and slow slip events at shallow depth, the northern Hikurangi margin has motivated strong research efforts over the last two decades to better understand the relation between fluid pressure and fault mechanical behavior. Recently, IODP Expeditions 372 and 375 drilled, cored, and logged the basin entering this subduction zone providing a unique opportunity to characterize initial hydrogeological and petrophysical properties that drive seismic hazards along the margin. We inventory bound and interstitial fluid contents and assess the compaction state of the heterogeneous incoming sequence by correcting shipboard total connected porosity from the bound water content that typically characterizes clay-rich sediments. By combining mercury injection capillary pressure, nuclear magnetic resonance, and nitrogen gas adsorption, we further document the evolution of pore structure with increasing depth. We also compare porosity data at the logging and sample scales. Both logging and laboratory data evidence contrasted porosity, pore structure, and fluid distribution across the entering section. Shallow macroporous siliciclastic units show very low bound water content and undergo compaction-induced dewatering as they are normally consolidated during burial. In contrast, mesoporous volcaniclastic Hikurangi Plateau facies are characterized by high potential for bound water release from smectite, zeolite, and opal dehydration at greater depths. They mostly exhibit very low permeability except potentially in uncemented highly porous intervals where the décollement may initiate. Macroporous to mesoporous pelagic carbonates sandwiched in between exhibit mixed behavior and may also host the future décollement, similarly to the southern part of the margin.

1. Introduction

It has been evidenced that the interplay between fluid flow and tectonic processes critically affects fault mechanical behavior and thus controls seismic hazard (Moore & Vrolijk, 1992; Saffer & Tobin, 2011; Saffer & Wallace, 2015). At subduction zones, large volumes of fluids are produced by mechanical compaction and mineral dehydration reactions associated with the dewatering of incoming materials when they are accreted or subducted. At shallow depths, burial and possibly lateral tectonic loading results in the mechanical compaction of the pore network of input sediments with continuous production of interstitial water associated with a decrease in interstitial porosity and possibly permeability until lithification into rocks (e.g., Fagereng et al., 2018). In contrast, dehydration reactions affect both incoming sediments and igneous crust in specific pressure-temperature windows, resulting in a transient release of water bound to hydrous minerals (e.g., Fagereng et al., 2018; Kameda et al., 2012; Kastner et al., 2014; Pytte & Reynolds, 1989). Smectite transformation to non-expandable illite through intermediate mixed-layers interstratified is the largest low temperature (<150°C) dehydration-driven fluid source contributing to fluid production at shallow depths with compaction-induced dewatering (e.g., Bekins & Dreiss, 1992; Bray & Karig, 1985; Ellis et al., 2015; Hüpers et al., 2017; Hüpers & Kopf, 2012; Saffer, 2003). Zeolites, lawsonite, and chlorite dehydrations are higher-grade metamorphic reactions that occur deeper (Fagereng et al., 2018; Kastner et al., 2014). The produced fluids flow to the surface through stratigraphic or structural drains (Bourlange & Henry, 2007; Saffer & Tobin, 2011). Fluids may remain trapped in lower permeability sediments, possibly resulting in compartmentalized high fluid pressure approaching or exceeding lithostatic values (Moore & Vrolijk, 1992). Several studies have outlined that spatial variations of the input sedimentary column thickness and mineralogical composition (especially clay content), thermal state, hydration state of the igneous crust critically affect fluid production, flow, and trapping and thus the distribution of fluid pressure across subduction margins (e.g., Ellis et al., 2015; Hüpers et al., 2017; Kitajima & Saffer, 2014; Saffer & Tobin, 2011, and references

Journal of Geophysical Research: Solid Earth 10.1029/2020JB020330

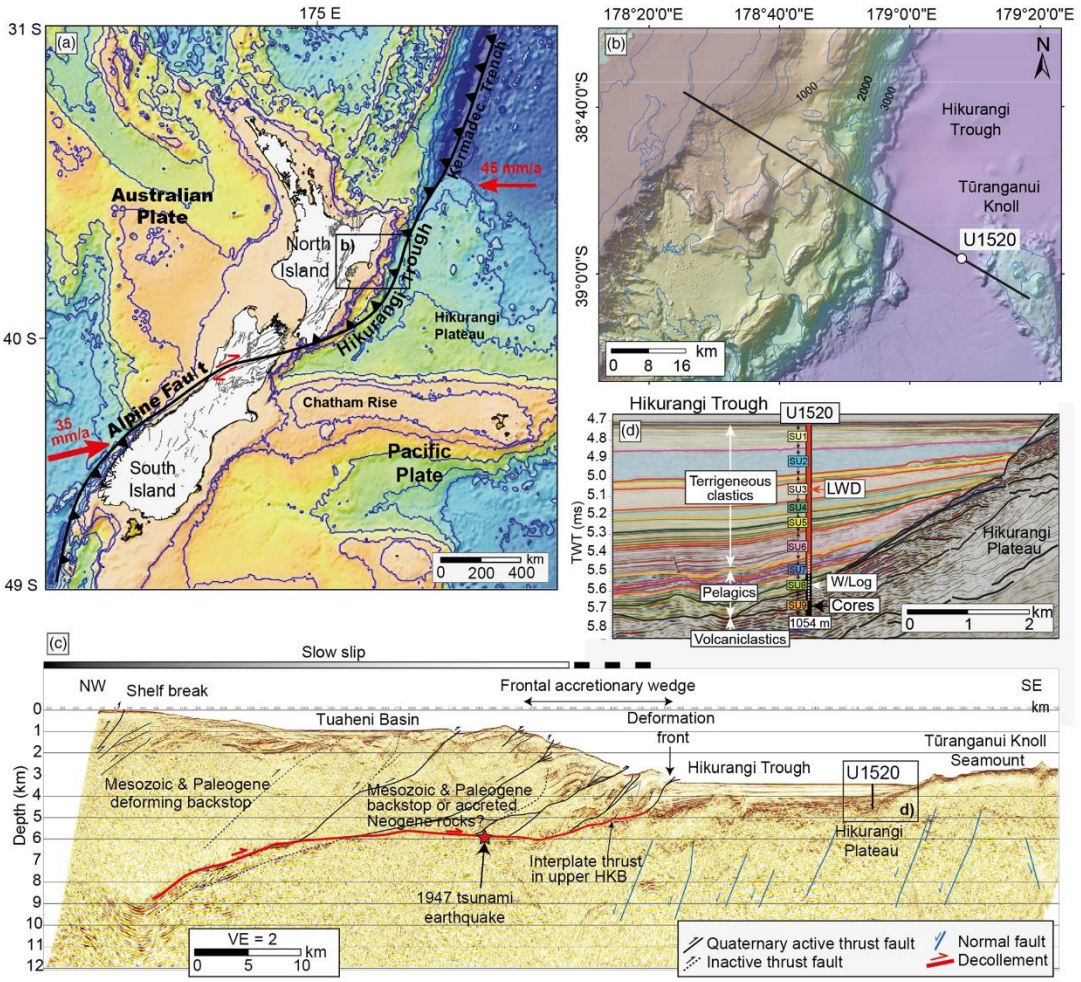


Figure 1. (a) Tectonic setting of the Hikurangi margin with plate motion indicated by red arrows. (b) Bathymetric map of the IODP Expeditions 372/375 study area offshore Gisborne located on (a). The black line represents (c) the seismic profile 05CM-04 across the margin with a (d) zoom in on Site U1520 showing seismic units (SU), main lithological packages and coring/logging intervals. The red star shows the projected location of March 1947 tsunami earthquake and VE means vertical exaggeration. (a), (b), (c), and (d) are modified from Wallace et al. (2019).

therein; Underwood, 2007). Fluid pressure is thought to modulate the location of the updip and downdip transitions of the seismogenic locked zone along the subduction plate interface and is associated with a wide range of slip modes (Saffer & Tobin, 2011, and references therein) with specific hazards for coastal populations and infrastructures. In particular, elevated fluid pressure has been proposed to facilitate tsunami earthquake propagation to the trench (e.g., Bilek & Lay, 2002; Dean et al., 2010; Geersen et al., 2013; Seno, 2002), slow slip events (e.g., Bassett et al., 2014; Bell et al., 2010; Kodaira et al., 2004; Liu & Rice, 2007; Saffer & Wallace, 2015) and tremors (e.g., Obara, 2002). The relations between slip modes and fluids are particularly well studied at the northern Hikurangi margin, offshore Gisborne, on the eastern part of North Island, New Zealand (Figure 1a) where the Pacific Plate subducts obliquely beneath the Australian Plate at ~4.5 cm/year (Wallace et al., 2004). There, the plate interface generates both tsunami earthquakes (Doser & Webb, 2003) and particularly shallow slow slip events that have been intensively studied since the installation of a dense continuous GPS network in the 2000s (Bartlow et al., 2014;

Journal of Geophysical Research: Solid Earth 10.1029/2020JB020330

Beavan et al., 2007; Koulali et al., 2017; Wallace, 2020; Wallace & Beavan, 2010; Wallace et al., 2012, 2016, 2017). These slow slip events recur every 1 or 2 years with slow slip propagating close to the seafloor ≤2,000 mbsf and potentially all the way to the trench along the plate interface and/or splay faults within the prism (Fagereng et al., 2019; Shaddox & Schwartz, 2019; Wallace et al., 2016; Wallace & Beavan, 2010) and may be associated with tectonic tremors (Todd et al., 2018). Slow slip events are shallow sourced (≤15 km) in a zone where high-amplitude seismic reflectors locally occur, likely corresponding to fluid-rich subducted sediments (Bell et al., 2010; Ellis et al., 2015) or specific lithologic high-reflectivity packages like volcanic material (Saffer et al., 2019).

In order to characterize the lithological, mineralogical, physical, hydrogeological, thermal, and geochemical properties of input sediments and how these properties are affected by the subduction process giving rise to various slip styles in the shallow portion of the northern Hikurangi margin, International Ocean Discovery Program Expeditions 372 and 375 drilled, cored, and logged Site U1520 offshore Gisborne, ~95 km from the shore and ~16 km oceanward of the deformation front (Figures 1b and 1c). This site revealed an extremely heterogeneous input section composed by Paleocene to Quaternary siliciclastic and carbonate sedimentary rocks and the top of the Late Cretaceous oceanic crust of the Hikurangi Plateau (Figures 1d and 2c). Here, we characterize the initial fluid content and compaction state of this incoming sequence. Following previous works, we use post-cruise geochemical data like cation exchange capacity (CEC) to correct total connected porosity (equivalent to shipboard MAD porosity in Wallace et al., 2019) from elevated bound water content typical of clay-rich sediments to determine interstitial porosity that is representative of compaction state, unlike total connected porosity. We further characterize the evolution of macropore to micropore structure with increasing depth by combining mercury injection capillary pressure (MICP), nuclear magnetic resonance (NMR), and nitrogen gas adsorption (N_2GA). We interpret the evolution of porosity regarding variations of lithology, mineralogy, and deformation structures across the sedimentary section. Finally, we discuss these relationships in terms of potential for fluid production and fluid pressure generation by compaction-induced dewatering or mineral dehydration along the northern Hikurangi margin and any implications for the location of décollement initiation that is not well constrained yet (Barnes et al., 2020).

2. Samples, Data, and Method

2.1. Lithology and Sampling of the Input Sedimentary Sequence

At Site U1520, the Quaternary siliciclastic part of the input section (Figures 2b and 2c) corresponds to Unit I (~0–110 mbsf), Unit II (~110–222 mbsf), and Unit III (~222–510 mbsf). Unit I is trench-wedge facies with greenish gray silty clay to clayey silt hemipelagites with abundant thick turbiditic interbeds of silt and sand. Unit II is also silty clay to clayey silt hemipelagites with thin silty turbiditic interbeds only and corresponds to part of the distal edges of the Ruatoria debris avalanche. Unit III is trench-wedge facies with dark greenish gray silty clay to clayey silt hemipelagites with thin turbiditic interbeds of silt and beds of light gray volcanic ash. The subducting Hikurangi Plateau is locally protruded by seamounts (e.g., Turanganui Knoll) (Davy et al., 2008) resulting in a Unit I to Unit III sequence that is relatively condensed at Site U1520 and that thickens toward the deformation front (Wallace et al., 2019). Unit IV (~510–848 mbsf) is Paleocene to early Pleistocene pelagic carbonate facies composed mostly of light greenish gray marls from ~510 to 776 mbsf and chalks from ~776 to 848 mbsf. An interval of light brownish gray calcareous mudstone (~721–739 mbsf), matrix-supported carbonate conglomerates with volcaniclastic clasts interpreted as gravity flow deposits and thin layers of volcanic ash/tuff are also sandwiched in between marl and chalk deposits. Units V (~848–1,016 mbsf) and VI (~1,016–1,045 mbsf) are Late Cretaceous aged and mostly correspond to reddish brown, greenish, dark bluish, or grayish volcaniclastic conglomerates with granule-sized altered basaltic clasts, with intervals of grayish yellow to pinkish marls, dark gray clayey siltstones, and siliceous mudstones, above basalt. We picked up 106 core samples with one sample per core in average in Units I–IV (i.e., one sample every 10 m) and refined sampling in Units V and VI where dramatic change in volcaniclastic facies occur over length scales ranging a few to tens of centimeters (Barnes et al., 2020; Wallace et al., 2019). Samples were taken as close as possible from the samples that were squeezed for shipboard interstitial water composition analysis. Samples were shipped and stored at chilled temperature (2–8°C) in sealed plastic bags with a sponge saturated with seawater to preserve moisture. Post-cruise analyses on samples were compared to geophysical data that include logging-while-drilling data (0 to ~750 mbsf) and wireline logging data (~642–947 mbsf).

Journal of Geophysical Research: Solid Earth 10.1029/2020JB020330

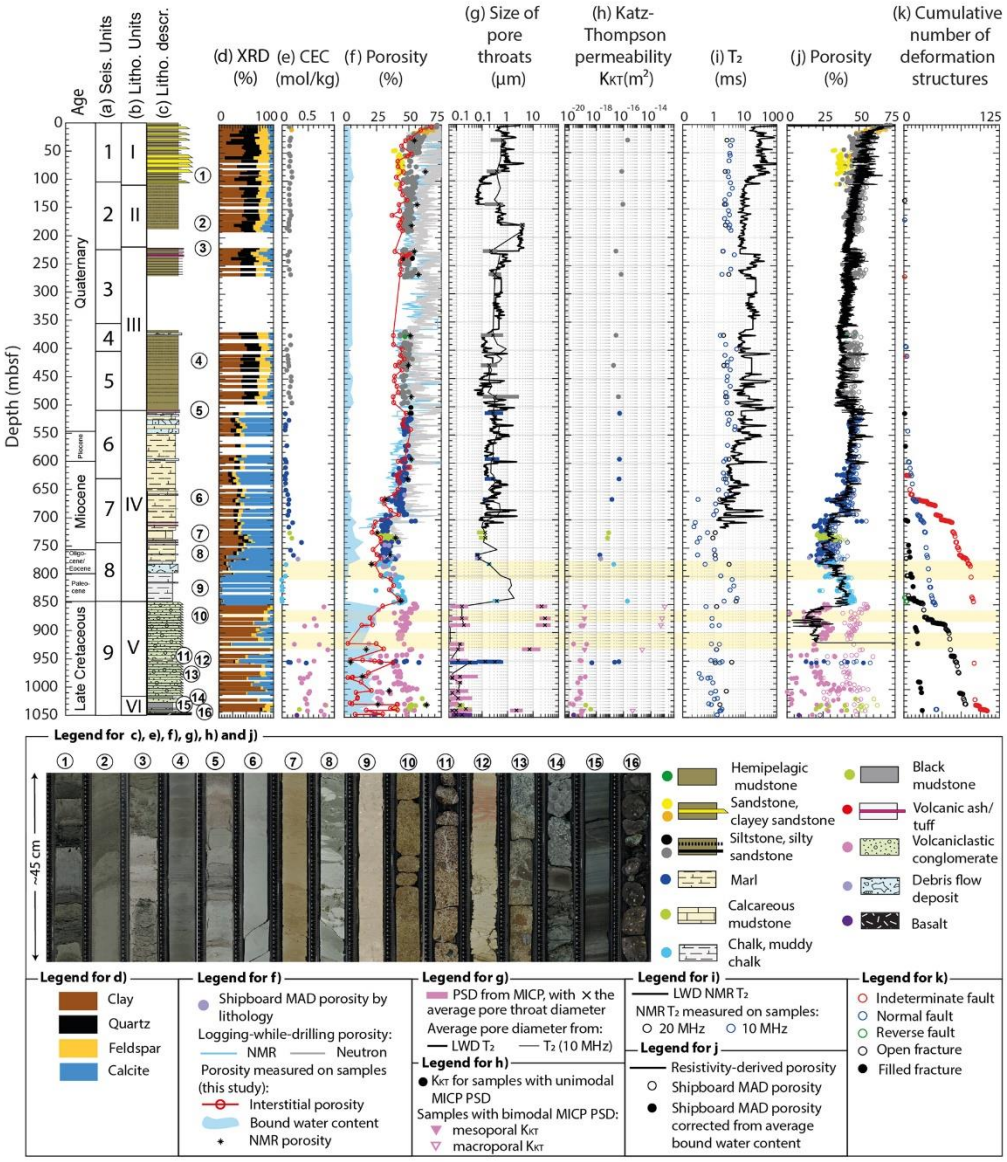


Figure 2. Synthesis of lithological, structural and petrophysical properties at Site U1520. Lithological data include (a) seismic units, (b) lithological units, and (c) lithological description modified after Wallace et al. (2019) with examples of cores (1 to 16), (d) mineralogy from shipboard XRD and (e) cation exchange capacity. Physical properties include porosity (f and j), (g) pore size distribution (PSD) from MICP (where bars represent pore throat diameters corresponding to at least 40% of the maximal mercury injection shown in Figure S4) and determined from NMR, (h) Katz-Thompson permeability and (i) NMR T_2 measured on discrete samples and by the LWD tool. Structural data include (k) deformation structures identified during Expeditions 372–375. Yellow shaded zones locate chloride anomalies. The color of the data points in (e), (f), (g), (h), and (j) indicates lithology: green for hemipelagic mudstones with convoluted mud clasts; light green for black siliceous mudstones or calcareous mudstones; gray for alternating silt(stone) and mud(stone); black for silt(stone); gold for alternating sand(stone) and mud(stone); yellow for sand(stone); red for volcanic ashes; navy blue for marls; light blue for chalks and muddy chalks; pink for volcaniclastic conglomerates; lavender for debris flow deposits and purple for basalt. (1) U1520D11H1A41-84 cm; (2) U1520D21F1A60-105 cm; (3) U1520D 27F1A15-60 cm; (4) U1520D42X2A30-75 cm; (5) U1520D51X1A25-70 cm; (6) U1520C4R3A15-60 cm; (7) U1520C11R3A20-65 cm; (8) U1520C15R2A3-48 cm; (9) U1520C21R1A60-104 cm; (10) U1520C26R3A27-71 cm; (11) U1520C34R1A40-85 cm; (12) U1520C34R4A2-46 cm; (13) U1520C37R3A55-99 cm; (14) U1520C41R1A32-76 cm; (15) U1520C42R3A25-70 cm; (16) U1520C44R1A80-123 cm.

Journal of Geophysical Research: Solid Earth 10.1029/2020JB020330

2.2. Quantification of Porosity

2.2.1. Estimation of Bound Water Content and Interstitial Porosity From CEC, Soluble Chloride Content, and Interstitial Water Composition

In smectite-rich sediments, fluid content includes interstitial water in the macropore to micropore space and bound water that is located in the interlayer space and electrostatically bound on particle surfaces because of the compensation of negatively charged smectite layers by hydrated cations. The chemical composition of interstitial water is typically close to that of seawater (i.e., chloride-bearing) while bound water is chloride-free. Smectite hydration properties are mainly driven by the type of interlayer cation and the amount and location of layer charge (Ferrage et al., 2006; Ransom & Helgeson, 1995) that affects interlayer water content and thickness. Smectites can contain up to 25 wt% of interlayer water by incorporating up to three layers of water molecules in the expandable interlayer space. Interlayer water is typically organized in one, two, or three layers corresponding to 6–8, 12–16, and 18–24 water molecules per cation charge (Henry, 1997) and to a thickness of 11.8–12.9, 14.5–15.8, and ~18–19.1 Å, respectively. The interlayer space thickness can be characterized by XRD from the evolution of the d(001) basal-spacing or layer-to-layer distance (e.g., Ferrage, 2016; Ferrage et al., 2006). Bound water content can be calculated from CEC that is the number of sites on mineral surfaces that can exchange ions with interstitial water. Interstitial porosity can then be determined by correcting total connected porosity from bound water content (e.g., Brown & Ransom, 1996; Conin et al., 2011; Dutilleul et al., 2020; Henry, 1997; Henry & Bourlange, 2004).

Total connected porosity was measured according to Blum's (1997) procedure that is also followed shipboard (Wallace et al., 2019). The wet mass (m_{wet}) of the sample is weighted before drying the sample for 24 hr in a convection oven at 105°C ± 5°C to remove all the water present (i.e., interstitial and bound water) (Daigle, 2014; Ellis & Singer, 2007). The sample is then cooled to room temperature in a desiccator during 2 hr before measuring its dry mass (m_{dry}) and dry volume (V_{dry}) using a Micromeritics® AccuPyc II 1340 helium-displacement pycnometer. The calculation of total connected porosity ϕ_t and grain density ρ_g is corrected for the precipitation of salt during drying:

$$\phi_t = \frac{V_f}{V_{wet}} = \frac{V_f}{V_f + V_{dry} - V_{salt}}, \quad (1)$$

$$\text{and } \rho_g = \frac{m_s}{V_s}, \quad (2)$$

where $V_f = \frac{m_f}{\rho_f}$ is the volume of pore fluid with $m_f = \frac{m_w}{1-s}$ the pore fluid mass, $m_w = m_{wet} - m_{dry}$ is the pore water mass, s is the salinity (0.035), and ρ_f is the density of pore fluid (1.024 g/cm^3), $V_{salt} = \frac{m_{salt}}{\rho_{salt}} = \frac{m_w\, s}{(1-s)\ \rho_{salt}}$ is the salt volume with m_{salt} the salt mass and ρ_{salt} the density of salt (2.220 g/cm^3), $m_s = m_{wet} - m_f = m_{dry} - m_{salt}$ is the mass of solids excluding salt, and $V_s = V_{dry} - V_{salt}$ is the volume of solids excluding salt.

Dry samples were then ground for chemical analyses using a Retsch® mixer mill MM 200 with agate grinding beads and jars, except the samples from Units V and VI that were ground using an annular mill with tungsten jar and grinding tools. CEC was measured by exchange with cobaltihexamine and ultraviolet-visible spectrometer Varian SpectrAA 800 Zeeman. In this study, CEC is an average value over all the minerals of the sample and is thus a reliable indicator of the hydrous mineral composition of the samples. Exchangeable cation composition (Na^+, K^+, Ca^{2+}, and Mg^{2+}) was measured by atomic absorption spectrometer Thermo Scientific ICE 3300. Soluble chloride content per dry mass was determined by sequential water extraction (Tessier et al., 1979) and ion chromatography. Chemical analyses were carried on at the Laboratoire Interdisciplinaire des Environnements Continentaux (LIEC) in Nancy and Metz, France.

Interstitial porosity ϕ_i and bound water content ϕ_b are determined from the total connected porosity ϕ_t, the average number of water molecules per cation charge n, the water molar mass (M_w = 0.018 kg/mol), the density of pore fluid ρ_f, the grain density ρ_g, and the CEC:

Journal of Geophysical Research: Solid Earth 10.1029/2020JB020330

$$\sigma_{it} = \sigma_{sw} \frac{\sum_i \left(\beta_f^i \times Z_i \times C_{iws}^i\right)}{\sum_j \left(\beta_f^j \times Z_j \times C_{sw}^j\right)}, \tag{8}$$

$$\text{with } \sigma_{sw} = 5.32(1 + 0.02(T - 25)), \tag{9}$$

$$\text{and } T(^{\circ}\text{C}) = 0.4 + 38.0 \times 10^{-3} z, \tag{10}$$

at Site U1520 (Barnes et al., 2019).

2.3. Pore-Network Characterization

Pore structure was characterized using NMR, MICP, and low-pressure nitrogen gas adsorption (N_2GA) that investigate complementary pore size ranges. We use the International Union of Pure and Applied Chemistry (IUPAC) nomenclature (Sing et al., 1985) to classify pores based on their diameter size as macropores (>50 nm), mesopores (2–50 nm), and micropores (<2 nm). All the samples were analyzed using NMR; 48 were also analyzed using MICP. Six of the samples showing an MICP pore size distribution dominated by mesopores and potentially micropores were selected for N_2GA. Pore-size distribution obtained by NMR, MICP, and N_2GA were finally compared and combined to obtain a more reliable distribution of micropore to macropore size distribution (e.g., Daigle, 2014; Schmitt et al., 2013).

2.3.1. MICP

MICP was performed at room temperature (20°C) on 2–4 cm^3 samples that were previously oven-dried at 105°C ± 5°C for 24 hr. The measurements were carried on using a Micromeritics® AutoPore IV 9500 and includes a low-pressure analysis and a high-pressure analysis. During the low-pressure analysis, the sample is degassed under vacuum. Then, the mercury fills the penetrometer, and the intruded volume is gradually measured up to a mercury pressure of ~0.2 MPa. The high-pressure analysis consists in stepwise measurements of the volume of intruded mercury during (1) an intrusion stage up to a maximum mercury injection pressure of 220 MPa, (2) an extrusion stage where pressure decreases down to atmospheric pressure, and (3) a reintrusion stage by increasing pressure up to the maximum value. The range of mercury injection pressure (0–220 MPa) allows to investigate macropore and mesopore throat diameters distribution from 360 μm to 5.7 nm using the Young-Laplace equation:

$$r = \frac{2\,\sigma_{Hg}\cos\theta_{Hg}}{P_{Hg}}, \tag{11}$$

where r is the pore throat radius (m), σ_{Hg} is the air-mercury interfacial tension (0.485 N/m), θ_{Hg} is the mercury-sediment contact angle (140°), and P_{Hg} is the mercury injection pressure (Pa).

The three-stage high-pressure analysis allows to determine mercury total connected porosity, mercury-free porosity, and mercury-trapped porosity (Rosener & Géraud, 2007). Mercury-total connected porosity is measured during the first intrusion stage as the mercury fills the connected pore space with increasing mercury injection pressure. At the end of the extrusion stage, some mercury droplets remain trapped in pores with narrow throats (i.e., pores with throats at least seven times narrower than pore bodies according to Li & Wardlaw 1986), allowing to determine the mercury-trapped porosity which can be used as a proxy for pore compaction. Finally, during the reintrusion stage, only the mercury-free porosity is intruded. MICP pore throat size distribution was used to determine the Katz-Thompson permeability K_{KT} (Katz & Thompson, 1986, 1987; Nishiyama & Yokoyama, 2014):

$$K_{KT} = \frac{1}{89}\phi_i \frac{\left(l_{max}^h\right)^3}{l_c} f\left(l_{max}^h\right), \tag{12}$$

with l_c the pore throat diameter corresponding to the inflection point of the cumulative MICP curve $f(l)$ of fractional volume of connected pore throats having diameters of l and larger, l_{max}^h the pore throat diameter corresponding to the optimum path for permeability obtained when $l^3 f(l)$ reaches its maximum value ($l = l_{max}^h$) (Katz & Thompson, 1986, 1987).

Journal of Geophysical Research: Solid Earth 10.1029/2020JB020330

2.3.2. NMR

Proton NMR consists in monitoring the magnetization of the hydrogen nuclei of water molecule with static and pulsed magnetic fields (Daigle et al., 2014; Dennis, 1997; Dunn et al., 2002; Grunewald & Knight, 2009; Vincent et al., 2011). It first involves the equilibrium alignment of the hydrogen nuclei with a static magnetic field B_0 generated either by a logging or laboratory tool. Then, a secondary pulsed magnetic field B_1 is emitted at a specific radio frequency to perturb the system. B_1 is removed to measure the time required for hydrogen nuclei to relax to their original equilibrium alignment to B_0 through diffusion and interaction with the porous media. Commonly, the characteristic time measured is the relaxation in a plane perpendicular to B_0, referred to as the transverse relaxation time T_2 (seconds). T_2 provides information about pore structure in sedimentary rocks, including pore size distribution and porosity (Daigle et al., 2014). NMR measurements were performed using Bruker® Minispec Mq20 (20 MHz) and Mq10 (10 MHz) at room temperature (20°C) and atmospheric pressure on saturated core samples with a diameter of 8 mm and samples of ~5–8 cm^3, respectively. The magnetization decay was measured using the Carr-Purcell-Meilboom-Gill (CPMG) pulse sequence (Carr & Purcell, 1954; Meiboom & Gill, 1958) that consists of an initial $\pi/2$ magnetic field pulse orthogonal to B_0 separated by a time τ from a series of π pulses applied with opposite polarity at regular interval 2τ. We used a recycle delay of 0.1 s and a half-echo time τ of 0.04 ms (the minimum available for this equipment), a gain ranging 70–80%, 200 echoes per scan, and 128 scans were stacked.

We used UpenWin© software to inverse stacked magnetization decay data in a smoothed T_2 distribution. We determined the volume of water V_w in the sample to calculate NMR porosity as suggested by Daigle et al. (2014):

$$\phi_{NMR} = \frac{V_w}{V_w + V_s}. \tag{13}$$

V_w is determined using a calibration where the maximum signal amplitude A_0 (corrected for the gain) is recorded during the T_2 measurement for known volumes of water: $V_w = 19.762 * A_0 - 0.092$ ($R^2 = 0.94$). NMR T_2 distribution and MICP pore throat size distribution were correlated following Marschall et al. (1995) using the relation

$$T_2 = \frac{1000r}{2\rho_e}, \tag{14}$$

where T_2 is in milliseconds, r is pore throat radius in micrometer, and ρ_e is the effective relaxivity in micrometer per second.

2.3.3. Nitrogen Gas Adsorption (N_2GA)

Nitrogen adsorption/desorption isotherms were measured at 77 K at the LIEC laboratory in Vandoeuvre-lès-Nancy, France, using a BEL Japan BELSORP-mini II with pressure sensors ranging 0–133 kPa. Samples were dried for 24 hr at 105°C ± 5°C and then crushed, before being first outgassed at 30°C for 12 hr under vacuum. Adsorbed nitrogen gas volume and equilibrium relative pressure P/P_0 (where P is the gas equilibrium pressure and P_0 is the vapor saturation pressure) were measured at 77 K as P/P_0 increases up to 0.98 (adsorption isotherm) and decreases (desorption isotherm) stepwise. Adsorption isotherm shape and hysteresis loop were interpreted following the IUPAC (Sing et al., 1985) and De Boer (1958) classifications, respectively. Adsorption isotherm shape provides insights on pore sizes and volume while the type of hysteresis characterizes the geometry of pores. The amount of adsorbed gas at low P/P_0 is correlated with micropore and fine mesopore volume while it is related to large mesopore and macropore volume near $P/P_0 = 1$ (Labani et al., 2013). Adsorption/desorption isotherms were also used to characterize pore size distributions for small macropores and mesopores ranging 2.8–80 nm and specific mesopore volume using the Barrett-Joyner-Halena (BJH) method assuming cylindrical shape for pores to be consistent with MICP. Specific micropore volume and external surface area were determined using the De Boer (t-plot) model. Specific surface area was determined using the Brunauer-Emmett-Teller (BET) method. Nitrogen porosity ϕ_{N_2} was determined from the bulk density ρ_b (g/cm^3) and the specific pore volume V_{sp} (cm^3/g) (e.g., Labani et al., 2013):

Journal of Geophysical Research: Solid Earth 10.1029/2020JB020330

$$\phi_{N_2} = \rho_b V_{sp}. \quad (15)$$

2.4. Bulk and Clay Mineralogy

We generally used the mineral composition given by shipboard XRD data that gives the relative abundance of total clay minerals, quartz, feldspar, and calcite normalized to 100% and document the occurrence of other minerals. To get supplementary information about the composition of hydrous minerals (type of clays and zeolites) on volcaniclastic samples from Units V and VI, additional post-cruise XRD analyses were carried on using a Bruker® D2 Phaser diffractometer operating at 30 kV and 10 mA with a Cu Kα radiation on bulk powder and <2 μm clay fraction. Bulk powder (respectively <2 μm clay fraction) samples were scanned between 2° and 70° (respectively 3–40°) with a step size of 0.02° and a time per step of 0.60 s (respectively 1.0 s) to determine the relative mineralogy using Bruker® EVA software. The relative abundance of calcite from XRD was compared to the abundance of calcite measured using an OFITE® Calcimeter (similar to Karbonat-Bombe) on the same sample. The <2 μm clay fractions were prepared following Thiry et al.'s (2013) procedure to make oriented deposits that provide information about clay mineralogy and non-oriented deposits that give further details about the type of kaolinite, illite, or smectite using the d(060) ray (Holtzapffel, 1985). Oriented deposits underwent a three-stage treatment (Thiry et al., 2013) and were scanned after each stage between 3° and 40° with a step size of 0.02° and a time per step of 1.0 s. The treatment includes (1) a 12 hr drying stage at room temperature, (2) a 24 hr stage of saturation with ethylene glycol under confining atmosphere, and (3) a heating cycle in a convection oven up to 490°C.

3. Results

3.1. CEC and Mineral Composition

Shipboard XRD data show that siliciclastic Units I to III are characterized by ~43% of clay minerals (Figure 2d) and relatively low CEC ranging 0.09–0.19 mol/kg (Figure 2e). This range of CEC values evidences that clay minerals are mainly kaolinite and/or illite and/or chlorite. Unlike Units I–III, carbonate Unit IV is characterized by strong variations of mineral composition depending on lithology. In the upper part of the unit that is mainly composed of marls, total clay content shows a general trend that increases with depth from ~20% up to 55%. In underneath chalks, total clay content decreases with depth from ~20% in muddy chalks to only a few percent in clear chalks. Calcimetry values vary from 23% to 63% in marls and from 64% to 93% in chalks (Figure S1) and are in good agreement with shipboard and post-cruise XRD measurements of calcite content. CEC increases from very low values ~0.06 mol/kg at the top of the unit to moderately high values up to ~0.30 mol/kg in the deepest marls where debris flow deposits occur, with moderate values ~0.16 mol/kg in the calcareous mudstone interval sandwiched in between. In underneath chalks, it is very constant and low, averaging ~0.04 mol/kg. XRD shows that clay minerals are largely dominated by dioctahedral two-water layer smectites, explaining the relatively high CEC values obtained although calcite content is high. Some illites are also present. Volcaniclastic Units V and VI are characterized by strong variations of facies over centimeter to decimeter length scales (Barnes et al., 2019, 2020), including changes in hydrous minerals distribution and local occurrence of fractures, calcite veining, and cement, changes in texture, clast shape, size, and alteration degree. Shipboard XRD measurements show that clay content scatters from 20% to 95% and is inversely correlated with calcite content that ranges 1–76%. Post-cruise calcimetry shows that calcite content varies from 1% to ~43% in volcaniclastic conglomerates, from 23% to 72% in marls, and ~2% in siliceous mudstones (Figure S1). These results are in the same order than post-cruise XRD but may differ from shipboard XRD that tend to overestimate calcite content by accounting only for calcite, quartz, feldspar, and clays even in samples with significant amount of other minerals like zeolites. These strong mineralogical variations result in very scattered CEC that ranges 0.23–0.88 mol/kg in volcaniclastic conglomerates from Units V and VI, 0.12–0.46 mol/kg in marls, and 0.32–0.84 mol/kg in siliceous mudstone from Unit VI. In volcaniclastic Units V and VI, high CEC values and post-cruise XRD measurements show that clay minerals are mainly two-water layer dioctahedral smectites with only minor amounts of illite and chlorite (Figure S2), except in the lower part of Unit VI where significant amount of illite occur in basalt. XRD also reveals that zeolite minerals are common in conglomerates with phillipsite occurring in most of the samples while heulandite or clinoptilolite was found only in Unit VI samples (Figure S2). Amorphous fraction is relatively high ranging 29–41% due to the occurrence of amorphous opal or volcanic glass. Overall, at Site U1520,

Journal of Geophysical Research: Solid Earth 10.1029/2020JB020330

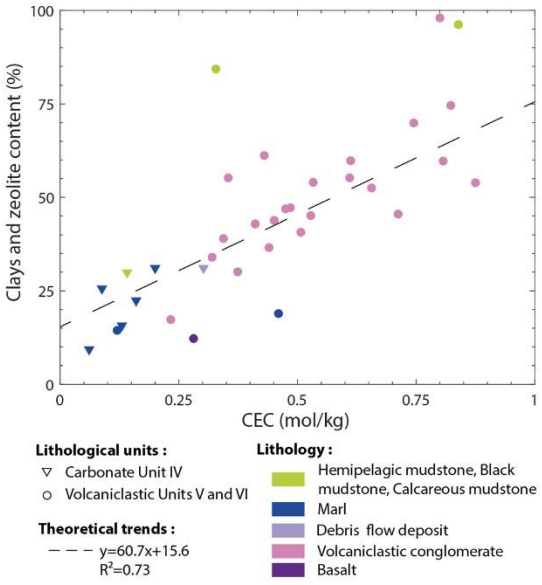


Figure 4. Relation between total clay and zeolite contents measured by XRD in this study and cation exchange capacity per unit and lithology.

CEC increases with hydrous mineral content (Figure 4) and reciprocally decreases with non-hydrous mineral content that are mainly quartz, feldspar, or calcite (Figure S1a) depending on the unit (Figure 2c).

3.2. Total Connected Porosity

Total connected porosity shows extreme variations across Site U1520 with specific patterns for each and within each lithologic unit (Figure 2f). It exponentially decreases with depth from ~72% at the top of Unit I to ~46% at the bottom of Unit III. Total connected porosity shows different trends across carbonate Unit IV. In the interval dominated by marls, total connected porosity is relatively homogeneous and constant at ~47% from ~510 to ~610 mbsf, decreases up to ~42% in the ~610–690 mbsf interval despite exhibiting a wide scatter from 34% to 55% and remains scattered (28–42%) but relatively constant at ~33% up to 776 mbsf. In underneath chalks, total connected porosity steadily increases up to ~45%. Total connected porosity does not show any specific pattern in volcaniclastic Units V and VI where it is extremely scattered from 20% up to 56% and anti-correlated with *P* wave velocity that also strongly varies from 1,800 to 5,000 m/s (Barnes et al., 2020). However, in these units, total connected porosity globally linearly increases with CEC (Figure 5) and pore size (Figure S3a) and decreases with calcite content (Figure S1b), with specific trends depending on lithology. In particular, siliciclastic samples from Units I–III, chalks and shallow marls (~510–690 mbsf) from Unit IV are characterized by a low CEC (<0.2 mol/kg) that is not correlated to total connected porosity. On the contrary, Unit IV clay-rich marl interval (~690–776 mbsf), volcaniclastic conglomerates, siliceous mudstones, and marls from Units V and VI are characterized by higher CEC values that are correlated with total connected porosity.

3.3. Bound Water Content

Extreme variations of CEC across Site U1520 sedimentary section results in contrasted bound water content (Figure 2f). In siliciclastic Units I–III, the low and homogeneous CEC content causes very constant and low bound water content that averages ~5%. In contrast, CEC variations across carbonate Unit IV results in heterogeneous moderate bound water content that increases with depth from ~2% to 15% in marls while it is only ~2% in chalks. CEC being even more scattered in volcaniclastic Units V and VI, bound water content shows strong variations from moderate to very high values, averaging ~22% in conglomerates, ~17% in siliceous mudstones, and ~7% in marls.

3.4. Interstitial Porosity

Similar to the total connected porosity data, interstitial porosity data globally exponentially decreases with increasing depth through siliciclastic Units I–III, from ~70% near the seafloor to ~40% at the bottom of Unit III (Figures 2f and 2j). Corresponding compaction curves are $\phi_i = 46.6e^{-0.029\,\sigma'_v}$ ($R^2 = 0.29$) where σ'_v is effective vertical stress in MPa and $\phi_i = 46.6\,e^{\left(-\frac{z}{4144}\right)}$ ($R^2 = 0.27$) where z is depth in mbsf. Coarser sand-rich packages from Unit I are slightly more compacted than the global compaction trend, evidencing a particle-size dependency of compaction. In carbonate Unit IV, total connected porosity and interstitial porosity both show similar variations but the latter are intensified for interstitial porosity. In marls, interstitial porosity decreases from ~50% to ~39% up to ~690 mbsf and remain relatively constant ~25% through the lower part of the interval where debris flow occurs. In chalks, it steadily increases up to ~46%. The ~690–848 mbsf interval where interstitial porosity is preserved in marls and chalks correspond to a higher *P* wave velocity and thermal conductivity zone (Barnes et al., 2019). Several zones where interstitial porosity locally drops in marls are correlated to fault zones (Figure 2k; 660–670 and 690–700 mbsf). Another fault zone occurs at the marls/chalks boundary (~770 mbsf). As a result of Units V and VI high bound water content, interstitial porosity is significantly lower than total connected porosity and scatters between 3% and

Journal of Geophysical Research: Solid Earth 10.1029/2020JB020330

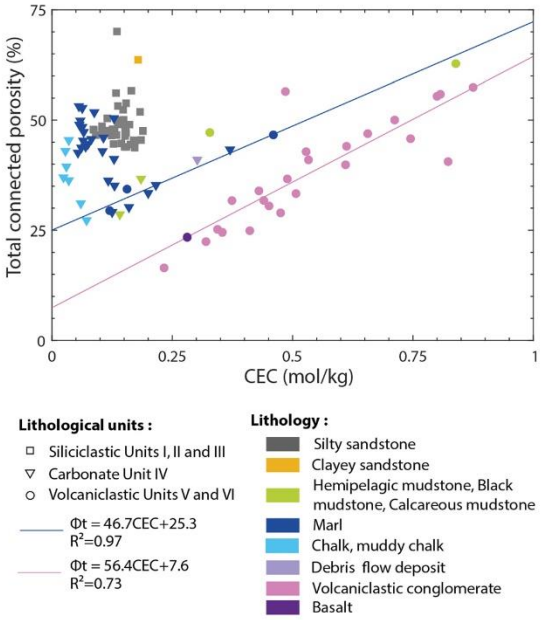


Figure 5. Total connected porosity versus cation exchange capacity for 106 samples from Site U1520 per lithological units and detailed lithology. The navy solid line corresponds to the best-fit trend for marls samples from Unit V. The pink solid line corresponds to the best-fit trend for volcaniclastic conglomerates samples from Units V and VI.

44% in conglomerates. The lowest values occur in calcite cemented samples with high *P* wave velocity (Barnes et al., 2019), and the highest values occur in poorly consolidated, matrix-supported altered conglomerates with elevated clay fraction. Interstitial porosity also strongly varies in Unit V marls and Unit VI siliceous mudstones.

3.5. LWD and Wireline Porosity: NMR, Neutron, and Resistivity-Derived Porosity

In Units I–III, neutron and NMR LWD porosity data are nearly equal and generally exceed total connected porosity (Figure 2f). The exceedance decreases as depth increases so that both nearly fit total connected porosity data below the coring gap in Unit III. In the Unit IV interval where NMR and neutron porosity logs are available, total connected porosity scatters between NMR and neutron porosity values. In the marl interval with high CEC values and thus high total clay content, LWD NMR better fits interstitial porosity rather than total connected porosity. NMR LWD porosity data fit very well to NMR porosity measured on samples.

Resistivity-derived porosity shows a behavior similar to that of interstitial porosity across the sedimentary column using the model developed by Revil et al. (1998) for clay-rich material by increasing Archie's law parameter m with increasing depth and using $a = 1$ (Figure 2j). A suitable match was obtained with $m = 1.9$ in Units I–III and $m = 2.3$ in Unit IV and in the upper part of Unit V where wireline resistivity was locally acquired. Cementation factors ~2 are commonly obtained for siliciclastic clay-rich facies (e.g., Bourlange et al., 2003; Conin et al., 2011; Dutilleul et al., 2020). It can be noticed that resistivity-derived porosity is consistent with interstitial porosity in carbonate Unit IV, although clay content significantly varies in this interval from zero to moderate values. Reciprocally, in volcaniclastic Unit V, resistivity-derived porosity matches very well interstitial porosity data contrary to total connected porosity data.

3.6. Pore Structure

3.6.1. MICP

In Units I to IV, MICP shows that there is only one family of macropore throats (Figure 2g). In siliciclastic Units I–III, the average diameter d_{50} of macropore throats is heterogeneous and ranges 0.2 to 0.7 μm. It is well correlated to interstitial porosity and total connected porosity with $\phi_i = 19.5 * d_{50} + 34.75$ ($R^2 = 0.62$) and $\phi_t = 18.6 * d_{50} + 40.78$ ($R^2 = 0.60$), the largest throats corresponding to the most porous samples (Figures S3a and S3b). In marls from Unit IV, the average diameter of macropore throats becomes more homogeneous and strongly decreases with increasing depth, from ~0.3 μm at the top of the unit to ~65 nm for the deepest marls. It is well correlated to interstitial porosity and total connected porosity with $\phi_i = 98.7 * d_{50} + 18.7$ ($R^2 = 0.92$) and $\phi_t = 54.5 * d_{50} + 32.5$ ($R^2 = 0.70$) (Figures S3a and S3b), the largest throats corresponding to the most porous samples. In contrast, in chalks, the average diameter of macropore throats is very homogeneous and slightly increases with depth from ~0.2 to ~0.4 μm. In volcaniclastic Units V and VI, most conglomerates exhibit a unimodal MICP pore throat size distribution with a dominant heterogeneous family of mesopore throats (2 nm < d_{50} < 20 nm). However, few samples are characterized by bimodal MICP pore throat size distribution and also show a secondary family of macropores throats (2 μm < d_{50} < 30 μm) accounting for ~25% of the porosity. The average diameter of the main family of mesopores is also correlated to interstitial porosity and total connected porosity with $\phi_i = 1455.9 * d_{50} + 1.2$ ($R^2 = 0.34$) and $\phi_t = 1641.5 * d_{50} + 22.1$ ($R^2 = 0.33$). In contrast, marls and siliceous mudstones are characterized by one family of mesopore to macropore throats ranging 6–640 nm in marls and 8–40 nm in siliceous mudstones. Mercury-trapped porosity follows the evolution of total connected porosity. The Katz-Thompson permeability (Figures 2h and S3c) was determined based on the dominant family of pore throats determined by MICP and follows the evolution of their diameter. It globally decreases with depth from ~$2.0 \cdot 10^{-16}$ m^2 to

Journal of Geophysical Research: Solid Earth 10.1029/2020JB020330

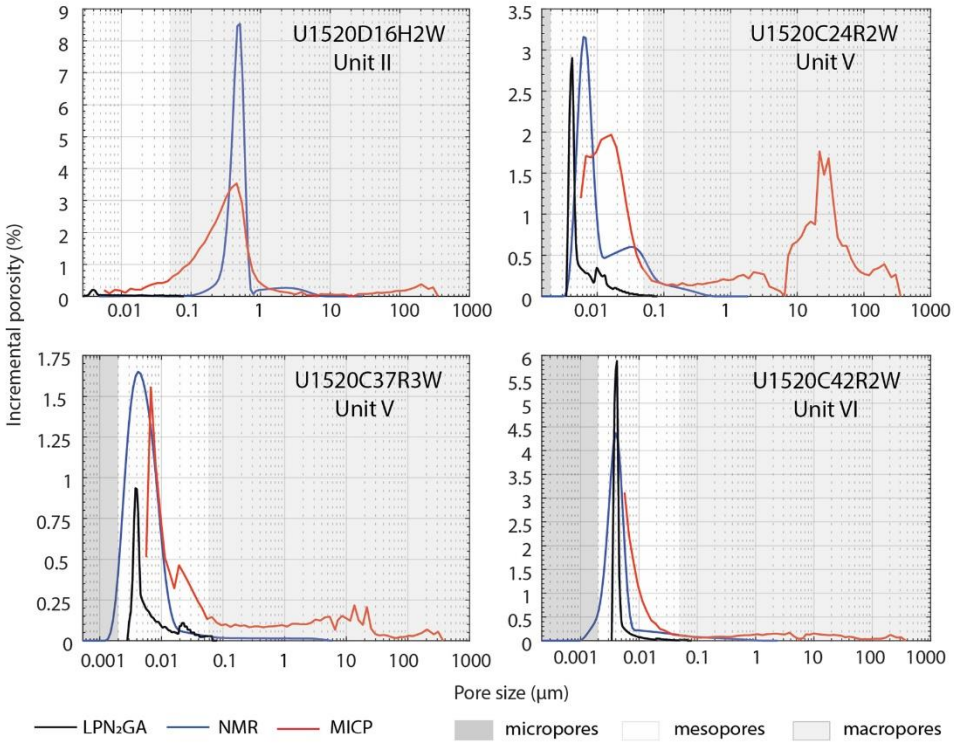


Figure 6. Comparison of pore size distributions from MICP, N_2GA (cylindrical BJH model), and converted NMR for representative samples from siliciclastic Unit II and volcaniclastic Units V and VI.

~$1.8{\cdot}10^{-17}$ m^2 in siliciclastic Units I to III and from ~$5.1{\cdot}10^{-17}$ to ~$1.9{\cdot}10^{-18}$ m^2 in the marl interval from Unit IV and increases from ~$1.9{\cdot}10^{-17}$ to $1.9{\cdot}10^{-16}$ m^2 in the chalk interval. Units V and VI are characterized by heterogeneous permeability values that range $4.7{\cdot}10^{-19}$ to ~$2.2{\cdot}10^{-17}$ m^2 in marls, ~$1.7–3.8{\cdot}10^{-19}$ m^2 in siliceous mudstones, ~$2.2{\cdot}10^{-20}$ m^2 in basalt and that are in the order of $\leq 1.0{\cdot}10^{-20}$ to $2.0{\cdot}10^{-19}$ m^2 in unimodal volcaniclastic samples. The five volcaniclastic samples showing bimodal MICP pore throat size distribution (Figures 2g and S4) are characterized by a mesoporal Katz-Thompson permeability in the ~$1–2{\cdot}10^{-19}$ m^2 range of values and significantly higher macroporal Katz-Thompson permeability in the order of 10^{-16} to 10^{-13} m^2. However, from our data, we were not able to discriminate which family of pores drives bulk permeability (Lai & Wang, 2015; Nooruddin et al., 2014; Rosenbrand et al., 2015; Zhao et al., 2015). Hence, we assume that, for these samples, permeability ranges between mesoporal and macroporal permeability and thus consider both endmembers in section 4.

3.6.2. NMR

In siliciclastic Units I–III, the distribution of NMR T_2 measured on samples is characterized by a major T_2 peak ~1.6–5.3 ms at 10 MHz and ~3.0–0.7 ms at 20 MHz (Figure 2i) corresponding to interstitial water that is often negatively skewed, eventually associated with a minor peak occurring <0.1 ms interpreted as bound water (Cheng & Heidari, 2017; Ellis & Singer, 2007; Yuan et al., 2018) (Figure 6). LWD T_2 distribution differs from laboratory data with an average T_2 that decreases from ~100 ms at the top of Unit I to ~10 ms at the bottom of Unit III. MICP and NMR can be correlated using an effective relaxivity ρ_e ranging 18–53 μm/s (in average, 35 μm/s, excluding the high value ~296 μm/s) at 10 MHz and ranging 23–62 μm/s (in average, 38 μm/s, excluding the high value ~407 μm/s) at 20 MHz, as found by Daigle et al. (2014) for equivalent lithologies. Lower effective relaxivity ~6 μm/s must be used to fit the higher LWD T_2 to MICP measurements on samples. In Unit IV, variations of the average T_2 are correlated to that of pore throat size measured by

Journal of Geophysical Research: Solid Earth 10.1029/2020JB020330

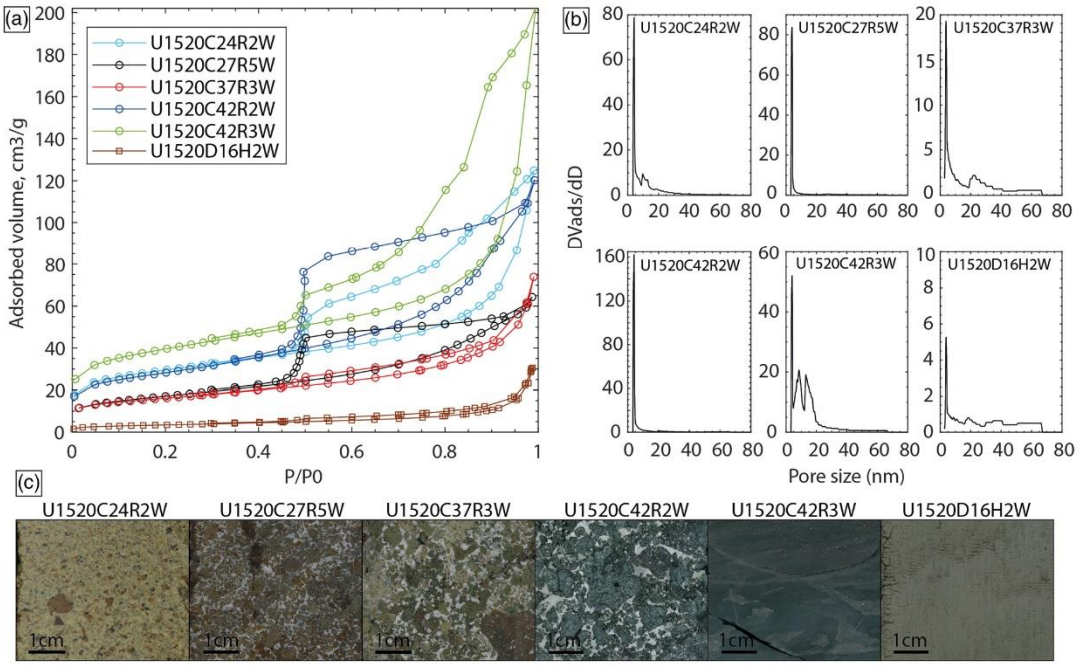


Figure 7. (a) Adsorption-desorption N_2 isotherms at 77 K and (b) distribution of the size of mesopores (2–50 nm) and small macropores (>50 nm) obtained with the BJH method assuming cylindrical pores for (c) representative samples from siliciclastic Unit II (U1520D16H2W) and volcaniclastic Units V (U1520C24R2W, U1520C27R5W, and U1520C37R3W) and VI (U1520C42R2W and U1520C42R3W).

MICP. T_2 decreases from up to ~4.7 ms (respectively, 3.6 ms) at the top of the unit to ~0.3 ms (respectively, 1 ms) at the bottom of the marl interval at 10 MHz (respectively, 20 MHz). In chalks, T_2 slightly increases with depth from ~0.6 ms up to ~5.5 ms at 10 MHz and from ~3.0 ms to ~5.1 ms at 20 MHz. The discrepancy between T_2 measured on samples and LWD T_2 is strongly reduced in Unit IV although LWD NMR is available only in a limited section of the upper marl interval. There, LWD T_2 decreases from ~10 to ~2 ms. At 10 MHz, effective relaxivity ranges 18–106 μm/s in marls (in average, 51 μm/s) and ~83–45 μm/s in chalks (in average, 64 μm/s). At 20 MHz, it ranges 15–28 μm/s in marls (in average, 21 μm/s) and ~15–19 μm/s in chalks (in average, 17 μm/s). LWD effective relaxivity averages 13 μm/s in marls and ~31 μm/s in chalks. In volcaniclastic Units V and VI, NMR T_2 distribution either show unimodal or bimodal positively skewed T_2 distribution with a major peak ranging 0.5–1.7 ms at 10 MHz. This peak corresponds to the major family of mesopores observed on MICP with ρ_e ranging 1.4–7.3 μm/s (in average, 2.6 μm/s) (Figure 6). Unit V marls and Unit VI siliceous mudstones are characterized by unimodal T_2 distributions with relatively narrow peaks in siliceous mudstones and positively skewed peaks in marls with modes ~1.5–2 ms. These T_2 peaks correspond to the mesopores to macropores evidenced by MICP using ρ_e ranging 5.3–54.7 μm/s (in average, 26 μm/s) in marls and ρ_e ~3.2 μm/s in siliceous mudstones.

3.6.3. N_2GA

Adsorption-desorption isotherms for siliciclastic Units I–III and volcaniclastic Units V and VI samples are type II isotherms with type B hysteresis (De Boer, 1958) evidencing macropores and mesopores with slit shape (Figure 7) as typically observed in clay-rich sediments (e.g., Daigle, 2014; Labani et al., 2013). Unlike siliciclastic samples, most volcaniclastic samples show hysteresis loops with steep desorption branches that suggest high-aspect ratio pores due to parallel alignment of clay mineral particles (Janssen et al., 2011, and references therein). Specific surface area (Table 1) is significantly higher in volcaniclastic

Journal of Geophysical Research: Solid Earth 10.1029/2020JB020330

Table 1
Summary of Porosity Data for Representative Samples From Siliciclastic Unit II (U1520D16H2W) and Volcaniclastic Units V (U1520C24R2W, U1520C27R5W, and U1520C37R3W) and VI (U1520C42R2W and U1520C42R3W) where ϕ_t is Total Connected Porosity, ϕ_i is Interstitial Porosity, ϕ_b is Bound Water Content, ϕ_{N_2} is N_2GA Porosity, ϕ_{Hg} is MICP Porosity, $\phi_{N_2} + \phi_{Hg}$ Corrected is the Porosity Derived From the Combination of the Pore Size Distributions From N_2GA (<80 nm) and MICP (>80 nm), ϕ_{NMR} is NMR Porosity, ϕ_{micro} and ϕ_{meso} are Microporosity and Mesoporosity Derived From N_2GA Using the Cylindrical BJH Model and ϕ_{macro} is Remaining Macroporosity, and S_{spe} is the BET Surface Area

	Type of porosity (%)										
Sample	ϕ_t	ϕ_i	ϕ_b	ϕ_{N_2}	ϕ_{Hg}	$\phi_{N_2} + \phi_{Hg}$ corrected	ϕ_{NMR}	ϕ_{micro}	ϕ_{meso}	ϕ_{macro}	S_{spe} (m^2/g)
U1520D 16H2W	47.9	42.3	5.6	7.5	38.3	43.4	56.3	0.1 (0%)	7.4 (17%)	35.9 (83%)	12.3
U1520C 24R2W	55.4	29.7	25.7	32.9	39.5	53.6	43.7	2.5 (5%)	30.4 (57%)	20.7 (38%)	106.6
U1520C 27R5W	33.9	13.3	20.6	19.8	8.4	22.4	—	0.8 (4%)	19.0 (85%)	2.6 (11%)	61.1
U1520C 37R3W	24.9	2.6	22.3	21.8	11.8	26.1	—	1.2 (5%)	20.6 (79%)	4.3 (16%)	58.1
U1520C 42R2W	40.6	5.9	34.7	34	16.2	56.4	—	1.7 (3%)	32.3 (57%)	22.4 (40%)	101.5
U1520C 42R3W	62.8	40.78	22.0	46.4	40.2	49	63.7	2.1 (4%)	44.3 (90%)	2.6 (6%)	143.4

samples (~58–143 m^2/g) characterized by a majority (57–90%) of small mesopores and macropores (11–40%) than in siliciclastic samples (~12 m^2/g) that are mostly composed of macropores (>80%).

4. Discussion

4.1. Relation Between CEC, Hydrous Mineral Composition, and Bound Water Content

Although post-cruise measurements were carried on different pieces of samples from heterogeneous Units V and VI, there are clear trends relating CEC and bulk mineral composition (Figures 2, 4, and S1a) evidencing that CEC is a sensitive proxy for bulk bound water content (Figure 3). Scattered CEC values from Unit I to VI reflect the evolution of the ratio of non-hydrous to hydrous mineral content and the type of hydrous mineral since non-hydrous minerals all show very low theoretical CEC values whereas hydrous minerals are characterized by specific theoretical high to very high CEC values. Theoretical CEC is 0.8–1.5 mol/kg in pure smectite, 0.1–0.4 mol/kg in illite, ~4.5 mol/kg in phillipsite, ~3.2 mol/kg in heulandite, ~2.2 mol/kg in clinoptilolite, and 0.08–0.13 mol/kg in opal (e.g., Derkowski et al., 2015; Pabalan & Bertetti, 2001; Reeves et al., 2006). Here, non-hydrous minerals are mainly quartz and feldspar in siliciclastic Units I to III and calcite in Units IV to VI. Hydrous minerals are mostly smectites in all samples, with zeolites occurring in some conglomerates from Units V and VI and opal in siliceous mudstones from Unit VI. XRD data evidence that from Unit I to VI, smectites are dioctahedral two-water layer smectites with d(0001) ranging 14.6–15.5 Å and a d(060) value ~1.50 Å. This supports the fact that most data plot on a bound water ratio-CEC trend that corresponds to $n = 15$ water molecules per cation charge (Figure 3). We relate the scatter of the data around this trend by the occurrence of other hydrous minerals like zeolites and opal that theoretically show higher and lower CEC than smectite, respectively.

4.2. Controls on Porosity

The absence of correlation between CEC and total connected porosity for Units I–III (Figure 5), shallow marls (~510–690 mbsf), and chalks from Unit IV shows that for these lithologies, total connected porosity is mainly controlled by compaction rather than mineralogy. This is also evidenced by the linear decrease of macropore size with decreasing total connected porosity that characterizes samples from Units I–III and marls from Unit IV (Figure S3a). From siliciclastic Unit I to ~690 mbsf in Unit IV marl interval, interstitial porosity and resistivity-derived porosity exhibit a normal consolidation trend as typically observed in the shallow parts of the basins entering subduction zones (e.g., Dutilleul et al., 2020; Kitajima & Saffer, 2014; Screaton et al., 2002). It is thus possible to use this trend as a reference compaction trend to compare with that of equivalent lithologies at other sites located closer to the deformation front. In chalks from Unit IV, the strong increase in pore throats diameter, interstitial porosity (Figures 2f and S3b), *P* wave velocity, and thermal conductivity (Barnes et al., 2019) suggests higher cementation that prevents pores from collapsing. On the other hand, samples with higher CEC values (>0.2 mol/kg) like the clay-rich marl interval with calcareous mudstones and debris flow deposits in Unit IV (~690–776 mbsf) and Units V and VI are characterized by a very good positive (respectively negative) correlation between CEC (respectively calcite

Journal of Geophysical Research: Solid Earth 10.1029/2020JB020330

content) and total connected porosity (Figures 5 and S1b) and a positive correlation between calcite content and *P* wave velocity (Barnes et al., 2019). This evidences a strong control of the ratio of hydrous to non-hydrous mineral content on physical properties in these units. In volcaniclastics, marls, and siliceous mudstones from Units V and VI, high hydrous mineral content results in elevated bound water content and thus enhanced total connected porosity, whereas high calcite content in calcite-cemented intervals showing higher *P* wave velocity tends to strongly reduce interstitial porosity and thus total connected porosity. In the −690 to 776 mbsf marl-rich interval in Unit IV, the small decrease in interstitial porosity and macropore size is correlated to increasing *P* wave velocity and high thermal conductivity values (Barnes et al., 2019) that suggest higher cementation with increasing depth. This effect is counterbalanced by a rise in clay bound water content with depth, resulting in relatively constant total connected porosity. There is also a relation between porosity and deformation in marls from Unit IV since fault zones occur in zones (660–670 mbsf; 690–700 mbsf) where porosity is locally reduced in locally strengthened sediments with higher *P* wave velocity (Barnes et al., 2019).

4.3. Comparison of Logging Porosity and Porosity Measured on Samples

The very good match of resistivity-derived porosity to interstitial porosity across the entire sedimentary section and underlying oceanic crust supports hypotheses raised in previous works. First, resistivity-derived porosity must be calibrated using effective porosity like interstitial porosity rather than total connected porosity (e.g., Conin et al., 2011), suggesting that bound water cannot be recorded at the scale of resistivity logs here although it is commonly assumed (e.g., Ellis & Singer, 2007). Second, it is critical to account for the very high surface conductivity of clays in siliciclastic clay-rich (e.g., Bourlange et al., 2003; Conin et al., 2011) and altered volcaniclastic clay-rich materials (e.g., Revil, 2002) to accurately determine effective porosity from logging data.

Because of the truncation of NMR T_2 distribution between 1 and 1,000 ms, NMR logging data were expected to underestimate bound water content (typically <1 ms) (Barnes et al., 2019) and thus to better match interstitial porosity than total connected porosity. However, in Units I–IV, LWD NMR provides significantly higher clay bound water content than CEC does, resulting in LWD NMR porosity that is closer to total connected porosity than to interstitial porosity. LWD NMR porosity follows the pattern of interstitial porosity only in the bottom part of the LWD interval. Overall, the discrepancy between LWD NMR porosity and total connected porosity decreases as LWD T_2 becomes closer to T_2 measured on core samples. However, the data highlight that logging NMR data are not directly comparable with laboratory data. This can be explained by distinct ranges of T_2 distribution due to strong contrast of frequency between the logging tool and the Minispec on one hand and to variations in processing on the other hand. Although LWD NMR porosity equals NMR porosity measured on samples, in most samples (Units V and VI potentially excepted as discussed below), the quantification of bound water content from CEC seems to be more realistic than that from LWD NMR because of the too high T_2 cutoff values used to separate clay-bound water and interstitial water on logging data (e.g., Cheng & Heidari, 2017; Ellis & Singer, 2007; Yuan et al., 2018).

4.4. Pore Size Distribution From MICP, N_2GA, and NMR

Taking into account that MICP, N_2GA, and NMR measure distinct features of pores and were performed on distinct pieces of samples picked up from heterogeneous formations, the three methods are very well correlated in the mesopore and small macropore (<10 μm) range of pore size distribution (Figure 6). In particular, the good match between N_2GA and MICP pore size distributions shows that MICP provides satisfying results when characterizing mesopores up to its detection threshold ~6 nm. Because of the parameters used for NMR experiments, NMR cannot capture macropores >10 μm. However, NMR pore size distribution satisfyingly averages the distribution resulting from MICP and N_2GA that provide information on the largest and smallest pores, respectively. This observation suggests that although N_2GA provides additional insights on microporosity and pore geometry, performing MICP and NMR experiments may be enough to characterize macropore to mesopore size distribution.

As suggested in previous works (e.g., Daigle, 2014; Schmitt et al., 2013), the porosity value obtained by combining N_2GA and MICP pore size distributions taking into account the range of overlap between both methods roughly equals total connected porosity (Table 1). Here, we show that this porosity better matches interstitial porosity for macroporous Unit II U1520D16H2W sample. However, for Units V and VI samples, it

Journal of Geophysical Research: Solid Earth 10.1029/2020JB020330

significantly exceeds interstitial porosity, either suggesting that the producibility of fluids is not only related to pore size or that helium pycnometer may underestimate total connected porosity in mesoporous to microporous samples (e.g., Labani et al., 2013). Another possibility is that the occurrence of other hydrous minerals like opal or zeolites in addition to smectite in some samples from Units V and VI may lead to uncertainties regarding the determination of interstitial porosity with Equation 3 that is commonly used for sediments hosting clay only as hydrous minerals (Conin et al., 2011; Dutilleul et al., 2020; Henry, 1997; Henry & Bourlange, 2004).

4.5. Potential for Fluid Production

Our results suggest that siliciclastic Units I–III are characterized by a total connected porosity that is mainly controlled by compaction. These sediments are currently releasing interstitial water as a result of normal consolidation associated with burial and also have potential for bound water production associated with smectite dehydration at greater depth. In pelagic carbonate Unit IV, total connected porosity is affected by compaction, clay mineral content, and deformation processes associated with the generation of fault zones. In marls, there is a homogenization and reduction of pore size and a rise in total clay content with increasing depth. This suggests a reduction of the contribution of compaction to dewatering with ongoing lithification as depth increases while the potential for bound water production by smectite dehydration increases. In chalks, the increase in total connected porosity, interstitial porosity, and pore size may be induced by an increase in cementation that prevents pores from collapsing. In volcaniclastic Units V and VI, total connected porosity is mainly driven by bulk mineral composition. Conglomerates, siliceous mudstones, and marls are all characterized by elevated hydrous mineral content with significant potential for bound water production by dehydration of smectite, opal, and zeolite. Additional release of interstitial water may also occur in unconsolidated intervals like matrix-supported altered conglomerates.

4.6. Permeability, Flow Path, and Décollement Location

Permeability can be inferred from pore size distribution along the sedimentary section at Site U1520 with higher permeability expected in the intervals with larger pores at percolation threshold. The significant reduction and homogenization of macropore size from siliciclastic Unit I to carbonate Unit IV indicates a strong reduction of permeability that is mainly driven by pore collapse associated with vertical loading across this interval. In Unit IV, the lowest permeability (~10^{-18} m^2) occurs in the clay-rich marl interval ~690–776 mbsf with calcareous mudstone and debris flow deposits sandwiched in between. Beneath, chalks with larger macropores likely represent a more permeable (~10^{-17} to 10^{-16} m^2) interval above volcaniclastic Units V and VI characterized by contrasted hydrogeological properties. Units V and VI are globally characterized by very low permeability (~10^{-19} to 10^{-20} m^2) and dominant mesoporosity in calcite-cemented volcaniclastics, mudstones, or marls. The occurrence of calcite-filled veins in Units V and VI and chalks in Unit IV likely contributes to permeability reduction and suggests that fluid flow occurred in these units. The absence of such structures and the fact that no change in clay mineralogy was observed within and on both sides of the fault zones identified in the marl interval from Unit IV suggest that these fault zones do not act like preferential flow paths for fluids produced deeper. However, uncemented conglomerates showing both mesoporosity and macroporosity (e.g., sample U1520C24R2W in Figures 6 and 7) may form intervals of higher porosity and permeability channeling fluid flow, located at the top of Unit V or sandwiched in between calcite-cemented low-permeability mesoporous volcaniclastics that compose most of Units V and VI.

Along the margin, the décollement is thought to channel substantial fluids and to be highly overpressured (Barnes et al., 2010, and references therein; Ellis et al., 2015). At the southern part of the margin, it has been inferred from seismic data to coincide with or to lie about a hundred meters above seismic Reflector 7 (Barnes et al., 2010; Crutchley et al., 2020; Plaza-Faverola et al., 2012, 2016). Seismic Reflector 7 has been interpreted as the boundary between Miocene sediments and underlying Early Oligocene to Late Cretaceous low-permeability pelagic chalks and calcareous mudstones ("Sequence Y" of Davy et al., 2008). Beneath Sequence Y, Cretaceous sediments ("MES" sequence) and oceanic crust of the Hikurangi Plateau ("VB" sequence) have been identified (Crutchley et al., 2020; Davy et al., 2008). At Site U1520, the lower part of pelagic carbonate Unit IV and underlying volcaniclastic Units V and VI show similarity in terms of lithology to the "Y," "MES," and "VB" sequences described in the southern part of the margin. The lower part of Unit IV (seismic Unit 8, Figure 2a), Unit V, and the top of Unit VI show similar characteristics to that

Journal of Geophysical Research: Solid Earth 10.1029/2020JB020330

developed at the locus for the formation of the future décollement at other subduction zones. In subduction zones, the décollement generally forms in overpressured fluid-rich and highly porous clay-rich zones correlated to high-amplitude negative polarity seismic reflection (Bangs et al., 1999, 2004; Cochrane et al., 1994; Dean et al., 2010; Mikada et al., 2005; Moore et al., 1998; Moore & Shipley, 1993; Shipley et al., 1994) and/or freshening anomalies associated with bound water release (e.g., Bekins et al., 1995; Dutilleul et al., 2020; Henry, 1997; Henry & Bourlange, 2004; Spinelli et al., 2006). At Site U1520, geophysical and geochemical signatures including local elevated bound water content related to high smectite, zeolite, and opal content, high amplitude-negative polarity seismic reflections (seismic Unit 9, Figure 2a) and freshening anomalies suggest that volcaniclastic Units V and VI are fluid-rich. In particular, three zones where interstitial water chloride content is ~6% less than modern seawater values occur at Site U1520 (Figure 2) ~769 mbsf in the lower part of pelagic carbonate Unit IV, ~875 and ~930 mbsf in volcaniclastic Unit V (Barnes et al., 2019). In Unit V, these chloride anomalies correspond to zones showing high total connected porosity and bound water content, but contrasted interstitial porosity values. They are also, at least locally, correlated to macroporous and mesoporous uncemented conglomerates expected to behave as pathways for fluids to flow. They have been interpreted shipboard as resulting from recent and local dehydration reactions. Possible rebuttals are the fact that shipboard pore water extraction process may result in anomalous freshening (Fitts & Brown, 1999) and the low in situ temperature ~40°C regarding the range of temperature required for dehydration reactions to occur (Barnes et al., 2019). The negative polarity seismic reflections typically suggest high fluid content (e.g., Dean et al., 2010) but may also be induced by the volcanic composition of rocks (Barnes et al., 2019). Although there are uncertainties regarding the present production of bound fluids and pore fluid pressure at Site U1520, volcaniclastic Units V and VI are very likely to produce fluids landward, at greater depth. The base of the smectite-rich marl interval in Unit IV where permeability is low may act as a barrier preventing the produced fluids from flowing toward the surface. In that case, this interval would accumulate elevated pore pressure and potentially behave like the locus for décollement initiation. Alternatively, the décollement may initiate at or below the carbonate Unit IV-volcaniclastic Unit V interface. If the hypothesis of uncemented volcaniclastic conglomerate intervals developing higher permeability (~10^{-13} to 10^{-16} m^2) associated with macroporosity is correct, then the interval of highly porous uncemented volcaniclastics occurring just below the Unit IV-Unit V interface and correlated to the chloride anomaly observed ~875 mbsf at Site U1520 would be a candidate for hosting trapped locally produced or deeper sourced fluids due to the contrast of permeability with upper Unit IV chalks (~10^{-16} to 10^{-17} m^2) and thus for developing elevated pore fluid pressure and for the décollement to initiate. Similarly, the décollement may initiate in zones of contrasted permeability in Units V or VI. There, the very low permeability characterizing mesoporous rocks that compose most of these units may act as a barrier preventing fluids to flow toward the seafloor, resulting in pore pressure buildup in higher porosity and permeability intervals hosting these fluids because of acting as preferential flow paths. A potential candidate is the interval corresponding to the chloride anomaly ~930 mbsf at Site U1520 where uncemented mesoporous and macroporous higher permeability conglomerates occur.

5. Conclusion

We have shown strong heterogeneities of interstitial and bound fluid contents, sediment compaction state, pore size distribution, and hydrous mineral content across the northern Hikurangi margin input section from IODP Expeditions 372/375 logging data and samples. We have evidenced the following:

1. Siliciclastic Units I–III are macroporous illite and smectite-bearing clayey siltstones to silty sandstones with low CEC and bound water content that currently undergo substantial compaction-induced dewatering as they are normally consolidated with burial.
2. Macroporous smectite-rich marls and calcareous mudstones with occasional debris flow deposits above chalks in the lower part of pelagic carbonate Unit IV might correspond to the locus for décollement initiation as suggested further south of the margin because of low permeability that may prevent fluids produced locally or deeper to flow toward the surface. Marls and calcareous mudstones undergo normal consolidation associated with a reduction of the size of macropores from fine to very fine, compaction-induced dewatering and strong permeability reduction. The base of the marl interval also shows increasing CEC and smectite content, resulting in a bound water content that rises with depth up to moderate values and that may be released at greater depths. In contrast, chalks show higher

Journal of Geophysical Research: Solid Earth 10.1029/2020JB020330

permeability and low potential for fluid production with negligible bound water content and cemented macropores whose size rises with depth.

3. Units V and VI are mostly composed of mesoporous very low permeability calcite-cemented volcaniclastic materials with very high hydrous mineral (smectites, zeolites, and opal) content, associated with significant potential for bound water release as already suggested by the occurrence of several freshening anomalies. The top of Units V and VI likely hosts local zones of higher porosity and permeability due to the occurrence of additional macropores that may be alternative locations for the future décollement to form.

Data Availability Statement

This research used data provided by the International Ocean Discovery Program (IODP) and freely available on the LIMS Report Interface Page at http://web.iodp.tamu.edu/LORE or on the log database (http://mlp.ldeo.columbia.edu/logdb/scientific_ocean_drilling). Post-cruise data are available in the OTELo Research Data Repository (https://doi.org/10.24396/ORDAR-37 for petrophysical and geochemical data and https://doi.org/10.24396/ORDAR-39 for XRD data).

Acknowledgments

We greatly acknowledge the funding of the shore-based measurements of CNRS-INSU and IODP-France. We thank David Billet, Philippe Rousselle, Maximilien Beuret, Valérie Goncalves, Géraldine Kitzinger, and Hervé Marmier from the LIEC laboratory in Nancy and Metz (France) for running CEC, exchangeable cation composition, and soluble chloride content analyses. We also thank Angelina Razafitianamaharavo from the LIEC laboratory in Vandoeuvre-lès-Nancy, France, for performing nitrogen adsorption/desorption experiments. We finally acknowledge Danièle Bartier and Lise Salsi for their support in the XRD and calcimetry analyses. Finally, we would like to thank Pierre Henry and the second anonymous reviewer for their very constructive comments that greatly helped to improve the manuscript.

References

Archie, G. E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, 146*, 54–62. https://doi.org/10.2118/942054-g

Bangs, N. L., Shipley, T. H., Moore, C., & Moore, G. F. (1999). Fluid accumulation and channeling along the northern Barbados Ridge décollement thrust. *Journal of Geophysical Research, 104*(B9), 20,399–20,414. https://doi.org/10.1029/1999JB900133

Bangs, N. L. B., Shipley, T. H., Gulick, S. P. S., Moore, G. F., Kuromoto, S., & Nakamura, Y. (2004). Evolution of the Nankai Trough décollement from the trench into the seismogenic zone: Inferences from three-dimensional seismic reflection imaging. *Geology, 32*(4), 273–276. https://doi.org/10.1130/G20211.2

Barnes, P. M., Lamarche, G., Bialas, J., Henrys, S., Pecher, I., Netzeband, G. L., et al. (2010). Tectonic and geological framework for gas hydrates and cold seeps on the Hikurangi subduction margin New Zealand. *Marine Geology, 272*(1–4), 26–48. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.03.012

Barnes, P. M., Wallace, L. M., Saffer, D. M., Bell, R. E., Underwood, M. B., Fagereng, A., et al. (2020). Slow slip source characterized by lithological and geometric heterogeneity. *Science Advances, 6*(13), eaay3314. https://doi.org/10.1126/sciadv.aay3314

Barnes, P. M., Wallace, L. M., Saffer, D. M., Pecher, I. A., Petronotis, K. E., LeVay, L. J., et al. (2019). Site U1520. In L. M. Wallace, D. M. Saffer, P. M. Barnes, I. A. Pecher, K. E. Petronotis, L. J. LeVay, & The Expedition 372/375 Scientists (Eds.), *Hikurangi subduction margin coring, logging, and observatories, Proceedings of the International Ocean Discovery Program* (Vol. 372B/375). College Station, TX: International Ocean Discovery Program. https://doi.org/10.14379/iodp.proc.372B375.105.2019

Bartlow, N. M., Wallace, L. M., Beavan, R. J., Bannister, S., & Segall, P. (2014). Time-dependent modeling of slow slip events and associated seismicity and tremor at the Hikurangi subduction zone New Zealand. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119*, 734–753. https://doi.org/10.1002/2013JB010609

Bassett, D., Sutherland, R., & Henrys, S. (2014). Slow wavespeeds and fluid overpressure in a region of shallow geodetic locking and slow slip Hikurangi subduction margin, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters, 389*, 1–13. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.12.021

Beavan, J., Wallace, L., Douglas, A., & Fletcher, H. (2007). Slow slip events on the Hikurangi subduction interface, New Zealand. In P. Tregoning & C. Rizos (Eds.), *Dynamic planet, monitoring and understanding a dynamic planet with geodetic and oceanographic tools* (pp. 438–444). Berlin: Springer.

Bekins, B. A., & Dreiss, S. J. (1992). A simplified analysis of parameters controlling dewatering in accretionary prisms. *Earth and Planetary Science Letters, 109*(3–4), 275–287. https://doi.org/10.1016/0012-821x(92)90092-a

Bekins, B. A., McCaffrey, A. M., & Dreiss, J. D. (1995). Episodic and constant flow models for the origin of low-chloride waters in a modern accretionary complex. *Water Resources Research, 31*(12), 3205–3215. https://doi.org/10.1029/95WR02569

Bell, R., Sutherland, R., Barker, D. H. N., Henrys, S., Bannister, S., Wallace, L., & Beavan, J. (2010). Seismic reflection character of the Hikurangi subduction interface, New Zealand, in the region of repeated Gisborne slow slip events. *Geophysical Journal International, 180*(1), 34–48. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04401.x

Bilek, S. L., & Lay, T. (2002). Tsunami earthquakes possibly widespread manifestations of frictional conditional stability: Variability of Greenland accumulation. *Geophysical Research Letters, 29*(14), 18-1–18-4. https://doi.org/10.1029/2002GL015215

Blum, P. (1997). Physical properties handbook: A guide to the shipboard measurement of physical properties of deep-sea cores (online), Tech. Note 26, Ocean Drill. Program, College Station, Tex. Retrieved from http://www-odp.tamu.edu/publications/tnotes/tn26/INDEX.HTM

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*(3), 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*(1–2), 103–112. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00082-7

Bray, C. J., & Karig, D. E. (1985). Porosity of sediments in accretionary prisms and some implications for dewatering processes. *Journal of Geophysical Research, 90*(B1), 768–778. https://doi.org/10.1029/JB090iB01p00768

Brown, K. M., & Ransom, B. (1996). Porosity corrections for smectite-rich sediments: Impact on studies of compaction, fluid generation, and tectonic history. *Geology, 24*(9), 843–846. http://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024%3c0843:PCFSRS%3e2.3.CO;2

Bussian, A. E. (1983). Electrical conductance in a porous medium. *Geophysics, 48*(9), 1258–1268. https://doi.org/10.1190/1.1441549

Carr, H. Y., & Purcell, E. M. (1954). Effects of diffusion on free precession in nuclear magnetic resonance experiments. *Physical Review, 94*(3), 630–638. https://doi.org/10.1103/PhysRev.94.630

Cherg, K., & Heidari, Z. (2017). Combined interpretation of NMR and TGA measurements to quantify the impact of relative humidity on hydration of clay minerals. *Applied Clay Science, 143*, 362–371. https://doi.org/10.1016/j.clay.2017.04.006

Cochrane, G. R., Moore, J. C., MacKay, M. E., & Moore, G. F. (1994). Velocity and inferred porosity model of the Oregon accretionary prism from multichannel seismic data: Implications on sediment dewatering and overpressure. *Journal of Geophysical Research, 99*(B4), 7033–7043. https://doi.org/10.1029/93JB03206

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. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 12*, Q0AD07. https://doi.org/10.1029/2010GC003381

Crutchley, G. J., Klaeschen, D., Henrys, S. A., Pecher, I. A., Mountjoy, J. J., & Woelz, S. (2020). Subducted sediments, upper-plate deformation and dewatering at New Zealand's southern Hikurangi subduction margin. *Earth and Planetary Science Letters, 530*, 115945. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115945

Daigle, H. (2014). Microporosity development in shallow marine sediments from the Nankai Trough. *Marine Geology, 357*, 293–303. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.09.041

Daigle, H., Thomas, B., Rowe, H., & Nieto, M. (2014). Nuclear magnetic resonance characterization of shallow marine sediments from the Nankai Trough, Integrated Ocean Drilling Program Expedition 333: NMR of Nankai Trough sediments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119*, 2631–2650. https://doi.org/10.1002/2013JB010784

Davy, B., Hoernle, K., & Werner, R. (2008). Hikurangi Plateau: Crustal structure, rifted formation, and Gondwana subduction history: Hikurangi plateau-crustal structure and history. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9*, Q07004. https://doi.org/10.1029/2007GC001855

De Boer, J. H. (1958). The structure and properties of porous materials. In *Proceedings of the Tenth Symposium of the Colston Research Society Held in the University of Bristol* (pp. 68–94). London: Butterworths.

Dean, S. M., McNeill, L. C., Henstock, T. J., Bull, J. M., Gulick, S. P. S., Austin, J. A., et al. (2010). Contrasting décollement and prism properties over the Sumatra 2004–2005 earthquake rupture boundary. *Science, 329*(5988), 207–210. https://doi.org/10.1126/science.1189373

Dennis, B. (1997). *Pores explored. Middle East well evaluation review* (Vol. 19, pp. 53–65). Schlumberger.

Derkowski, A., Środoń, J., & McCarty, D. K. (2015). Cation exchange capacity and water content of opal in sedimentary basins: Example from the Monterey Formation, California. *American Mineralogist, 100*(5–6), 1244–1256. https://doi.org/10.2138/am-2015-5008

Doser, D. I., & Webb, T. H. (2003). Source parameters of large historical (1917–1961) earthquakes, North Island, New Zealand. *Geophysical Journal International, 152*(3), 795–832. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01895.x

Dunn, K. J., Bergman, D. J., & LaTorraca, G. A. (2002). *Nuclear magnetic resonance: Petrophysical and logging applications, handbook of geophysical exploration: Seismic exploration* (Vol. 32, pp. 1–293). Kidlington, Oxford, UK: Pargamon.

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

Ellis, D. V., & Singer, J. M. (2007). *Well logging for Earth scientists*. Dordrecht, The Netherlands: Springer. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4602-5

Ellis, S., Fagereng, Å., Barker, D., Henrys, S., Saffer, D., Wallace, L., et al. (2015). Fluid budgets along the northern Hikurangi subduction margin, New Zealand: The effect of a subducting seamount on fluid pressure. *Geophysical Journal International, 202*(1), 277–297. https://doi.org/10.1093/gji/ggv127

Fagereng, Å., Diener, J. F. A., Ellis, S., & Remitti, F. (2018). Fluid-related deformation processes at the up- and downdip limits of the subduction thrust seismogenic zone: What do the rocks tell us? In T. Byrne et al. (Eds.), *Geology and tectonics of subduction zones: A tribute to Gaku Kimura: Geological Society of America Special Paper* (Vol. 534, pp. 187–215). Boulder, Colorado, USA: The Geological Society of America. https://doi.org/10.1130/2018.2534(12)

Fagereng, Å., Savage, H. M., Morgan, J. K., Wang, M., Meneghini, F., Barnes, P. M., et al. (2019). Mixed deformation styles observed on a shallow subduction thrust, Hikurangi margin, New Zealand. *Geology, 47*(9), 872–876. https://doi.org/10.1130/G46367.1

Ferrage, E. (2016). Investigation of the interlayer organization of water and ions in smectite from the combined use of diffraction experiments and molecular simulations. A review of methodology, applications and perspectives. *Clays and Clay Minerals, 64*(4), 348–373. https://doi.org/10.1346/CCMN.2016.0640401

Ferrage, E., Lanson, B., Sakharov, B. A., & Drits, V. A. (2006). Investigation of smectite hydration properties by modeling experimental X-ray diffraction patterns: Part I. Montmorillonite hydration properties. *American Mineralogist, 90*(8–9), 1358–1374. https://doi.org/10.2138/am.2005.1776

Fitts, T. G., & Brown, K. M. (1999). Stress-induced smectite dehydration: Ramifications for patterns of freshening and fluid expulsion in the N. Barbados accretionary wedge. *Earth and Planetary Science Letters, 172*(1–2), 179–197. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00168-5

Geersen, J., McNeill, L., Henstock, T. J., & Gaedicke, C. (2013). The 2004 Aceh-Andaman earthquake: Early clay dehydration controls shallow seismic rupture: Shallow rupture off northern Sumatra. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 14*, 3315–3323. https://doi.org/10.1002/ggge.20193

Grunewald, E., & Knight, R. (2009). A laboratory study of NMR relaxation times and pore coupling in heterogeneous media. *Geophysics, 74*, E215eE221. https://doi.org/10.1190/1.3223712

Henry, P. (1997). Relationship between porosity, electrical conductivity and cation exchange capacity in Barbados wedge sediments. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results* (Vol. 156, pp. 137–149). College Station, TX: Ocean Drilling Program. https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.156.020.1997

Henry, P., & Bourlange, S. (2004). Smectite and fluid budget at Nankai IODP sites derived from cation exchange capacity. *Earth and Planetary Science Letters, 219*(1–2), 129–145. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00694-0

Holtzapffel, T. (1985). Les minéraux argileux, Préparation. In *Analyse diffractométrique et détermination* (Vol. 12, pp. 3–136). Villeneuve d'Ascq, France: Société Géologique du Nord.

Hüpers, A., & Kopf, A. J. (2012). Effect of smectite dehydration on pore water geochemistry in the shallow subduction zone: An experimental approach. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 13*, Q0AD26. https://doi.org/10.1029/2012GC004212

Hüpers, A., Torres, M. E., Owari, S., McNeill, L. C., Dugan, B., Henstock, T. J., et al. (2017). Release of mineral-bound water prior to subduction tied to shallow seismogenic slip off Sumatra. *Science, 356*(6340), 841–844. https://doi.org/10.1126/science.aal3429

Janssen, C., Wirth, R., Reinicke, A., Rybacki, E., Naumann, R., Wenk, H.-R., & Dresen, G. (2011). Nanoscale porosity in SAFOD core samples (San Andreas Fault). *Earth and Planetary Science Letters, 301*(1–2), 179–189. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.10.040

Kameda, J., Hina, S., Kobayashi, K., Yamaguchi, A., Hamada, Y., Yamamoto, Y., et al. (2012). Silica diagenesis and its effect on interplate seismicity in cold subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters, 317–318*, 136–146. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.11.041

Kastner, M., Solomon, E. A., Harris, R. N., & Torres, M. E. (2014). Fluid origins, thermal regimes, and fluid and solute fluxes in the forearc of subduction zones. In *Developments in marine geology* (Vol. 7, pp. 671–733). Amsterdam, Netherlands: Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-62617-2.00022-0

Katz, A. J., & Thompson, A. H. (1986). Quantitative prediction of permeability in porous rock. *Physical Review B, 34*(11), 8179–8181. https://doi.org/10.1103/PhysRevB.34.8179

Katz, A. J., & Thompson, A. H. (1987). Prediction of rock electrical conductivity from mercury injection measurements. *Journal of Geophysical Research, 92*(B1), 599–607. https://doi.org/10.1029/JB092iB01p00599

Kitajima, H., & Saffer, D. M. (2014). Consolidation state of incoming sediments to the Nankai Trough subduction zone: Implications for sediment deformation and properties. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 15*, 2821–2839. https://doi.org/10.1002/2014GC005360

Kodaira, S., Iidaka, T., Kato, A., Park, J.-O., Iwasaki, T., & Kaneda, Y. (2004). High pore fluid pressure may cause silent slip in the Nankai Trough. *Science, 304*(5675), 1295–1298. https://doi.org/10.1126/science.1096535

Koulali, A., McClusky, S., Wallace, L., Allgeyer, S., Tregoning, P., D'Anastasio, E., & Benavente, R. (2017). Slow slip events and the 2016 Te Araroa M_w 7.1 earthquake interaction: Northern Hikurangi subduction, New Zealand: Slow slip and the Te Araroa earthquake. *Geophysical Research Letters, 44*, 8336–8344. https://doi.org/10.1002/2017GL074776

Labani, M. M., Rezaee, R., Saeedi, A., & Hinai, A. A. (2013). Evaluation of pore size spectrum of gas shale reservoirs using low pressure nitrogen adsorption, gas expansion and mercury porosimetry: A case study from the Perth and Canning Basins, Western Australia. *Journal of Petroleum Science and Engineering, 112*, 7–16. https://doi.org/10.1016/j.petrol.2013.11.022

Lai, J., & Wang, G. (2015). Fractal analysis of tight gas sandstones using high-pressure mercury intrusion techniques. *Journal of Natural Gas Science and Engineering, 24*, 185–196. https://doi.org/10.1016/j.jngse.2015.03.027

Li, Y., & Wardlaw, N. C. (1986). The influence of wettability and critical pore-throat size ratio on snap-off. *Journal of Colloid and Interface Science, 109*(2), 461–472. https://doi.org/10.1016/0021-9797(86)90324-3

Liu, Y., & Rice, J. R. (2007). Spontaneous and triggered aseismic deformation transients in a subduction fault model. *Journal of Geophysical Research, 112*, B09404. https://doi.org/10.1029/2007JB004930

Marschall, D., Gardner, J. S., Mardon, D., & Coates, R. (1995). Method for correlating NMR relaxometry and mercury injection data. Presented at the Society of Core Analysts International Symposium, San Francisco, California, USA, 12–14 September. SCA-9511.

Meiboom, S., & Gill, D. (1958). Modified spin-echo method for measuring nuclear relaxation times. *Review of Scientific Instruments, 29*(7), 662–691. https://doi.org/10.1063/1.1716293

Mikada, H., Moore, G.F., Taira, A., Becker, K., Moore, J. C., & Klaus, A. (Eds.) (2005). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 190/196* (pp. 1–26). College Station, TX: Ocean Drilling Program. https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.190196.201.2005

Moore, G. F., & Shipley, T. H. (1993). Character of the décollement in the Leg 131 area, Nankai Through. In Hill, I. A. et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results* (Vol. *131*, pp. 73–82). College Station, TX: Ocean Drilling Program. https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.131.111.1993

Moore, J. C., Klaus, A., Bangs, N. L., Bekins, B., Bücker, C. J., Brückmann, W., et al. (1998). Consolidation patterns during initiation and evolution of a plate-boundary decollement zone: Northern Barbados accretionary prism. *Geology, 26*(9), 811–814. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026%3c0811:cpdiae%3e2.3.co;2

Moore, J. C., & Vrolijk, P. (1992). Fluids in accretionary prisms. *Reviews of Geophysics, 30*(2), 113–135. https://doi.org/10.1029/92RG00201

Nishiyama, N., & Yokoyama, T. (2014). Estimation of permeability of sedimentary rocks by applying water-expulsion porosimetry to Katz and Thompson model. *Engineering Geology, 177*, 75–82. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2014.05.016

Nooruddin, H. A., Hossain, M. E., Al-Yousef, H., & Okasha, T. (2014). Comparison of permeability models using mercury injection capillary pressure data on carbonate rock samples. *Journal of Petroleum Science and Engineering, 121*, 9–22. https://doi.org/10.1016/j.petrol.2014.06.032

Obara, K. (2002). Nonvolcanic deep tremor associated with Subduction in Southwest Japan. *Science, 296*(5573), 1679–1681. https://doi.org/10.1126/science.1070378

Pabalan, R. T., & Bertetti, F. P. (2001). Cation-exchange properties of natural zeolites. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 45*(1), 453–518. https://doi.org/10.2138/rmg.2001.45.14

Plaza-Faverola, A., Henrys, S., Pecher, I., Wallace, L., & Klaeschen, D. (2016). Splay fault branching from the Hikurangi subduction shear zone: Implications for slow slip and fluid flow: PSDM seismic across the Hikurangi margin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 17*, 5009–5023. https://doi.org/10.1002/2016GC006563

Plaza-Faverola, A., Klaeschen, D., Barnes, P., Pecher, I., Henrys, S., & Mountjoy, J. (2012). Evolution of fluid expulsion and concentrated hydrate zones across the southern Hikurangi subduction margin, New Zealand: An analysis from depth migrated seismic data: Hikurangi hydrate zones from PSDM. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 13*, Q08018. https://doi.org/10.1029/2012GC004228

Pytte, A. M., & Reynolds, R. C. (1989). The thermal transformation of smectite to illite. In N. D. Naeser & T. H. McCulloh (Eds.), *Thermal history of sedimentary basins* (pp. 133–140). New York: Springer. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3492-0_8

Ransom, B., & Helgeson, H. C. (1995). A chemical and thermodynamic model of dioctahedral 2 layer clay minerals in diagenetic processes; dehydration of smectite as a function of temperature and depth in sedimentary basins. *American Journal of Science, 295*(3), 245–281. https://doi.org/10.2475/ajs.295.3.245

Reeves, G. M., Sims, I., Cripps, J. C., & London, G. S. (2006). *Clay materials used in construction* (Vol. 21). London, UK: Geological Society Special Publications, Engineering Geology Special Publication.

Revil, A. (2002). Electrical properties of zeolitized volcaniclastic materials. *Journal of Geophysical Research, 107*(B8), 107. https://doi.org/10.1029/2001JB000599

Revil, A., Cathles, L. M. III, Losh, S., & Nunn, J. A. (1998). Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications. *Journal of Geophysical Research, 103*(B10), 23,925–23,936. https://doi.org/10.1029/98JB02125

Rosenbrand, E., Fabricius, I. L., Fisher, Q., & Grattoni, C. (2015). Permeability in Rotliegend gas sandstones to gas and brine as predicted from NMR, mercury injection and image analysis. *Marine and Petroleum Geology, 64*, 189–202. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.02.009

Rosener, M., & Géraud, Y. (2007). Using physical properties to understand the porosity network geometry evolution in gradually altered granites in damage zones. *Geological Society, London, Special Publications, 284*(1), 175–184. https://doi.org/10.1144/SP284.12

Saffer, D. M. (2003). Pore pressure development and progressive dewatering in underthrust sediments at the Costa Rican subduction margin: Comparison with northern Barbados and Nankai. *Journal of Geophysical Research, 108*(B5), 2261. https://doi.org/10.1029/2002JB001787

Saffer, D. M., & Tobin, H. J. (2011). Hydrogeology and mechanics of subduction zone forearcs: Fluid flow and pore pressure. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *39*(1), 157–186. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040610-133408

Saffer, D. M., & Wallace, L. M. (2015). The frictional, hydrologic, metamorphic and thermal habitat of shallow slow earthquakes. *Nature Geoscience*, *8*(8), 594–600. https://doi.org/10.1038/ngeo2490

Saffer, D. M., Wallace, L. M., Barnes, P. M., Pecher, I. A., Petronotis, K. E., LeVay, L. J., et al. (2019). Expedition 372B/375 summary. In Wallace, L. M., Saffer, D. M., Barnes, P. M., Pecher, I. A., Petronotis, K. E., LeVay, L. J., and The Expedition 372/375 Scientists, Hikurangi Subduction Margin Coring, Logging, and Observatories. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 372B/375: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). https://doi.org/10.14379/iodp.proc.372B375.101.2019

Schmitt, M., Fernandes, C. P., da Cunha Neto, J. A. B., Wolf, F. G., & dos Santos, V. S. S. (2013). Characterization of pore systems in seal rocks using nitrogen gas adsorption combined with mercury injection capillary pressure techniques. *Marine and Petroleum Geology*, *39*(1), 138–149. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.09.001

Screaton, E., Saffer, D., Henry, P., & Hunze, S. (2002). Porosity loss within the underthrust sediments of the Nankai accretionary complex: Implications for overpressures. *Geology*, *30*(1), 19–22. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030%3c0019:PLWTUS%3e2.0.CO;2

Seno, T. (2002). Tsunami earthquakes as transient phenomena. *Geophysical Research Letters*, *29*(10), 58-1–58-4. https://doi.org/10.1029/2002GL014868

Shaddox, H. R., & Schwartz, S. Y. (2019). Subducted seamount diverts shallow slow slip to the forearc of the northern Hikurangi subduction zone New Zealand. *Geology*, *47*(5), 415–418. https://doi.org/10.1130/G45810.1

Shipley, T. H., Moore, G. F., Bangs, N., Moore, J. C., & Stoffa, P. L. (1994). Seismically inferred dilatancy distribution, northern Barbados Ridge decollement: Implications for fluid migration and fault strength. *Geology*, *22*(5), 411–414. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022%3c0411:SIDDNB%3e2.3.CO;2

Sing, K. S., Everett, D. H., Haul, R. A. W., Moscou, L., Pierotti, R. A., Rouquerol, J., & Siemieniewska, T. (1985). Reporting physisorption data for gas/solid systems with special reference to the determination of surface area and porosity. *Pure and Applied Chemistry*, *57*(4), 603–619. https://doi.org/10.1351/pac198557040603

Soueid Ahmed, A., Revil, A., Byrdina, S., Coperey, A., Gailler, L., Grobbe, N., et al. (2018). 3D electrical conductivity tomography of volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *356*, 243–263. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.03.017

Spinelli, G. A., Saffer, D. M., & Underwood, M. B. (2006). Hydrogeologic responses to three-dimensional temperature variability Costa Rica subduction margin. *Journal of Geophysical Research*, *111*, B04403. https://doi.org/10.1029/2004JB003436

Tessier, A., Campbell, P. G. C., & Bisson, M. (1979). Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals. *Analytical Chemistry*, *51*(7), 844–851. https://doi.org/10.1021/ac50043a017

Thiry, M., Carrillo, N., Franke, C., & Martineau, N. (2013). Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des Rayons X et introduction à l'interprétation des diagrammes. In *Rapport technique n° RT131010MTHI* (pp. 1–34). Fontainebleau, France: Ecole des Mines de Paris. https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00872214/

Todd, E. K., Schwartz, S. Y., Mochizuki, K., Wallace, L. M., Sheehan, A. F., Webb, S. C., et al. (2018). Earthquakes and tremor linked to seamount subduction during shallow slow slip at the Hikurangi margin New Zealand. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *123*, 6769–6783. https://doi.org/10.1029/2018JB016136

Underwood, M. B. (2007). Sediment inputs to subduction zones: Why lithostratigraphy and clay mineralogy matter. In T. H. Dixon & C. Moore (Eds.), *The seismogenic zone of subduction thrust faults*. New York Chichester, West Sussex: Columbia University Press.

Vincent, B., Fleury, M., Santerre, Y., Brigaud, B. (2011). NMR relaxation of neritic carbonates: An integrated petrophysical and petrographical approach. *Journal of Applied Geophysics*, *74*(1), 38–58. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.03.002

Wallace, L. M. (2020). Slow Slip Events in New Zealand. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *48*(1), 175–203. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-071719-055104

Wallace, L. M., & Beavan, J. (2010). Diverse slow slip behavior at the Hikurangi subduction margin New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, *115*, B12402. https://doi.org/10.1029/2010JB007717

Wallace, L. M., Beavan, J., Bannister, S., & Williams, C. (2012). Simultaneous long-term and short-term slow slip events at the Hikurangi subduction margin, New Zealand: Implications for processes that control slow slip event occurrence, duration, and migration. *Journal of Geophysical Research*, *117*, B11402. https://doi.org/10.1029/2012JB009489

Wallace, L. M., Beavan, J., McCaffrey, R., & Desmond, D. (2004). Subduction zone coupling and tectonic block rotations in the North Island, New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, *109*, B12406. https://doi.org/10.1029/2004JB003241

Wallace, L. M., Kaneko, Y., Hreinsdóttir, S., Hamling, I., Peng, Z., Bartlow, N., et al. (2017). Large-scale dynamic triggering of shallow slow slip enhanced by overlying sedimentary wedge. *Nature Geoscience*, *10*, 765–770. https://doi.org/10.1038/ngeo3021

Wallace, L. M., Saffer, D. M., Barnes, P. M., Pecher, I. A., Petronotis, K. E., LeVay, L. J., et al. (2019). Expedition 372B/375 methods. In Wallace, L. M., Saffer, D. M., Barnes, P. M., Pecher, I. A., Petronotis, K. E., LeVay, L. J., and The Expedition 372/375 Scientists (Eds.), *Hikurangi Subduction Margin Coring, Logging, and Observatories, Proceedings of the International Ocean Discovery Program* (Vol. *372B/375*. College Station, TX: International Ocean Discovery Program. https://doi.org/10.14379/iodp.proc.372B375.105.2019

Wallace, L. M., Webb, S. C., Ito, Y., Mochizuki, K., Hino, R., Henrys, S., et al. (2016). Slow slip near the trench at the Hikurangi subduction zone New Zealand. *Science*, *352*, 701–704. https://doi.org/10.1126/science.aaf2349

Yuan, Y., Rezaee, R., Verrall, M., Hu, S.-Y., Zou, J., & Testmanti, N. (2018). Pore characterization and clay bound water assessment in shale with a combination of NMR and low-pressure nitrogen gas adsorption. *International Journal of Coal Geology*, *194*, 11–21. https://doi.org/10.1016/j.coal.2018.05.003

Zhao, H., Ning, Z., Wang, Q., Zhang, R., Zhao, T., Niu, T., & Zeng, Y. (2015). Petrophysical characterization of tight oil reservoirs using pressure-controlled porosimetry combined with rate-controlled porosimetry. *Fuel*, *154*, 233–242. https://doi.org/10.1016/j.fuel.2015.03.085

VI.1.3. Corrélation entre CEC et composition des minéraux argileux dans les unités silicoclastiques I à III

Underwood (2021) a caractérisé la composition des minéraux argileux dans les Unités I à III et montre que celles-ci sont riches en illites (en moyenne, entre 48% et 52%) et en smectites (en moyenne, entre 34% et 39%), avec une minorité de kaolinites et/ou chlorites (en moyenne, 13% à 14%) (Figure 87).

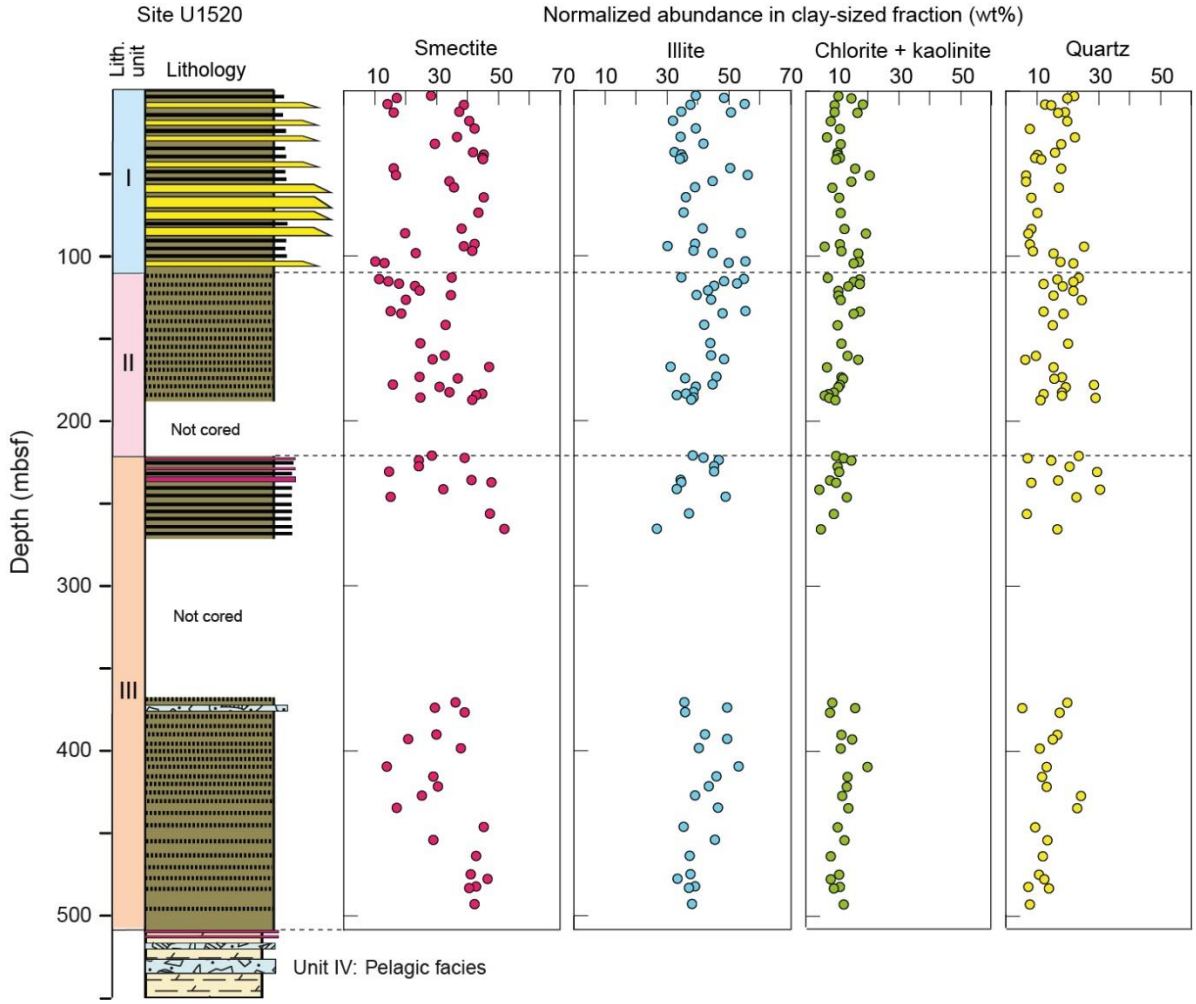


Figure 87 : Caractérisation de la composition des minéraux argileux dans les unités silicoclastiques I à III au Site U1520 (Underwood, 2021).

La teneur en smectite déterminée par Underwood (2021) dans les Unités I à III est bien corrélée aux valeurs de CEC mesurées dans les échantillons de ces mêmes unités (Figure 88), comme observé pour les échantillons essentiellement silicoclastiques de la marge nord de Sumatra (Figure 84).

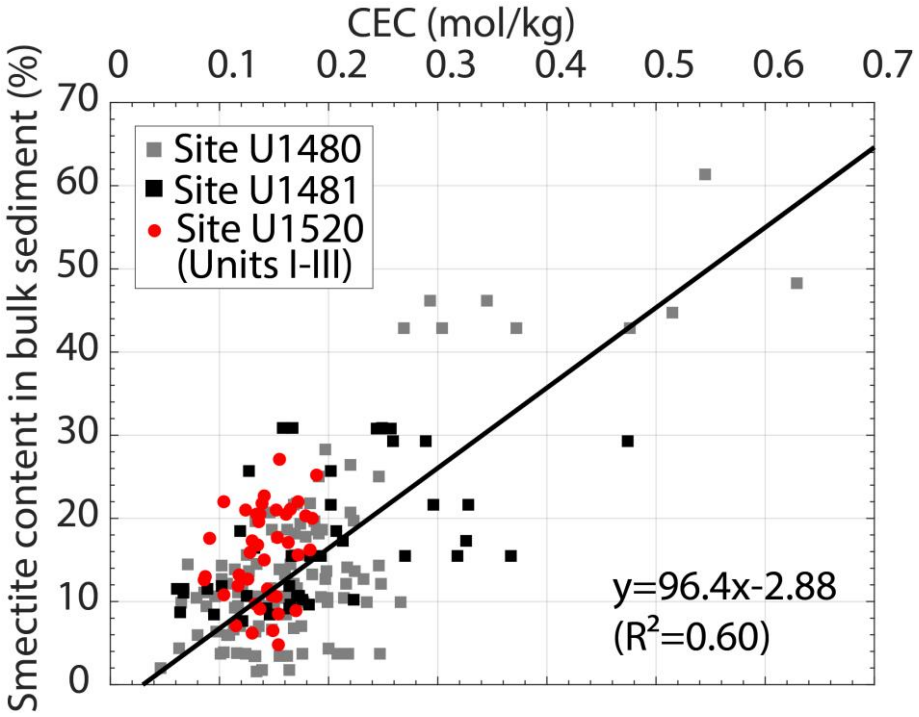


Figure 88 : Corrélation entre la teneur en smectite dans l'échantillon total extrapolée à partir d'Underwood (2021) et de la CEC mesurée dans les unités lithologiques silicoclastiques I à III au Site U1520 et comparaison avec les données de la marge nord de Sumatra (Figure 84).

VI.2. Caractérisation pétrophysique et hydrogéologique de la partie supérieure du prisme d'accrétion externe à partir des données du Site U1518

VI.2.1. Présentation du manuscrit n°3

Le manuscrit présenté ci-après est une version révisée du manuscrit initialement soumis le 24/07/2020 à *Geophysics, Geochemistry, Geosystems*, accepté avec révisions majeures le 11/09/2020 puis avec révisions mineures le 08/03/2021.

En lien avec les objectifs des expéditions IODP 372-375 et conformément au projet de recherche post-expédition dans lequel s'inscrit cette étude, les propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques de 52 échantillons correspondant à des sédiments accrétés à proximité du chevauchement frontal au Site U1518 ont été caractérisées. Ces échantillons proviennent du toit et de la partie supérieure du mur d'une faille satellitaire supposée 1) avoir accomodé plusieurs kilomètres de raccourcissement et 2) être capable de propager des SSEs peu profonds vers le plancher océanique. Les analyses structurales réalisées à bord et publiées dans Fagereng et al. (2019) montrent en effet que cette faille satellitaire, la faille de Pāpaku, présente à la fois des structures de déformation ductiles et cassantes qui témoignent d'une évolution du type de déformation dans la zone de faille et donc du type de glissement exprimé, potentiellement en lien avec une variation de la pression de fluide. Dans ce manuscrit, nous comparons l'état de compaction et la structure du réseau poreux des sédiments accrétés au Site U1518 avec ceux des sédiments équivalents non déformés de la séquence sédimentaire entrante au Site U1520 (Unités lithologiques I à III caractérisées dans Dutilleul et al., 2020b). Nous montrons que le toit de la faille de Pāpaku est surconsolidé alors que la zone de faille et la partie supérieure du mur sont normalement consolidés. En supposant une contrainte uniaxiale verticale, nous montrons que ces états de compaction contrastés s'expliquent par une différence d'enfouissement maximal entre le toit et le mur de la faille de Pāpaku avant chevauchement, avec un toit qui a été soulevé et érodé à plusieurs reprises en association avec le chevauchement. Actuellement, l'absence de pression de fluide au niveau de la zone de faille est défavorable au développement d'un régime compatible avec la propagation de SSEs où de la rupture co-sismique lors de *tsunami earthquakes* jusqu'au plancher océanique. Ce comportement est différent de celui observé à l'interface de subduction où des pressions de fluide élevées sont décrites dans cette partie de la marge (Ellis et al., 2015), bien que cela puisse évoluer au cours du temps comme suggéré par le modèle de faille-valve (voir paragraphe II.3.3.3.3).

VI.2.2. Manuscrit n°3

Porosity and compaction state at the active Pāpaku thrust fault in the frontal accretionary wedge of the North Hikurangi margin

Jade Dutilleul[a]*, S. Bourlange[a] and Y. Géraud[a]

[a]*University of Lorraine, CNRS, GeoRessources, F-54000 Nancy, France*

Key points:

- Strong contrasts of physical properties including porosity occur across the Pāpaku thrust fault at IODP Site U1518
- The hanging-wall is overcompacted and shows lower interstitial porosity, higher P-wave velocity and resistivity than the footwall
- Porosity suggests differences in maximum burial depth with an uplifted, thrusted and concomitantly eroded hanging-wall above the footwall

Abstract

Characterization of the porosity evolution across the sedimentary section entering subduction zones and accreted sediments provide valuable information for understanding the deformation history at accretionary margins and the physico-chemical processes in and around fault zones. International Ocean Discovery Program Expeditions 372 and 375 drilled, logged and cored the reference section on the incoming plate (Site U1520) and across the active Pāpaku thrust (Site U1518), which is a <30° westward-dipping splay fault in the frontal accretionary wedge at the northern Hikurangi margin in a region where tsunami earthquakes and recurrent slow slip events are documented. We observe strong variations of physical properties across the thrust fault. In particular, interstitial porosity increases by ~10% through the fault zone while it exponentially decreases with depth, showing lower values in the hanging wall (on average, ~36%) than in the footwall (~42%). Based on comparisons of porosity with the compaction curve at Site U1518 with that of reference Site U1520, we infer an overcompaction in the hanging wall and a nearly normal compaction in the footwall of the Pāpaku thrust. We suggest that the porosity pattern across the thrust infers differences in the maximum burial depth of sediments, characterized by an overcompacted hanging wall that has been uplifted, thrusted and concomitantly tectonically eroded above the footwall. Porosity data indicate hydrostatic conditions around the thrust fault contrasting with commonly assumed excess pore pressure at the plate interface.

1. Introduction

Over the last two decades, significant research effort was deployed to better understand how the shallow part of subduction zones accommodates displacement through a wide variety of slip modes, includingtsunami earthquakes (e.g. Bilek and Lay, 2002; Seno, 2002) and recently-discovered slow earthquakes (e.g. Kodaira et al., 2004; Shelly et al., 2006; Ito and Obara, 2006) and their relation with large damaging earthquakes (Kato et al., 2012; Uchida et al., 2016; Obara and Kato, 2016). In particular, the North Hikurangi margin has attracted the attention of many scientists. Here, the Pacific plate is obliquely subducting beneath the Australian Plate at a velocity of ~4.5-5.5 cm/yr (Fig. 1a) (Wallace et al., 2004). The shallow plate interface is known to host moderate (Mw <7.2) earthquakes (Webb and Anderson, 1998; Wallace et al., 2009) and large magnitude tsunami earthquakes such as the Mw 6.9-7.1 Poverty Bay and Tolaga Bay earthquakes that occurred in March and May 1947 respectively (Doser and Webb, 2003; Bell et al., 2010, 2014; Hamling et al., 2017) (Fig. 1b). Since the installation of a continuously operating global positioning system (cGPS) and dense seismic network in 2002 (Gale et al., 2015), slow slip events have also been detected every 1-2 years along the North Hikurangi margin (Fig. 1b) (Douglas et al., 2005; Wallace and Beavan, 2006; 2010; Beavan et al., 2007; McCaffrey et al., 2008; Wallace et al., 2009; 2012, 2016, 2017; Bell et al., 2010; Bartlow et al., 2014; Koulali et al., 2017; Wallace, 2020), some of them being associated with tectonic tremors (Kim et al., 2011; Todd and Schwartz, 2016 and Todd et al., 2018). Slow slip events commonly last 1 or 2 weeks and involve 1-3 cm of southeastward surface displacement corresponding to ~7-20 cm of slip on the plate interface (Wallace et al., 2004, 2009, 2012, 2016; Wallace and Beavan, 2010; Wallace, 2020). It has been shown that their source zones coincide with high-amplitude seismic reflectors (Fig. 1b), interpreted as fluid-rich subducted sediments (Bell et al., 2010; Heise et al., 2013; Bassett et al., 2014; Ellis et al., 2015; Wallace, 2020). It is commonly accepted that transitional friction stability of which slow slip events are widely interpreted as the expression may result from one or from a combination of the following mechanisms (Saffer and Wallace, 2015): 1) transitional behavior straddling the boundary between unstable friction behavior required for stick-slip and stable behavior favoring aseismic creep (Liu and Rice, 2007; McCaffrey et al., 2008), 2) transient elevated pore fluid pressure triggering low effective stress conditions (Kodaira et al., 2004; Ito et al., 2005; Audet et al., 2009; Song et al., 2009; Audet, 2010; Han et al., 2017) and 3) low fault rigidity (Leeman et al., 2016). Transitional friction stability would also contribute to normal earthquake rupture propagation beyond the seismogenic zone and potentially at shallow depths where seafloor deformation is related to tsunamigenesis (Schwartz and Rokosky, 2007). In particular, it has been suggested that rupture propagation to splay faults may generate tsunamis (Fukao, 1979; Cummins et Kaneda,

2000; Wendt et al., 2009). As observed in subduction zones like Costa Rica (Davis et al., 2015), Ecuador (Vallée et al., 2013) and the Nankai (Yamashita et al., 2015; Uchida et al., 2020; Kano and Kato, 2020; Yokota and Ishikawa, 2020) margins, slow slip events in the North Hikurangi margin occur at exceptionally shallow depths ranging <2-15 km below the seafloor (Saffer et al., 2019a) and may propagate close to the trench as recently captured by a network of absolute pressure gauges deployed offshore (Wallace et al., 2016). However, whether slow slip propagates near the trench along the plate interface and/or splay faults near the deformation front is unresolved (Wallace et al., 2016; Plaza-Faverola et al., 2016; Fagereng et al., 2019; Shaddox and Schwartz, 2019; Mouslopoulou et al., 2019; Wallace, 2020).

To address splay fault activity in the upper plate and relations with seismic and tsunamigenic risks (Pastén-Araya et al., 2021), IODP Expedition 372 logged and IODP Expedition 375 cored Site U1518 in the frontal wedge of the northern Hikurangi margin, ~6.5 km west of the deformation front, where distinct imbricate- and splay faults are observed (Saffer et al., 2019b; Fagereng et al., 2019). To study the evolving processes during subduction, Site U1520 was also drilled, cored and logged on the incoming plate for reference, where a basin is formed by the Hikurangi Trough foredeep overlying the Hikurangi Plateau, ~16 km oceanward of the deformation front (Barnes et al., 2019) (Fig. 1b, c). Here, the frontal wedge is over-steepened, and is inferred to exhibit frontal tectonic erosion related to subducting seamounts (Pedley et al., 2010; Greve et al., 2020; Wallace, 2020). Coring and logging-while-drilling (LWD) at Site U1518 penetrated the hanging-wall and uppermost footwall, of an active Quaternary thrust fault, named the Pāpaku fault (Saffer et al., 2019b). The Pāpaku fault is a <30° westward-dipping splay fault rooted to the plate interface 10-25 km landward of Site U1518 (Fig. 1d). It is inferred to have accommodated ~6 kilometers of shortening within the prism (Fagereng et al., 2019). This thrust is thought to lie within or near the rupture area of the Mw 6.9-7.1 Poverty Bay and Tolaga Bay tsunami earthquakes that occurred in 1947 (Doser and Webb, 2003; Bell et al., 2014; Fagereng et al., 2019) and within or above the slow slip event source area (Wallace et al., 2016; Barker et al., 2018; Saffer et al., 2019b; Fagereng et al., 2019) (Fig. 1b, c). Core and logging data were used to characterize lithology and sediment composition, deformation structures, physical properties and interstitial fluid geochemistry at Site U1518 during the Expeditions (Saffer et al., 2019b). As part of Expedition 375, three observatories were installed in the hanging wall (~217 mbsf), the fault zone (~323 mbsf) and the footwall (~393 mbsf) of the Pāpaku fault, to monitor the deformation, pore pressure, temperature and pore fluid geochemistry during the duration of a regional slow slip cycle (Saffer et al., 2019b). These data are expected to be downloaded using a remotely operating vehicle (ROV) (Saffer et al., 2019b).

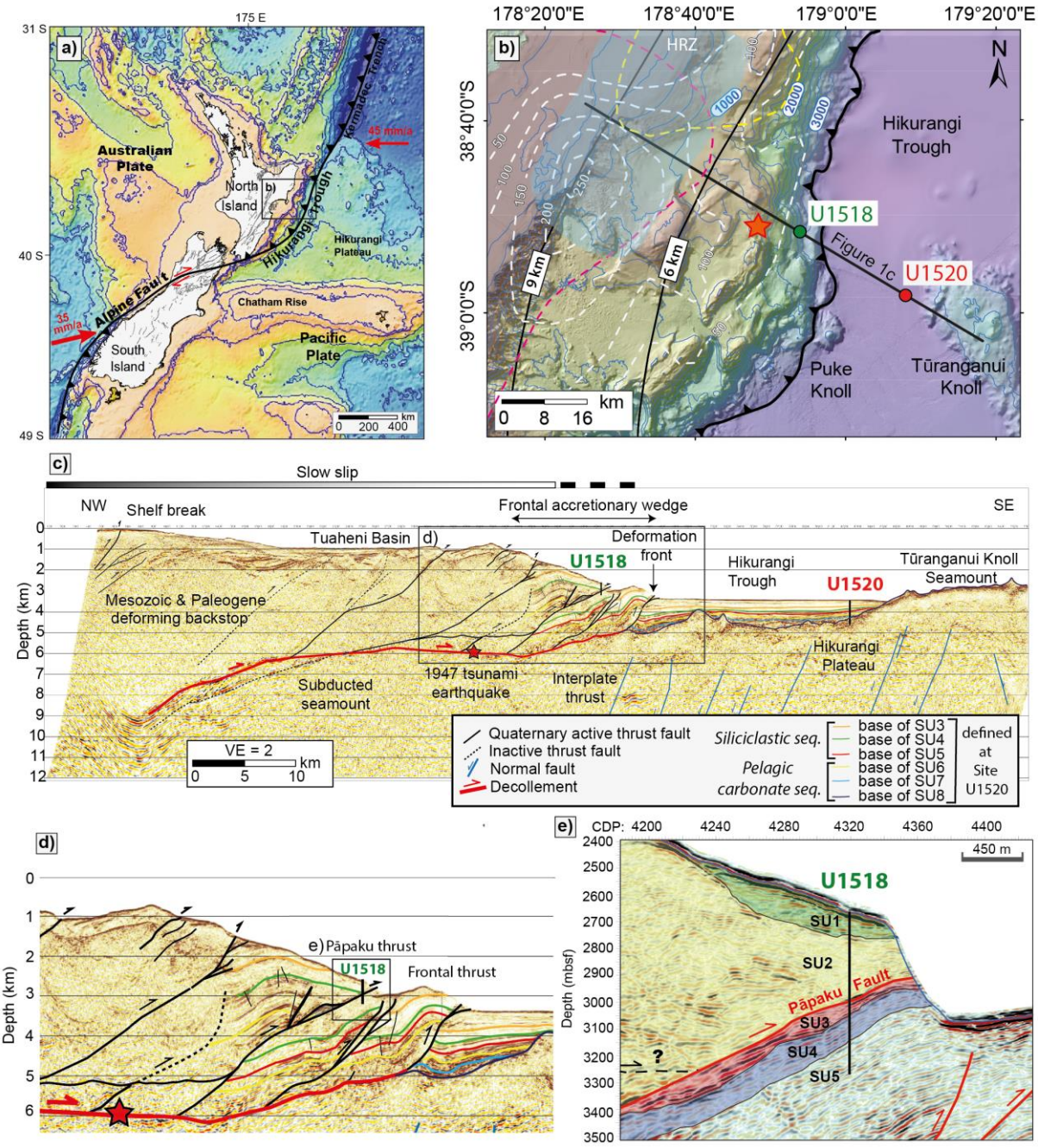


Figure 1. a) Tectonic setting of the Hikurangi margin with plate motion indicated by red arrows (modified after Saffer et al., 2019a). b) Bathymetric map (thin blue lines labelled in meters) of the IODP Expeditions 372/375 study area offshore Gisborne (modified after Saffer et al., 2019a) located on a) showing the plate boundary (thick black line with teeth), the depth of the subducted plate interface in kilometres below the sea floor (thick black lines, after Williams et al., 2013), the location of IODP Sites U1518 (green dot) and U1520 (red dot), the epicentre location of the 1947 tsunami earthquake (red star), the slip contours of the 2010 Tolaga (yellow) and Gisborne (pink) slow slip events labelled in 40 mm increments and the October 2014 slow slip event contours (dashed white lines labelled in 50 mm increments) based on Wallace et al. (2016), Wallace(2020) and Barnes et al. (2020). The blue shaded zone represents the high reflectivity zone (HRZ) interpreted as fluid-rich by Bell et al. (2010). The

black line represents the location of the seismic cross-section shown in c). c) Seismic profile 05CM-04 of the accretionary prism and the subducting plate, with collocated IODP drill sites (modified after Saffer al., 2019a). Interpreted faults and representative seismic stratigraphies with the base of seismic units (SU) defined at Site U1520 (Barnes et al., 2019b, 2020) are shown in legend. The red star shows the projected location of March 1947 tsunami earthquake. The panel shows slip distribution of the October 2014 slow slip (after Wallace et al., 2016). VE is vertical exaggeration. d) Close-up of the frontal accretionary prism from c). Site U1518 penetrated the Pāpaku thrust, which is one of the splay faults near the deformation front. e) Close-up of Site U1518 and the Pāpaku thrust from d) (modified after Saffer et al., 2019b). The main seismic reflectors, seismic stratigraphy and structures are interpreted by Wallace et al., 2019b, Barnes et al. (2020) and (Fagereng et al., 2019). Note that seismic units were defined independently at Site U1518 (Saffer et al., 2019b) and at Site U1520 (Barnes et al., 2019).

Although it is currently unclear whether the Pāpaku thrust fault hosts slow slip and/or coseismic slip, the description of varied brittle and ductile deformation structures at Site U1518 indicates that the Pāpaku fault has experienced mixed styles of slip in the past, potentially induced by temporal variations in loading rate and/or pore fluid pressure affecting the frictional properties of the fault (Fagereng et al., 2019).

Here, we address pore pressure distribution and implications for slip style and deformation history at the Pāpaku thrust by documenting fluid content and sediment compaction state at Site U1518 based on geochemical, porosity and pore structure data. Following previous works (Henry, 1997; Henry and Bourlange, 2004; Conin et al., 2011; Dutilleul et al., 2020a,b), we determine the interstitial porosity that is representative of the compaction state of sediments (Brown and Ransom, 1996; Fitts and Brown, 1999; Gamage et al., 2011; Tudge and Tobin, 2013) by correcting the total connected porosity (equivalent to shipboard moisture-and-density (MAD) porosity in Saffer et al., 2019b) from clay-bound water content by conducting geochemical measurements of cation exchange capacity (CEC) and exchangeable cation composition. We further characterize the evolution of pore geometry and size along the depth by conducting mercury injection capillary pressure (MICP) and nuclear magnetic resonance (NMR) measurements that characterize the size of pore throats and bodies, respectively (Bossennec et al., 2018).

We compute the relationship between interstitial porosity and vertical effective stress (that we refer to as compaction curve), and use this curve to compare between Sites U1518 and U1520. Here, we consider the interstitial porosity-vertical effective stress curve at Site U1520 to represent a reference compaction curve of the undeformed sedimentary section prior to subduction. We observe a deviation of interstitial porosity of the deformed sediments at Site U1518 from the reference compaction curve from Site U1520, from which we interpret the hydrologic and tectonic processes

that the sediments have likely incurred, by assuming hydrostatic conditions and uniaxial compaction (Conin et al., 2011). The analyses allow us to assess the compaction state of sediments surrounding the Pāpaku thrust fault and evaluate the presence of pore pressure that may affect fault stability thus fault slip styles along the Pāpaku fault, enabling us to acquire insights on the deformation history at the frontal accretionary wedge and to propose an upper limit for erosion at the Pāpaku thrust.

2. Study sites, materials and methods

2.1. Geological setting

2.1.1. Site U1520

At Site U1520, located ~95 km from shore and ~16 km east of the deformation front, the upper oceanic crust and its sedimentary cover were logged down to ~947 mbsf and cored down to ~1045 mbsf in ~3520 m water depth during IODP Expeditions 372 and 375 (see Barnes et al., 2019 for further detail). The sedimentary section is composed of a Quaternary to Paleocene sedimentary cover with Quaternary-aged siliciclastic trench sediments (Units I-III; 0-~510 mbsf) overlying pelagic carbonate formations from Pleistocene to Paleocene (Unit IV; ~510-848 mbsf), above Cretaceous-aged volcaniclastic Units V-VI (~848–1045 mbsf) of the subducting Hikurangi Plateau as described by Barnes et al. (2019 and 2020). The siliciclastic sediments of Units I-III are characterized by gray to greenish silty clay to clayey silt hemipelagites with more or less abundant and thick turbiditic sand and/or silt interbeds, interpreted to be mostly trench-wedge facies (Units I and III) with an undeformed rafted block of the toe domain of the Ruatoria debris flow avalanche (Collot et al., 2001) corresponding to Unit II (~110-222 mbsf) (Barnes et al., 2018). In siliciclastic Units I-III, Dutilleul et al. (2020b) documented relatively low CEC values (in average, 0.14 mol/kg) and bound water content (in average, 5%) typical of clay-rich sediments dominated by illite rather than smectite. Dutilleul et al. (2020b) also showed that these units undergo normal consolidation as interstitial porosity exponentially decreases with depth from ~70% near the seafloor to ~40% at the bottom of Unit III.

2.1.2. Site U1518

In the forelimb of the Pāpaku thrust anticline, ~6.5 km west of the deformation front at ~2630 m water depth, several boreholes were drilled at Site U1518 to provide logging data, cores and long-term in situ conditions (Saffer et al., 2019b). Logging-while-drilling (LWD) was carried out at Holes U1518A (0-~118 mbsf) and U1518B (0-600 mbsf) during IODP Expedition 372 and coring was conducted at Holes U1518E (0-~175 mbsf) and U1518F (~197-~495 mbsf) during IODP

Expedition 375 less than 50 meters south of Holes U1518A and U1518B. From published seismic profiles, the Pāpaku fault corresponds to a negative polarity reflection at the interface between seismic units (SU) 2 and 3 (Saffer et al., 2019b) (Fig. 1e), likely related to the variations in petrophysical properties (Cook et al., 2020). At Hole U1518B, the Pāpaku fault zone was localized between ~315 and ~348 mbsf based on major changes in LWD data and from the first occurrence of clustered deformation structures observed in resistivity image logs (Saffer et al., 2019b; Cook et al., 2020). Core recovery was very good in the upper part of the hanging-wall (in average, ~92% at Hole U1518E). In the damage zone of the hanging-wall and the Pāpaku fault zone, core recovery drops to values (~46% at Hole U1518F) commonly obtained in damaged sections around faults at subduction zones (Fagereng et al., 2019) but the quality of the cores recovered was sufficient to carry out lithological and structural description, as well as physical property measurements (Saffer et al., 2019b). The Pāpaku fault zone was identified between ~304 and ~361 mbsf at Hole U1518F based on a sharp transition from fractured and folded coherent bedding to fault zone rocks with brittle and ductile structures observed in the cores (Fagereng et al., 2019) and an increase in porosity values measured on core samples (Saffer et al., 2019b).

No significant variation in lithology was observed among the hanging wall, the fault zone and the footwall of the Pāpaku thrust (Fig. 2a). The hanging wall corresponds to lithologic Unit I (~0-304 mbsf) consisting of Lower-Mid Pleistocene (>0.53 Ma) hemipelagic silty claystone and fine-grained turbidites sequences. The Pāpaku thrust fault zone is mainly developed in lithologic Unit II (~304-370 mbsf; <0.53 Ma) composed of hemipelagic mudstone alternating with thin and sparse layers of silty mudstone to sandy siltstone. The footwall is mainly composed of relatively undeformed Mid-Upper Pleistocene (<0.53 Ma) bioturbated hemipelagic mudstones of Unit III (~370-492 mbsf) with turbidite sequences. Subunit IIIA is characterized by abundant mass transport deposits (MTDs). It has not been resolved onboard if these MTDs are related to an oversteepened seafloor when frontal accretion initiated at the Pāpaku thrust or to turbidity currents on the trench floor.

Detailed description of the fault zone architecture was published by Fagereng et al. (2019). The hanging wall section is folded with bedding dips ranging 0-50° (Fig. 2b), faulted and pervasively fractured from below ~200 mbsf, ~100 m above the Pāpaku fault zone in a zone that we refer to as the hanging wall damage zone (Fig. 2c). The Pāpaku fault zone is composed of a ~18 m-thick main fault zone (MFZ, Fig. 2a) characterized by a mixture of brittle (breccia, faults and fractures) and ductile (flow bands) structures, with ductile features locally overprinted by faults and fractures (Fig. 3a). Below, there is a ~21 m-thick zone of gradually decreasing deformation intensity where structures are more ductile than brittle, and a ~10 m-thick subsidiary fault zone (SFZ). The footwall is relatively undeformed although a few ductile-flow deformation structures and occasional faults

were identified. Injection structures indicating sediment fluidization were observed in the footwall (Fagereng et al., 2019).

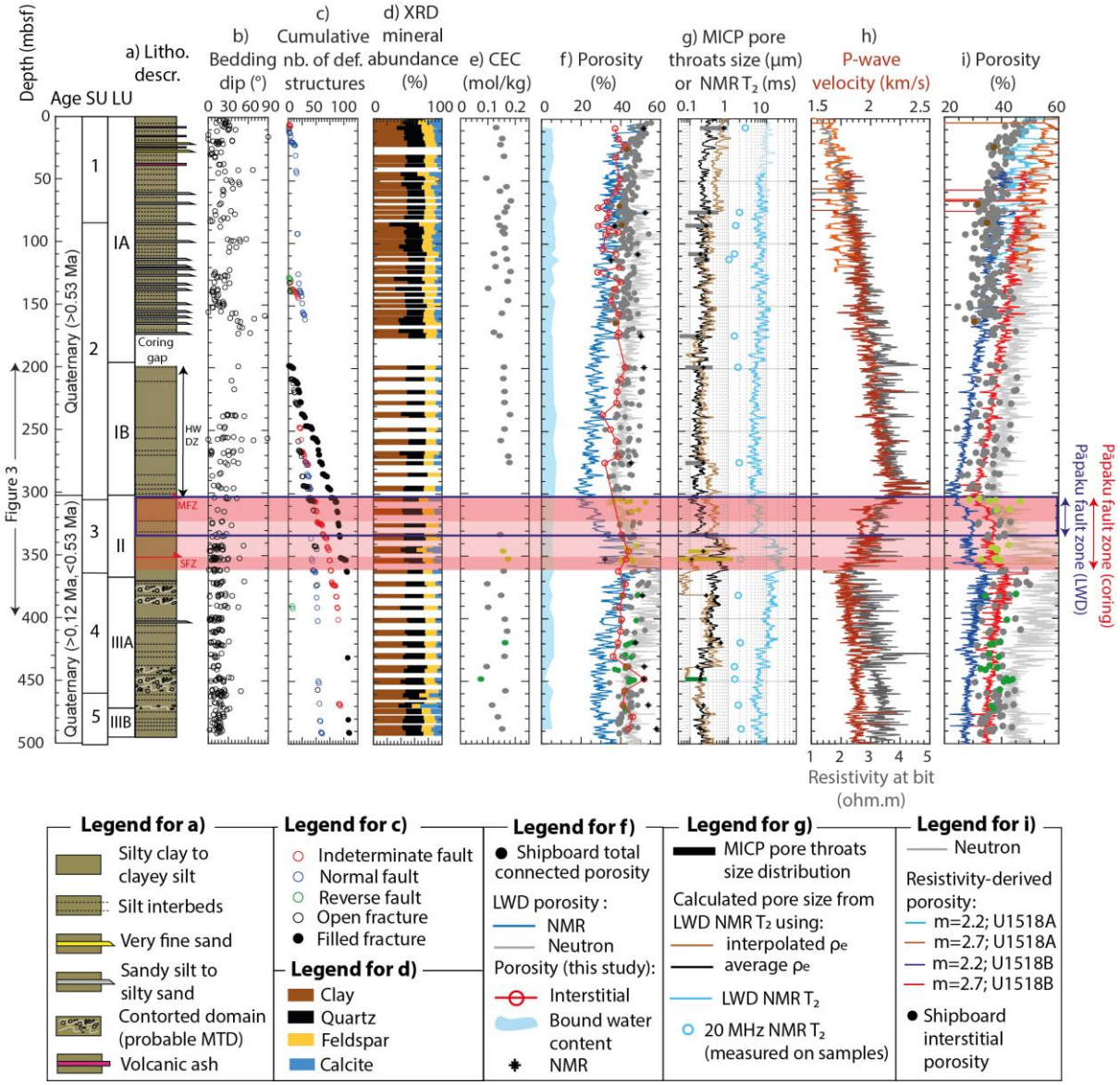


Figure 2. Summary of lithology, mineralogy, structure and physical properties at Site U1518. a) Lithostratigraphy showing age, lithological units (LU), seismic units defined at Site U1518 (SU, Figure 1e) and description (see Legend) modified after Saffer et al., 2019b. b) Bedding dip angle measured from the cores and c) Cumulative number of observed deformation structures (see Legend). d) Mineral assemblage obtained by assemblage from shipboard XRD. e) Cation exchange capacity. f) Porosity measured on samples and by LWD tools (see Legend). g) Pore structure data from mercury injection capillary pressure (MICP) and nuclear magnetic resonance (NMR) (see Legend). Bars correspond to the range of pore throat diameters where at least 40% of the maximal mercury injection is occurring. The average MICP pore throat diameter is represented by a black dot in the bar. h) LWD resistivity-at-bit and P-wave velocity (see Legend). Light orange and light gray correspond to Hole U1518A, dark orange and dark gray correspond to Hole U1518B. i) Resistivity-derived porosity at Holes U1518A and U1518B using

different cementation factors, compared to shipboard interstitial porosity and LWD neutron porosity. The color of the data points and bars in e), f), g) and i) indicates lithology of the samples analysed: light green for clay(stone), dark green for contorted clay(stone), gray for silty clay(stone), clayey silt(stone) or alternating silt and clay layers and brown for silt(stone) with sand. The red shaded zone corresponds to the location of the Pāpaku fault zone identified from the cores, which are the main fault zone (MFZ) from 304 to 322 mbsf and the subsidiary fault zone (SFZ) from 351 to 361 mbsf. HW DZ indicates the location of the hanging wall damage zone. Note that based on logging data at Hole U1518B, the Pāpaku fault zone is interpreted at depths of ~315-348 mbsf (Cook et al., 2020). LWD data at Hole U1518B were shifted from an average value of ~11 mbsf to fit core data based on the top of the Pāpaku fault zone following Saffer et al. (2019b) and Cook et al. (2020).

2.2. Sampling and data

Our study is based on logging data and measurements on 362 core samples acquired at Site U1518 during IODP Expeditions 372-375 and additional post-cruise measurements on 52 samples retrieved from the cruise. Shipboard logging data include P-wave velocity, resistivity, neutron porosity and NMR. Shipboard measurements on core samples include total connected porosity (shipboard MAD analyses) measured on 362 samples, X-ray diffraction (XRD) analyses on 120 samples and interstitial water geochemistry, as well as lithological and structural description (Wallace et al., 2019b). We report on newly-acquired data measured on 52 core samples from Site U1518 recovered by Expedition 375, which are total connected porosity, cation exchange capacity, exchangeable cation composition and soluble chloride content (section 2.3.1.1). These data are used to correct total connected porosity from clay-bound water content (section 2.3.1.1). We also carried out Mercury-Injection-Capillary-Pressure (MICP) and Nuclear-Magnetic-Resonnance (NMR) experiments on 17 and 14 samples respectively to determine pore size distribution and permeability (section 2.3.2). The average sampling rate for the study is approximately one sample per core (1 sample each 10 meter). We sampled as close as possible (6 cm – 4.5 m; in average 0.5 m) to the samples that were squeezed shipboard for interstitial water composition analysis. The samples were stored at chilled temperature (2-8°C) in sealed plastic bags with a sponge saturated with seawater inside the bags to preserve moisture. Shipboard total connected porosity was equal to total connected porosity measured in the laboratory, evidencing that moisture was successfully preserved during transportation of the samples. Porosity data measured on samples were correlated to LWD neutron porosity and NMR porosity data. Data from this study were compared with data from 42 samples from Units I-III at Site U1520 from Dutilleul et al. (2020b).

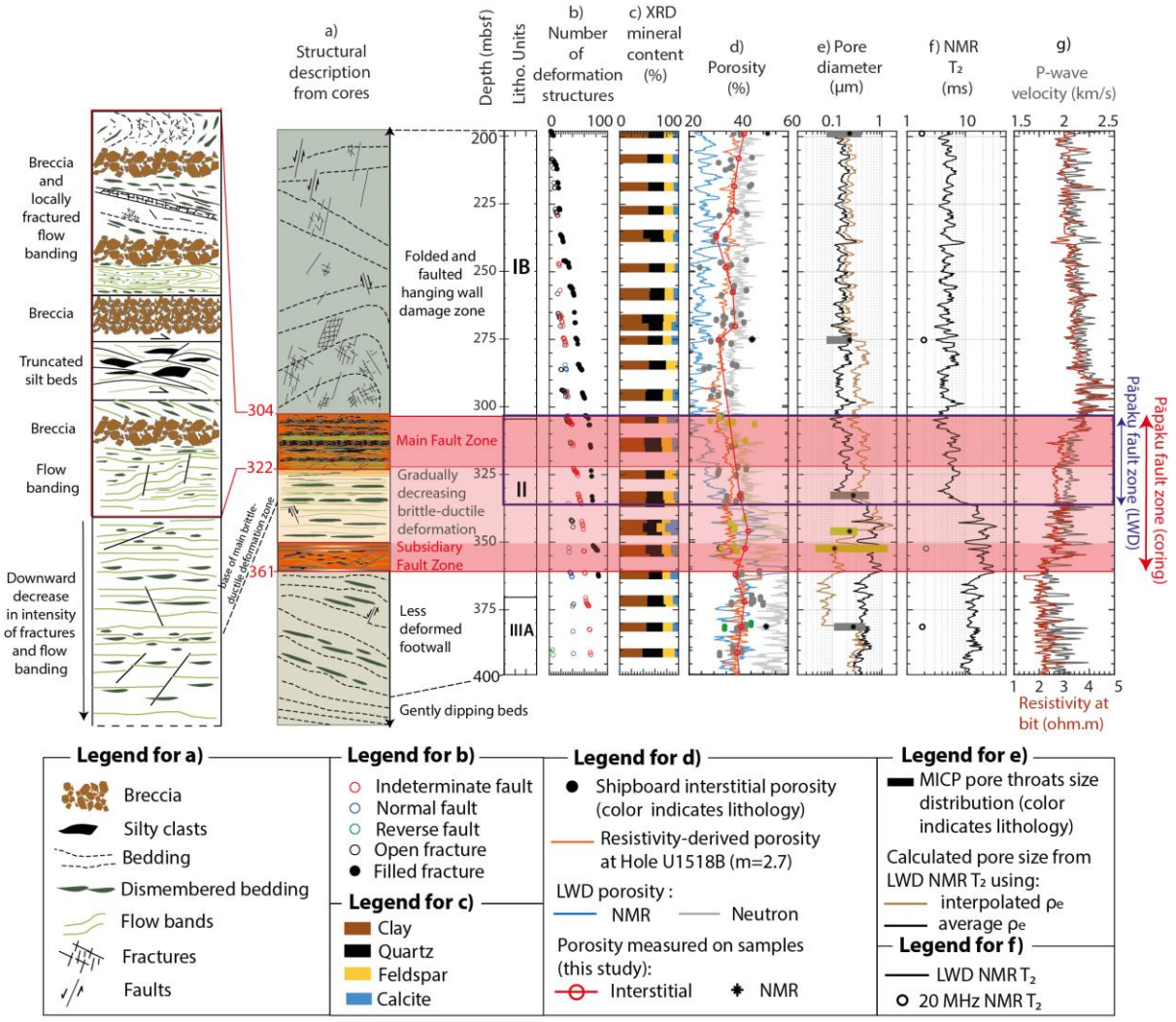


Figure 3: Detailed structural, mineralogical and physical properties across the Pāpaku Fault zone (304-361 mbsf at coring Holes, 315-348 mbsf at LWD hole) at Site U1518, closed-up from Figure 2. a) Structural description of ductile and brittle deformation structures (modified after Saffer et al., 2019b and Fagereng et al., 2019) (see Legend). b) Number of brittle deformation structures (see Legend). c) Normalized mineral assemblage obtained from shipboard XRD. d) Porosity measured on samples and by LWD tools (see Legend). e) Pore structure data from mercury injection capillary pressure (MICP) and nuclear magnetic resonance (NMR) (see Legend). Bars correspond to the range of pore throat diameters where at least 40% of the maximal mercury injection is occurring. The average MICP pore throat diameter is represented by a black dot. f) Transverse relaxation time (T2) from NMR. g) LWD resistivity-at-bit and P-wave velocity. The color of the data points and bars in d) and e) indicates lithology of the samples analysed: light green for clay(stone), dark green for contorted clay(stone), gray for silty clay(stone), clayey silt(stone) or alternating silt and clay layers and brown for silt(stone) with sand. LWD data at Hole U1518B were shifted by an average value of ~11 mbsf to fit core data based on the top of the Pāpaku fault zone following Saffer et al. (2019b) and Cook et al. (2020).

2.3 Methods

2.3.1 Quantification of porosity

2.3.1.1. Estimation of bound water content and interstitial porosity from CEC, soluble chloride content and interstitial water composition

Moisture and density analyses were conducted during IODP Expedition 375 which measured the total connected porosity measurements (Saffer et al., 2019b) that are based on the determination of total water content and thus include both interstitial water content and bound water content (Saffer et al., 2019b) (Fig. 4).

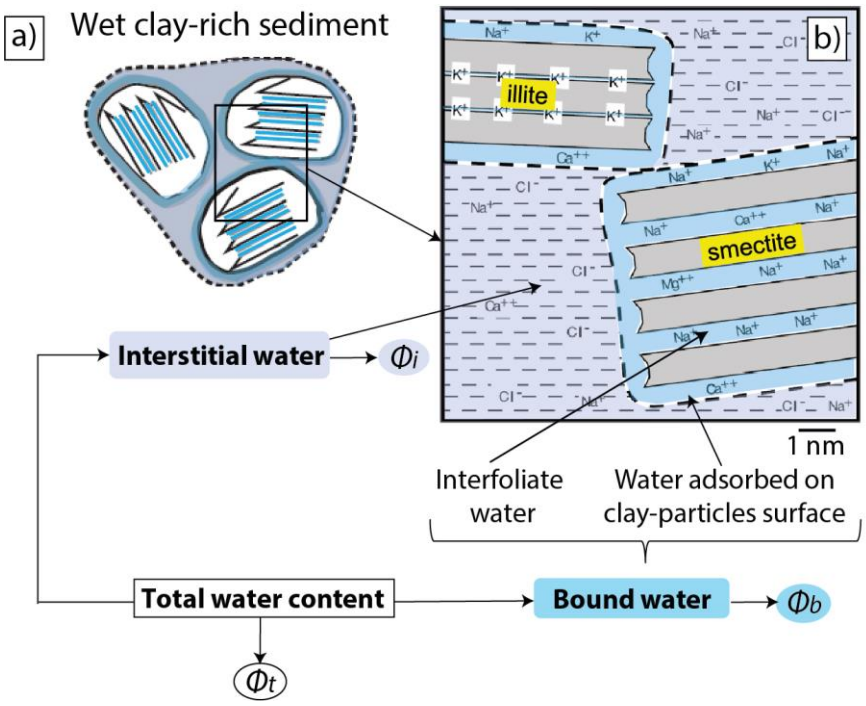


Figure 4: Schematic cartoon (modified after Conin et al., 2011 and Salles et al., 2008) showing the relationship between total connected porosity ($\emptyset_t$) representative of total water content, interstitial porosity ($\emptyset_i$) representative of interstitial water and claybound water ($\emptyset_b$) defined in Equation (3) : $\phi_i = \phi_t - \phi_b$. Thetotal water content of a clay-rich sample saturated with seawater includes both interstitial water and clay bound water. The clay bound water (colored in blue) is the water stored in the interlayer space within clay and on clay particle surfaces.

Interstitial water corresponds to the chloride-bearing water located in the pore space that is expellable by compaction-induced dewatering as sediments are buried. Clay bound water includes chloride-free water located in the interlayer space and electrostatically bound on particle surfaces because of the compensation of negatively charged layers by hydrated cations. Clay bound water

content is generally poorly affected by compaction (e.g. Bird 1984; Colten-Bradley, 1987; Fitts and Brown, 1999; Henry and Bourlange, 2004; Dutilleul et al., 2020a) and transiently released when sediments reach the pressure-temperature (<150°C) window of smectite-to-illite dehydration. Clay bound water can be derived from smectite content quantified from XRD (Brown and Ransom, 1996) or cation exchange capacity (CEC) (Henry, 1997; Henry and Bourlange, 2004; Conin et al., 2011; Dutilleul et al., 2020a). CEC is the number of sites on the mineral surfaces that can exchange ions with interstitial water and is thus a good proxy for bulk hydrous mineral content of the sample. If clay bound water content is known, total connected porosity can be corrected to determine interstitial porosity.

We measured total connected porosity at GeoRessources laboratory, Nancy, France, according to the procedure of Blum (1997) that was used during IODP Expeditions 372 and 375. This procedure consists of measuring the mass of the sample when it is wet (m_{wet}) and the mass (m_{dry}) and volume (V_{dry}, measured using a Micromeritics® AccuPyc II 1340 helium-displacement pycnometer) after a 24-hours stage of drying in a convection oven at 105°C±5°C to remove both interstitial and clay bound water. The calculation of total connected porosity ϕ_t and grain density ρ_g is corrected for the precipitation of salt during drying:

$$\phi_t = \frac{V_f}{V_{wet}} = \frac{V_f}{V_f + V_s} \quad (1) \qquad \text{and} \qquad \rho_g = \frac{m_s}{V_s} \quad (2)$$

where $V_f = \frac{m_f}{\rho_f}$ is the volume of pore fluid, $m_f = \frac{m_w}{1-s}$ is the pore fluid mass, $m_w = m_{wet} - m_{dry}$ is the pore water mass, s is the salinity (0.035), ρ_f is the density of pore fluid (1.024 g/cm^3), $V_{salt} = \frac{m_{salt}}{\rho_{salt}} = \frac{m_w\ s}{(1-s)\ \rho_{salt}}$ is the salt volume, m_{salt} the salt mass, ρ_{salt} the density of salt (2.220g/cm^3), $m_s = m_{wet} - m_f = m_{dry} - m_{salt}$ is the mass of solids excluding salt and $V_s = V_{dry} - V_{salt}$ is the volume of solids excluding salt.

The dry samples were then ground using a Retsch® mixer mill MM200 with agate grinding beads and jars. We conducted three types of geochemical analyses, which are 1) CEC measured by exchange with cobaltihexamine and ultraviolet-visible spectrometer, 2) exchangeable cation composition (Na^+, K^+, Ca^{2+}, Fe^{2+} and Mg^{2+}) measured by atomic absorption spectrometers Thermo Fisher Scientific® ICE 3300 and Varian® SpectrAA 800 Zeeman and 3) soluble chloride content per dry mass determined by sequential water extraction (Tessier et al., 1979) and ion chromatography carried out at the Laboratoire Interdisciplinaire des Environnements Continentaux (LIEC) in Nancy and Metz, France. The CEC and soluble chloride content per dry mass are used to determine the clay-bound water content while exchangeable cation composition

is used to compute resistivity-derived porosity (Henry, 1997; Bourlange et al., 2003; Henry and Bourlange, 2004; Conin et al., 2011; Dutilleul et al., 2020a, 2020b).

Interstitial porosity (ϕ_i) and clay-bound water content (ϕ_b) were determined from the total connected porosity (ϕ_t), the average number n of water molecules per cation charge (n=15 is used corresponding to smectites with two layers of water following Dutilleul et al., 2020b and other studies depicted in Figure 5), the water molar mass M_w (M_w = 0.018 kg/mol), the density of pore fluid ρ_f, the grain density ρ_g and the CEC:

$$\phi_i = \phi_t - \phi_b = \phi_t - n \frac{M_w}{\rho_f} CEC\, \rho_g (1 - \phi_t) \qquad (3)$$

We use the clay bound water content obtained in this study and interpolated for the 362 samples analysed by moisture and density during Expedition 375 to correct for total connected porosity and determine the shipboard interstitial porosity.

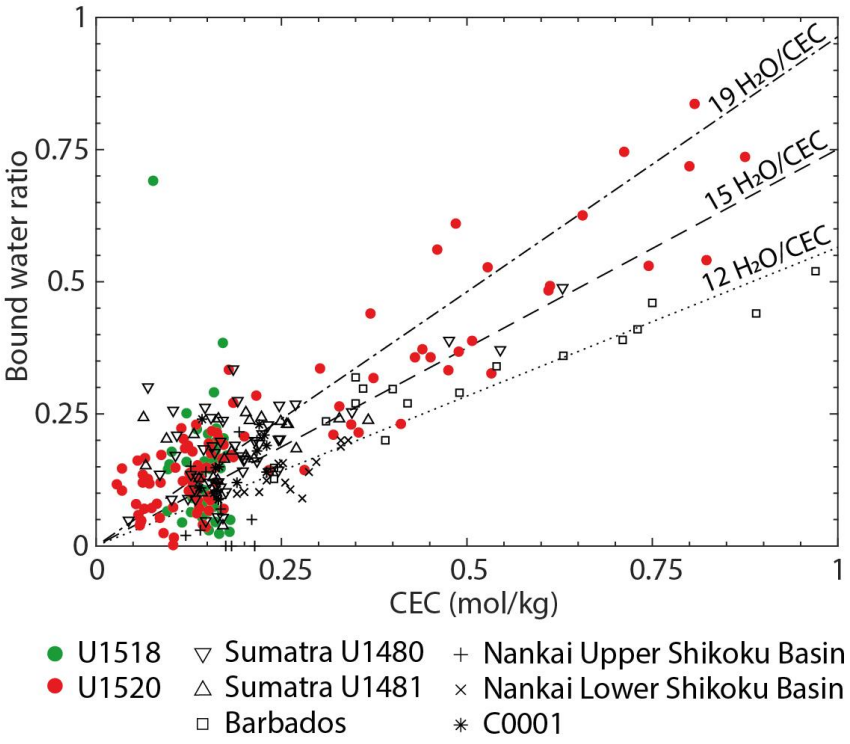


Figure 5. Volume of chloride-free fluid per volume of grain (bound water ratio) versus cation exchange capacity at North Hikurangi margin Sites U1518 and U1520 (after Dutilleul et al., 2020b). Theoretical trends for an ideal two water layers smectite containing 12 or 15 water molecules per cation charge (Henry, 1997) and for a three water layers smectite containing 19 water molecules per cation charge are from Henry and Bourlange (2004) and Conin et al. (2011).or. Data from sediment inputs to the North Sumatra subduction zone (IODP Expedition 361) are from Dutilleul et al. (2020a). Data from the the sediments inputs to Barbados subduction zone are from Henry (1997). Data from the Nankai Upper and Lower Shikoku Basin are from Henry and Bourlange (2004). Data

from Site C0001 (megasplay fault zone of the Nankai accretionary prism) including accretionary wedge and slope apron sediments are from Conin et al. (2011). Data from sediment inputs to the North Sumatra margin (Site U1480) and North Hikurangi margin (Site U1520) plot on the 15 water molecules per cation charge trend (see Dutilleul et al., 2020b), while sediment inputs to Barbados subduction zone plot on the 12 water molecules per cation charge trend. Other data do not plot on a trend because of too low CEC values (Henry and Bourlange, 2004; Dutilleul et al., 2020a).

We also use the interstitial porosity to express pore volume loss at specific depth as:

$$\frac{\Delta V}{V_o} = \frac{(\phi_{i0} - \phi_i)}{(1-\phi_i)} \qquad (4)$$

where ΔV is volume loss, V_o is the initial volume and ϕ_{i0} is the initial interstitial porosity (Saito and Goldberg,1997).

2.3.1.2. Resistivity-derived porosity

Because of 1) a coring gap (~175-197 mbsf) between lithological Subunit IA and IB, and 2) higher resolution of LWD data than MAD measurements on discrete samples, we use neutron porosity log data and porosity estimated from resistivity-at-bit logs (sampling interval of 15 cm) at Site U1518, in addition to sample measurements. Resistivity-derived porosity was obtained based on the bulk conductivity of the sediments σ, using Revil et al. (1998)'s resistivity model for clay-rich materials with high surface conductivity σ_s. This model is based on Archie's law (Archie, 1942) that links the resistivity-derived porosity ϕ to the formation factor F:

$$F = a\,\phi^{-m} \qquad (5)$$

where m and a are constants. Previous works have shown that resistivity-derived porosity determined using this model with a = 1 and a cementation factor 1≤ m ≤3.5 best characterize the interstitial porosity of siliciclastic clay-rich materials (Conin et al., 2011; Dutilleul et al., 2020b). Because at Site U1518 $\frac{\sigma_s}{\sigma_{if}} \ll 1$, we assume the hypotheses of Bussian (1983) and Bourlange et al. (2003) and express F as:

$$F = \frac{\sigma_{if}}{\sigma}\left[1 + 2\frac{\sigma_s}{\sigma_{if}}\left(\frac{\sigma_{if}}{\sigma} - 1\right)\right] \qquad (6)$$

with the conductivity of the interstitial fluid σ_{if}, surface conductivity σ_s and bulk sediment conductivity σ.

The conductivity of the interstitial fluid σ_{if} is determined from the concentration of Cl-, Na+, K+,

Ca^{2+}, Mg^{2+} and SO_4^{2-} in pore water water (C_{iws}^i) measured during the cruise and seawater (C_{sw}^i), the ionic mobility in the fluid β_f^i and Z_i the number of charges of ions given by Revil et al. (1998), and σ_{sw} the sea water conductivity:

$$\sigma_{if} = \sigma_{sw} \frac{\sum_i \left(\beta_f^i \times z_i \times c_{iws}^i\right)}{\sum_j \left(\beta_f^j \times z_j \times c_{sw}^j\right)} \qquad (7)$$

with $$\sigma_{sw} = 5.32(1 + 0.02(T - 25)) \qquad (8)$$

and $$T(°C) = 1.64 + 35.0 \times 10^{-3} z \qquad (9)$$ at Site U1518 (Saffer et al., 2019b).

σ_s is calculated assuming a major contribution of the Stern layer to surface electrical conduction, spherical grains and a linear temperature dependency of the exchangeable cation mobility β_s:

$$\sigma_s = \frac{2}{3} \rho_g \, CEC \, \beta_s \qquad (10)$$

2.3.1.3. Determination of compaction profiles and interpretation of interstitial porosity variations in terms of tectonic or hydrologic events

The progressive burial of poorly consolidated sediments deposited on the oceanic plate as they enter subduction zones undergo mechanical compaction via continuous release of interstitial water and eventually result in lithification (e.g. Bray and Karig, 1985; Fagereng et al., 2018). In drained conditions, compaction-induced dewatering is associated with 1) a reduction and homogenization of pore diameters of which the larger pores collapse first (Dewhurst et al., 1998 and 1999; Daigle, 2014), 2) an exponential decrease in porosity (vertical loading in Fig. 6a) and 3) possibly a reduction of permeability.

Athy (1930) first expressed normal consolidation considering an exponential decrease of total connected porosity with depth z (Athy, 1930):

$$\phi_t = \phi_0 e^{-bz} \qquad (11)$$

where ϕ_0 is the reference porosity at the seafloor and b is the compaction parameter, both varying as a function of lithology, grain size, clay-mineral assemblage, temperature and sedimentation rate (e.g. Mondol et al., 2007).

Athy's law was then modified accounting that effective porosity (equivalent to interstitial porosity in clay-rich sediments) instead of total connected porosity, exponentially decreases with vertical

effective stress σ_v' (MPa) rather than depth (Rubey and Hubbert, 1959; Smith, 1971):

$$\phi_i = \phi_{i0} e^{-b\sigma_v'} \qquad (12)$$

Equation (12) is referred to as the compaction curve that is valid if uniaxial vertical stress is assumed. At subduction zones, uniaxial vertical stress is commonly assumed seaward of the trench, where the input section mostly experiences normal consolidation (Fig. 6a). Landward, close to the deformation front, sediments may experience non-uniaxial stress such as by lateral tectonic strain (Housen et al., 1996; Saffer, 2003; Henry et al., 2003; Saffer and Tobin, 2011; Conin et al., 2011).

Under uniaxial vertical stress, the total vertical stress σ_v in a sedimentary section is assumed to be equal to the lithostatic pressure P_l (Screaton et al., 2002):

$$\sigma_v = P_l = \sigma_v' + P_f \qquad (13)$$

where σ_v' is the vertical effective stress and P_f is the pore fluid pressure.

The vertical effective stress can be calculated from bulk density ϱ_B measured on sediment samples as:

$$\sigma_v'(z) = g \int_0^z \rho_B \, dz - P_f \qquad (14)$$

where g is the acceleration due to gravity and P_f is pore fluid pressure in hydrostatic conditions.

The excess pore fluid pressure P_f^* is pore fluid pressure P_f corrected from the hydrostatic pressure P_h:

$$P_f^* = P_f - P_h \qquad (15)$$

Based on (15), the excess vertical stress carried by the matrix is:

$$\sigma_v{}^* = \sigma_v - P_h = \sigma_v' + P_f^* \qquad (16)$$

If hydrostatic conditions is assumed ($i.e. P_f^* = 0$, thus $\sigma_v{}^* = \sigma_v'$), the interstitial porosity data can be used to determine the compaction curve in Equation 12, which serves as a reference curve representing the undeformed sedimentary section prior to subduction.

Assuming similar lithology and initial deposition conditions, deviation of interstitial porosity of sediments of the accretionary wedge from the reference compaction curve can be interpreted in terms of tectonic or hydrologic events that commonly occur in the shallow part of subduction zones, providing insights on spatial variations of tectonic stress, fluid pressure and stress paths

(Bray and Karig, 1985 and references therein; Saito and Goldberg, 1997; Conin et al., 2011). Anomalously low interstitial porosity occurs in overcompacted zones that may have experienced 1) erosional unloading if the compaction profile appears shifted to lower vertical effective stress than the reference compaction curve (Fig. 6b) and/or 2) compressive tectonic stress associated with lateral compaction (Fig. 6c). Erosional unloading might be associated with a wide range of phenomena such as uplift (for example, induced by thrusting), oceanic currents or submarine landslides (Conin et al., 2011; Lewis, 1994; Lewis et al., 1998). In contrast, anomalously high interstitial porosity values may reflect undercompacted low-permeability fluid-rich zones where elevated pore pressure results from ineffectual dewatering (Fig. 6d). However, it is noted that the combined processes on interstitial porosity variations cannot be deconvoluted based on porosity profiles only (Conin et al., 2011).

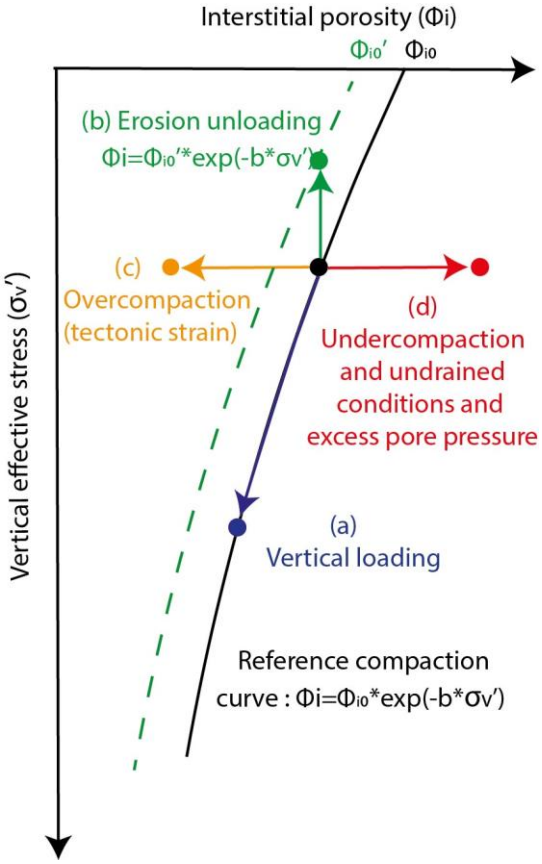


Figure 6. Tectonic (a, b, c) or hydrologic (d) events resulting in the deviation of interstitial porosity from the reference interstitial porosity-vertical effective stress curve (equation 12) (modified after Conin et al., 2011).

Excess pore fluid pressure can be determined based on the amplitude of the positive anomaly of interstitial porosity by introducing P_f^* in equation (12):

$$\phi_i = \phi_{i0} e^{-b(\sigma_v' - P_f^*)} \qquad (17)$$

At Site U1518, we determine compaction curves using shipboard interstitial porosity and resistivity-derived porosity for comparison (Table S1). Although porosity is dependent on numerous parameters like lithology, mineralogy, grain size and sedimentation rates, we assume that the Quaternary siliciclastic trench sediments forming the hanging wall, the fault zone and the upper footwall at Site U1518 can be correlated to the undeformed Hikurangi Trough siliciclastic Units I-III at Site U1520 based on the seismic correlation of Barnes et al. (2020) (base of SU4 and SU5 defined at Site U1520, Fig. 1c, 1d). Based on this assumption, we compare interstitial porosity data at Site U1518 with the compaction curve determined by Dutilleul et al. (2020b) with interstitial porosity data from Units I-III at Site U1520.

2.3.2. Pore-network characterization

MICP and NMR were performed on 17 and 14 samples respectively at the GeoRessources laboratory, Nancy, France, to characterize macro- (>50 nm) to mesopore (2-50 nm) size distribution (e.g. Dutilleul et al., 2020b), according to the International Union of Pure and Applied Chemistry (IUPAC) nomenclature (Sing et al., 1985). We also converted higher frequency resolution LWD NMR T_2 in pore size (section 2.3.2.2).

2.3.2.1. Mercury Injection Capillary Pressure (MICP)

MICP was performed at room temperature (20°C) using a Micromeritics® AutoPore IV 9500 at GeoRessources, Nancy, France, on 17 samples that were previously oven-dried at 105°C±5°C for 24 h. The samples were first degassed under vacuum. Then, mercury is gradually intruded under low-pressure up to a mercury pressure of ~0.2 MPa and the volume of intruded mercury is measured. The volume of intruded mercury is measured stepwise by applying high pressure during an intrusion-extrusion- reintrusion cycle, which provides the size distribution of pore throats (i.e. small pore space at the point where two grain meet, which connects two larger pore volumes) (Bossennec et al., 2018), and mercury trapped porosity (i.e. mercury total connected porosity corrected from mercury-free porosity, as detailed in Rosener and Géraud, 2007). During the first intrusion stage, the mercury fills the connected pore space as mercury injection pressure is progressively increased up to 220 MPa allowing to estimate the distribution of the size of pore throats from 360 µm to 5.7 nm using the Young-Laplace equation:

$$r = \frac{2\,\sigma_{Hg}\cos\theta_{Hg}}{P_{Hg}} \qquad (18)$$

where r is the pore throat radius (m), σ_{Hg} is the air-mercury interfacial tension (0.485 N/m), θ_{Hg} is the mercury-sediment contact angle (140°) and P_{Hg} is the mercury injection pressure (Pa). This

stage also provides mercury total connected porosity (Rosener and Géraud, 2007). During the extrusion stage, the pressure is decreased down to atmospheric pressure with some mercury droplets remaining trapped at narrow pore throats (Li and Wardlaw, 1986a, b) allowing to determine the mercury trapped porosity (Rosener and Géraud, 2007). Mercury trapped porosity reflects the contrast of diameter between pore throats and body size (Bossennec et al., 2018), and is thus a proxy for pore compaction. High mercury trapped porosity suggests narrow throat compared to pore body size thus limited effects of compaction. Reciprocally, low mercury trapped porosity indicates that throats and bodies of pores are of similar sizes due do advanced compaction that tend to squeeze pore bodies.

Finally, mercury-free porosity is reintruded as mercury injection pressure is increased up to the maximum value of 220 MPa.

The distribution of pore throats size derived from MICP was used to determine permeability K_{KT} based on the Katz-Thompson permeability model (Katz and Thompson, 1986, 1987; Nishiyama and Yokoyama, 2014):

$$K_{KT} = \frac{1}{89}\phi_i \frac{(l^h_{max})^3}{l_c} f(l^h_{max}) \qquad (19)$$

where l_c is the pore throat diameter corresponding to the inflexion point of the cumulative MICP curve $f(l)$ of the fractional volume of connected pore throats having diameters of l and larger, and l^h_{max} is the pore throat diameter corresponding to the optimum path for permeability obtained when $l^3 f(l)$ is maximum for $l = l^h_{max}$ (Katz and Thompson, 1986, 1987).

2.3.2.2. Nuclear Magnetic Resonance (NMR)

Proton Nuclear Magnetic Resonance (NMR) was used to obtain the distribution of the transverse relaxation time T_2 (seconds) which provides information about pore body size distribution (Bossennec et al., 2018) and porosity (Daigle et al., 2014). NMR measurements consist of first applying a static magnetic field B_0 to align seawater hydrogen nuclei at equilibrium. Then, the static pulses B_1 at specific radio frequency is emitted, transiently perturbing the system. This is to measure the time required for hydrogen nuclei to relax to B_0 through diffusion and interaction with the porous media. T_2 is measured in a plane perpendicular to B_0.

Proton NMR measurements were performed during Expedition 372 with a Schlumberger® proVISION Plus LWD Tool and at the Laboratoire Energies & Mecanique Théorique et Appliquée (LEMTA), Vandoeuvre-lès-Nancy, France, using a Bruker® Minispec Mq20 operating at 20 MHz in this study. For T_2 measurements, we used the Carr-Purcell-Meilboom-Gill (CPMG) pulse

sequence (Carr and Purcell, 1954; Meiboom and Gill, 1958) at room temperature (20°C) and atmospheric pressure on 14 saturated core samples with a diameter of 8 mm. In the CPMG sequence, the static pulses B_1 consist of an initial $\pi/2$ pulse orthogonal to B_0 separated by a time τ from a series of π pulses applied with opposite polarity at regular interval 2τ. We used a recycle delay of 0.1s and a half-echo time τ of 0.04 ms (the minimum time available for this equipment), a gain ranging 70-80%, 200 echoes per scan and 128 stacked scans. We used UpenWin© software to invert the raw T_2 exponential decay in a smoothed T_2 distribution. We correlated the MICP pore throat radius (μm) to the T_2 measured in the laboratory and to the T_2 measured during Expedition 375 via the NMR logging tool (in ms) based on the effective relaxivity ρ_e (μm/s) using the relation of Marschall et al. (1995):

$$T_2 = \frac{1000r}{2\,\rho_e} \qquad (20)$$

Equation (20) (El Sayed, 2016) allowed us to estimate the pore throat radius along the sedimentary section at Site U1518 based on high sampling rate LWD NMR T_2.

We also determined NMR porosity based on the volume of water V_w in the sample (Daigle et al., 2014):

$$\phi_{NMR} = \frac{V_w}{V_w + V_s} \qquad (21)$$

Here, V_w is determined using a calibration by recording the maximum signal amplitude A_0 (corrected for the gain) during the T_2 measurement for known volume of water: $V_w = 19.762A_0 - 0.092$ ($R^2=0.94$). This method was validated using synthetic samples of known porosity.

3. Results

3.1. Clay mineralogy and Cation Exchange Capacity (CEC)

The shipboard total clay content measured by XRD during Expedition 375 is relatively constant (32%-52%, in average ~46%) through Units I to III, with no change from either side of the fault zone (Fig. 2d). The CEC values measured in this study are low to intermediate (0.08-0.18 mol/kg, in average 0.15 mol/kg) through the sedimentary section (Fig. 2e). Generally, CEC show a positive correlation with total clay content. In Subunit IIIA, the contorted domain where sediments are disturbed by MTDs show lower CEC values (Fig. 2a, e, ~373-382, ~391 and ~447-458 mbsf). The overall constant range of CEC values at Site U1518 is consistent with the small variation of lithology with depth. These values are in agreement with the post-cruise XRD characterization of the clay mineral assemblage of Underwood (2021) where smectite content in bulk sediment range

~4%-28% (Fig. S2). Underwood (2021) also reports that illite content in bulk sediments is ~9%-33% and chlorite and kaolinite content is ~3%-12%.

3.2. Porosity

Overall, shipboard total connected porosity averages 43% at Site U1518 but exhibits a large scatter of up to 11% (Fig. 2f, i). Shipboard total connected porosity exponentially decreases from ~66% near the seafloor to ~40% at the bottom of the hanging wall (Fig. 2f) following $\emptyset_t = 45.89e^{-0.050\sigma_v'}$ $(R^2 = 0.15)$ (Table S1). Across the Pāpaku fault zone, total connected porosity gradually increases up to ~54% and exponentially decreases from ~47% down to ~39% in the footwall following $\emptyset_t = 67.35e^{-0.11\sigma_v'}$ $(R^2 = 0.18)$ (Table S1). Similarly, total connected porosity data measured in this study evidence a remarkable contrast between the lower part of the hanging wall (~39%) and the upper footwall (~47%), with the hanging wall exhibiting a general trend of lower values (~42%) compared to the footwall (~47%). In the hanging wall damage zone in Subunit IB, total connected porosity values are a few percent higher and decrease more abruptly with increasing depth than Subunit IA. In the footwall, total connected porosity is slightly higher in Subunit IIIB than IIIA.

As a result of relatively constant and low CEC values, bound water content is constant and low (3-8%, in average 6%) across the section drilled at Site U1518 (Fig. 2f).

Because of relatively constant bound water content, the variation pattern of interstitial porosity (Fig. 2f, i) is very similar to that of total connected porosity. The interstitial porosity measured in this study evidence a contrast by 10% between the bottom of the hanging wall (~32%) and the top of the footwall (~42%) with lower values in the hanging wall (~36% on average) than in the footwall (~42% on average) (Fig. 2f). Similarly, shipboard interstitial porosity decreases in the hanging wall from ~60% down to ~34% following an approximate compaction curve of $\emptyset_i = 39.99e^{-0.06\sigma_v'}$ $(R^2 = 0.14)$ (Table S1) with a few percent higher values in the hanging wall damage zone (approximately Subunit IB) than in Subunit IA. Shipboard interstitial porosity then gradually increases from ~31% up to ~48% through the Pāpaku fault zone and decreases from ~41% down to ~33% following $\emptyset_i = 65.45e^{-0.13\sigma_v'}$ $(R^2 = 0.21)$ (Table S1) through the footwall (Fig. 2i). Compaction curves obtained from resistivity-derived porosity are similar (Table S1). The resulting total pore volume loss obtained from interstitial porosity is twice as high in the hanging wall (~40%) than in the footwall (~20%).

LWD neutron and NMR porosities measured during Expedition 372 (Wallace et al., 2019b) show a similar trend as in total connected and interstitial porosities, with significant porosity contrast

between the hanging wall and the footwall (Fig. 2f). Continuous LWD porosity data are able to record detailed porosity evolution across the Pāpaku fault zone. Both LWD neutron and NMR porosity show a gradual increase across the main fault zone, the subsidiary fault zone and the zone in between. Overall, LWD neutron porosity is consistent with total connected porosity but exhibits larger porosity difference between the hanging wall and the footwall with values higher by a maximum of 5% compared to those measured on samples in the footwall. In contrast, LWD NMR porosity values are significantly lower than interstitial and total connected porosities, except in Subunit IA where it is generally similar to interstitial porosity. The LWD NMR porosity exhibits the largest porosity shift (~20%) across the Pāpaku fault zone. NMR porosity measured on samples is larger than LWD NMR porosity and is in the range of total connected porosity, except in the Pāpaku fault zone and in Subunit IIIB.

At Hole U1518B, resistivity-derived porosity determined from resistivity-at -bit can be fit with interstitial porosity data using m =2.2 in Subunit IA and m =2.7 from Subunit IB to IIIB (Fig. 2i). At Hole U1518A, where resistivity-at-bit shows lower values than recorded at Hole U1518B (Fig. 2h, resistivity-derived porosity can be fit with interstitial porosity data using m =2 in the upper part of Subunit IA. At Hole U1518B, the shift toward higher m values occurs across the coring gap (~175-197 mbsf) in the hanging wall that also corresponds to the top of the hanging wall damage zone (Fig. 2a). Also using the resistivity model developed by Revil et al. (1998), Conin et al. (2011) determined a unique m=2.0 to fit porosity data across the hanging wall, the fault zone and the top of the footwall at Site C0004 in the Nankai accretionary wedge. Based on neutron porosity $\emptyset_n$ and resistivity-at-bit res_{bit}, a single Archie's law $res_{bit} = 68.71\emptyset_n^{-0.85}$ $(R^2 = 0.47)$ can be used at Site U1518 (Fig. S3). This law approximately corresponds to that of the physical properties of the Pāpaku fault zone qnd can also be fit to the same curve (Fig. S3). In detail, the hanging wall and the footwall plot on slightly different trends, as reported by Saito and Goldberg (1997) at ODP Site 948 located ~5 km landward of the deformation front of the Barbados accretionary complex.

Overall, LWD resistivity and P-wave velocity measured during Expedition 372 are anti-correlated with porosity (Fig. 2h). P-wave velocity and resistivity increase from ~1550 m/s and ~1.8 ohm/m respectively at the seafloor to ~2200m/s and ~3.8 ohm/m at the bottom of the hanging wall, and then gradually decrease to ~1700 m/s and~1.5 ohm/m in the main Pāpaku fault zone, the subsidiary fault zone and in between. In the footwall, P-wave velocity and resistivity increase up to ~2100 m/s and ~2.4 ohm/m.

3.3. Pore structure

Overall, discrete MICP and NMR measurements (Fig. 2g) show that samples are macroporous (i.e. pore diameters >50 nm using the nomenclature of Sing et al., 1985). Samples are characterized by only one family of pore throat size corresponding to 53% to 78% (in average, 61%) porosity of the samples. The average diameter of pore throats measured by MICP generally decreases with increasing depth, from ~0.8 µm near the seafloor to ~0.2 µm in Subunit IIIB. The Pāpaku fault zone is an exception with locally larger pore throats. A slight increase in pore size can also be noticed in Subunit IIIB compared to the lower part of Subunit IIIA. These values are in the normal range of pore size of clay-rich siliciclastic marine sediments at this range of depth (e.g. Daigle, 2014; Dugan, 2015). At Site U1518, there is no clear relation between interstitial porosity and mean pore throats diameter, mercury porosity or mercury trapped porosity for the hanging wall, the fault zone and the footwall based on samples measurements (Fig. 7). A weak correlation between porosity and pore throat diameters in clay-rich siliciclastic samples are also reported by Daigle et al. (2014) from the Nankai margin.

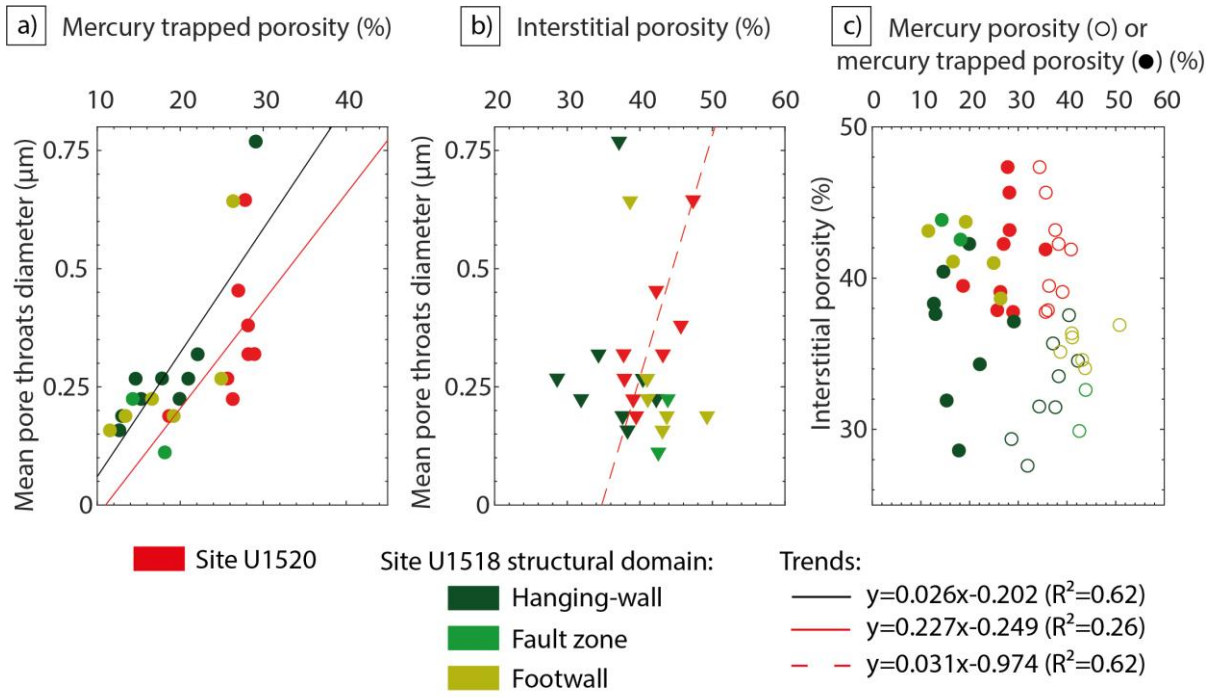


Figure 7. Relations between pore structure and porosity at Site U1518 (green) in the hanging wall, the fault zone and the upper footwall and in siliciclastic Units I-III from reference Site U1520 (red) (after Dutilleul et al., 2020b). a) Relation between mean pore throats diameter and mercury trapped porosity. b) Relation between mean pore throats diameter and interstitial porosity. c) Relation among interstitial porosity, mercury porosity (open circles), and mercury trapped porosity (colored circles). Trends were determined using the least square method.

Average LWD NMR T_2 and discrete NMR T_2 signals follow the same evolution as pore throats size measured by MICP, although a large discrepancy occurs between the values measured by the

LWD tool and on the samples in the laboratory (Fig. 2g). T_2 measured in the laboratory is ~2.8 ms near the seafloor and decreases to ~2 ms in the footwall. LWD NMR T_2 steadily decreases from ~9 ms near the seafloor to ~4 ms at the bottom of the hanging wall, increases across the Pāpaku fault zone up to 25 ms, and generally decreases in the footwall to ~7 ms. The discrepancy of values between LWD NMR T_2 and discrete measurements of T_2 on samples could be due to differences of radio-frequency used by the LWD NMR tool and the laboratory measuring device or processing of the data (Barnes et al., 2019; Wallace et al., 2019b).

Average relaxivity ρ_e ranges ~13-43 μm/s (in average, 37 μm/s) for T_2 measured on samples at 20 MHz and ~1-17 μm/s (in average, 8 μm/s) based on LWD T_2. LWD data provide correlations between neutron porosity and pore throat diameter, showing a similar trend in the hanging wall and the fault zone, but contrasting trend for the footwall (Fig. S4).

Katz-Thompson permeability determined from MICP decreases with depth from ~$7.25 \cdot 10^{-17}$ m² to ~$1.3 \cdot 10^{-17}$ m² in the hanging wall, ranges $1.2 \cdot 10^{-17}$-$6.3 \cdot 10^{-18}$ m² in the Pāpaku fault zone and $1.05 \cdot 10^{-16}$-$3.6 \cdot 10^{-17}$ m² in the footwall (Fig. 8).

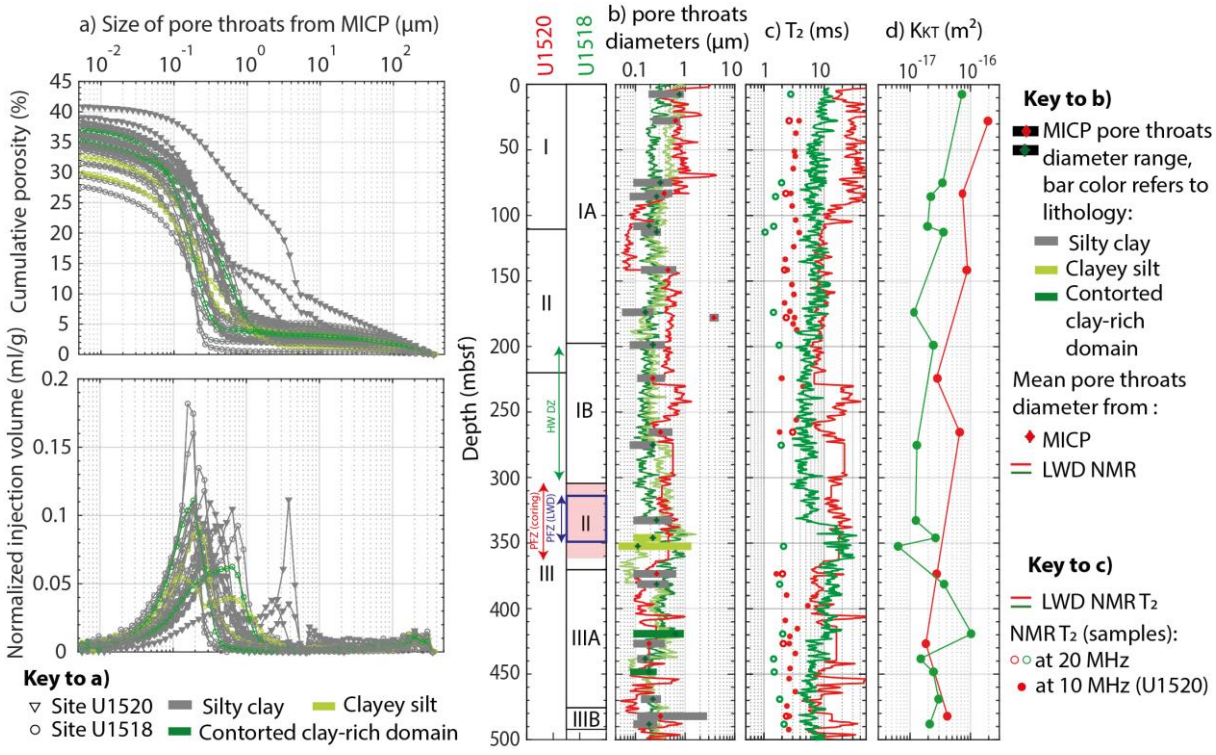


Figure 8. Comparison of a) MICP pore throats size distribution, b) main pore throats diameters, c) NMR T2, and d) Katz-Thompson permeability KKT of samples from Site U1518 (green) and Site U1520 (red) siliciclastic Units I-III (Dutilleul et al., 2020b). The localization of the Pāpaku fault zone at Site U1518 is identified from the cores at ~301-361 mbsf and inferred from logging data at ~315-348 mbsf (marked by blue rectangle). The hanging wall damage zone (HW DZ) is distributed within Subunit IB.

4. Discussion

In this study, we observe a deviation of interstitial porosity at the Pāpaku thrust at Site U1518 landward of the deformation front from the reference compaction curve from the entering section at reference Site U1520. We interpret the porosity profile at Site U1518 to assess the compaction state of sediments surrounding the Pāpaku thrust fault and get insights on the hydrologic and tectonic processes that the sediments have likely incurred during frontal accretion, by assuming hydrostatic conditions and uniaxial compaction (Conin et al., 2011). The analyses allows us to propose a deformation history at the frontal accretionary wedge with constraints on erosion at the Pāpaku thrust, and to discuss slip style along the Pāpaku fault by evaluating the presence of pore pressure that is commonly considered as the most important factor in creating a weak fault necessary for slow slip events (Audet et al., 2009; Frank et al., 2015; Han et al., 2017).

4.1. Comparison of interstitial porosity and pore structure data of accreted Quaternary siliciclastic sequence at Site U1518 with undeformed sequence at Site U1520

At Site U1520, interstitial porosity shows exponential decrease with increasing depth from ~66% near the seafloor to ~40% at the bottom of siliciclastic Unit III (Fig. 9). When we examine the relationship between porosity and effective vertical stress, the trend at Site U1520 can be fit with an approximate curve of $\phi_i = 46.6e^{-0.029\,\sigma'_v}$ $(R^2 = 0.29)$ (Dutilleul et al., 2020b). We use this curve as the "reference compaction curve", representative of the undeformed sediments prior to subduction. The compaction profile at Site U1520 indicates normal consolidation (Dutilleul et al., 2020b), likely resulting from burial compaction-induced dewatering that releases interstitial water prior to subduction (Bray and Karig, 1985).

The interstitial porosity values at Site U1518 deviate from the reference compaction curve (Fig. 9) and are more scattered than at Site U1520. Standard deviations are 4.3% at Site U1518 and 5.3% in Units I-III at Site U1520. In average, interstitial porosity is ~5-10% lower in the hanging wall at Site U1518 than the reference compaction curve at this range of depths. Across the Pāpaku fault zone and in the upper section of the footwall (~3.3-3.8 MPa in Fig. 9), interstitial porosity at Site U1518 increases to similar values at Site U1520 at equivalent depth. Given that the reference compaction curve at Site U1520 represents normal consolidation, the comparison of interstitial porosity data in accreted siliciclastic sequence at Site U1518 with the reference compaction curve at Site U1520 suggests an overcompacted hanging wall, a normally consolidated Pāpaku fault zone and a slightly overcompacted to nearly normally consolidated upper footwall at Site U1518 (Fig.

9).

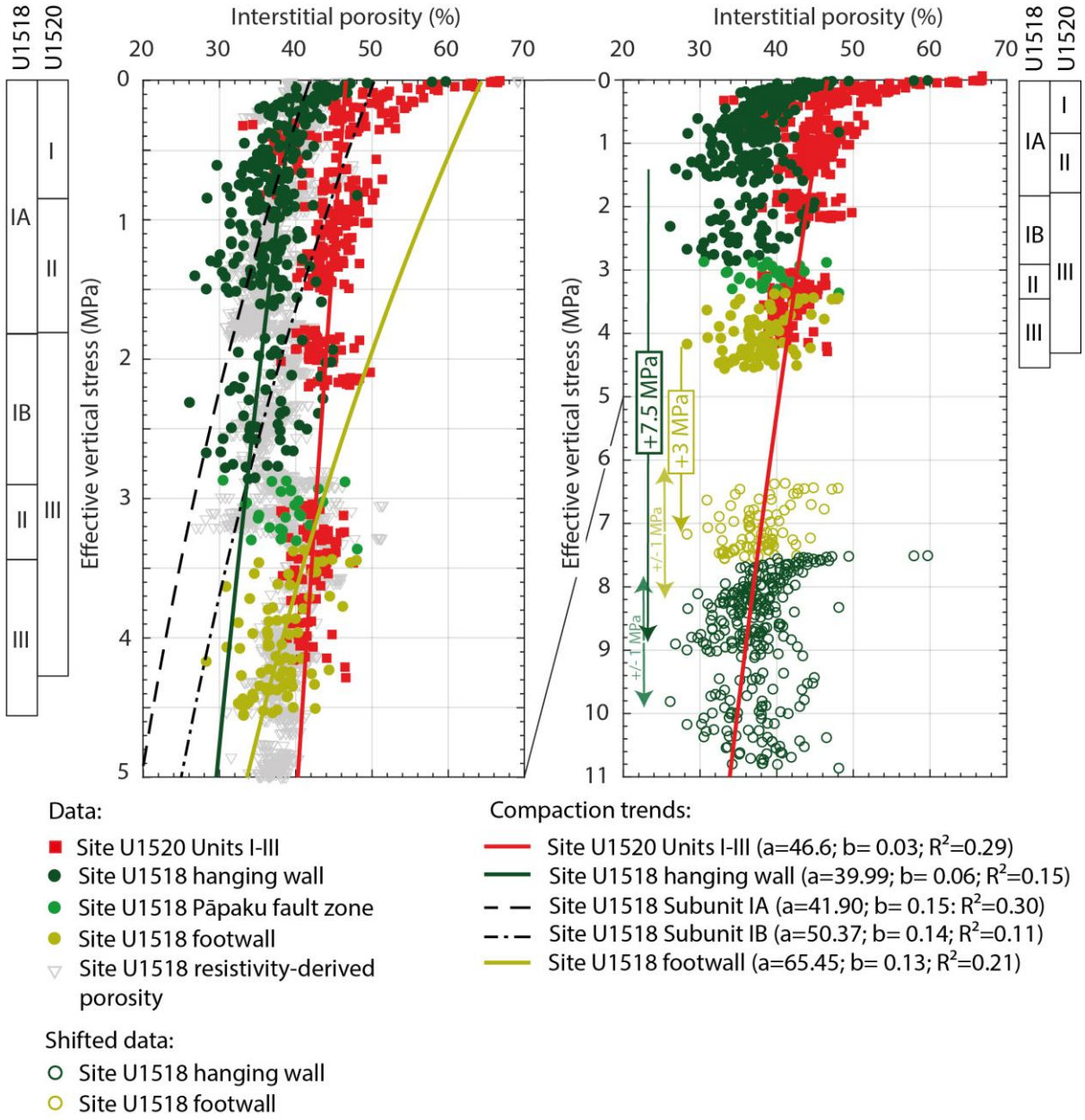


Figure 9. Compaction curves illustrated by the relationship between interstitial porosity and effective vertical stress at Site U1518 (green) and reference Site U1520 siliciclastic Units I to III. Here, sand-rich samples (ranging 0.3-0.9 MPa with interstitial porosity <43%) and very shallow unconsolidated are excluded (Dutilleul et al., 2020b). The dark green arrow indicates the offset of vertical stress required (+7.5 MPa or ~830 mbsf) for interstitial porosity data of the Pāpaku thrust hanging wall to match with equivalent porosity on the reference compaction curve of Site U1520. Similarly, the light green arrow indicates the offset of vertical stress required (average offset of +3 MPa or ~330 mbsf) for interstitial porosity data of the footwall to match with the equivalent porosity on the reference compaction curve. The error bars of ~1.0 MPa or ~110 meters represent the maximum and minimum shift required for interstitial porosity data of the hanging wall and the footwall at Site U1518 to match with the equivalent porosity

on the reference compaction curve at Site U1520.

The distinct compaction state between the hanging wall, the fault zone and the top of the footwall inferred in this study from interstitial porosity data is in accordance with the structural observations on cores and interpretations of Saffer et al. (2019b) and Fagereng et al. (2019) and with interpretations of Gray et al. (2019) based on P-wave velocity at the seismic scale. On one hand, the lower porosity overcompacted hanging wall is consistent with the brittle deformation observed on cores (Saffer et al., 2019b; Fagereng et al., 2019). By comparison, the higher porosity and significant lower consolidation of the upper footwall, which correspond to overthrusted seafloor material (Morgan et al., 2018) may have, on the opposite, favoured the development of ductile deformation structures. The intermediate consolidation state of the fault zone is consistent with a transition from ductile to brittle deformation as the fault grows. On the other hand, Gray et al. (2019) report that the seismic velocity reduction between the hanging wall and the footwall of the Pāpaku thrust (Fig. 2h) is small compared to that of other thrusts in the Expeditions 372-375 region, more generally characterized by overcompacted hanging walls and undercompacted footwalls.

Porosity and pore network characterization from MICP and NMR measurements at Site U1518, show that the trends among interstitial porosity, mean pore throats diameter, mercury porosity and mercury trapped porosity in undeformed siliciclastic sediments at Site U1520 are similar with those of sediments of the Pāpaku fault zone and the footwall at Site U1518 (Fig. 7). However, the hanging wall at Site U1518 is characterized by smaller pores thus lower permeability than expected for present depth at Site U1520, which is consistent with overconsolidation in the hanging wall and normal consolidation in the Pāpaku fault zone and the footwall. Pore diameter measured by MICP (Fig. 8a) and estimated from NMR measurements on samples and by LWD NMR (Fig. 2g) generally show similar values at Site U1518 and in Site U1520 siliciclastic units, with a general trend of lower values in the hanging wall at Site U1518 than at equivalent depth at Site U1520 (Fig. 8b). LWD NMR T_2 and discrete T_2 measurements on samples also show similar range of values at Sites U1518 and U1520, except for two zones in the hanging wall in which T_2 values are lower at Site U1518 than at Site U1520 (Fig. 8c). The first zone corresponds to the ~0-90 mbsf interval where the high content of sand-rich turbidite beds at Site U1520 in contrast to the section recorded at Site U1518 may cause the locally high NMR T_2 recorded at Site U1520. The second zone correlates with Subunit IB that also corresponds to the damage zone of the overcompacted hanging wall at Site U1518 where both LWD NMR T_2 and discrete T_2 measurements show lower values than at equivalent depth range at Site U1520. The smaller pore size that characterizes the Pāpaku thrust

hanging wall results in a Katz-Thompson permeability ~1 order of magnitude lower than measured at equivalent depth at Site U1520 (Fig. 8d). In the fault zone and in the footwall, the Katz-Thompson permeability is in the order of permeability estimated at Site U1520, and locally tends to be higher.

4.2. Insights on compaction state evolution and deformation history of Quaternary siliciclastic sequence during accretion

Based on the observed deviations of porosity at Site U1518 from the reference compaction curve of Site U1520 (Fig. 9), we propose a simple model where erosion and thrusting are concomitant and potentially associated with excess pore pressure build up and horizontal shortening (Fig. 6). These analyses on sediment compaction allows us to interpret the interstitial porosity profile observed at Site U1518 (Fig. 9).

Although the hanging wall and the footwall exhibit contrasted interstitial porosity at Site U1518, the footwall follows a normal consolidation trend as typically defined in clay-rich siliciclastic sediments (Mondol et al., 2007; Kominz et al., 2011). Hence, we suggest that both the hanging wall and the footwall sequences have experienced vertical loading as they were progressively buried after deposition on the subducting plate (Fig. 6a; 9).

However, the interstitial porosity values of the hanging wall sediments at Site U1518 is significantly lower than the values of the reference Site U1520, implying that the hanging wall has experienced greater burial and vertical effective stress in the past. If we assume that the porosity-vertical effective stress curve at Site U1518 follows the same curve as that of Site U1520, the lower porosities of the hanging wall can be extrapolated to burial depths of ~1130±110 meters and vertical effective stress range of ~7.5±1.0 MPa (Fig. 9). In addition, the slightly lower porosity of the footwall just below the fault zone can be shifted to burial depths of ~330±110 m and vertical effective stress range of ~3.0±1.0 MPa (Fig. 9). Such stress shifts could be the result of uplift due to fault displacement associated with erosion (Fig. 6b) and/or lateral tectonic strain (Fig. 6c) or a combination of both, although this cannot be constrained based on porosity only. Here, we hypothesize that the stress shifts are better explained by erosion unloading, allowing us to provide an upper limit for erosion in the hanging wall. Erosion is suggested by the truncation of seismic reflectors of the hanging-wall on the seismic profile (Fig. 1e) and a lower limit of 200-300 m of removed material was defined by French and Morgan (2020).

Based on stress shift values, we infer that the sequence that will later form the hanging wall was buried ~830±110 meters deeper than present depth at the trench before thrust, thus reaching a

maximum thickness of ~1130±110 meters. This maximum thickness is in the order of the throw (~1.6-1.7 km) of the Pāpaku fault zone estimated from seismic line 05CM-04 (Fig. 1d). The maximum burial depth of the hanging wall is also in accordance, at the trench, with the depth of the base of the SU4 defined at Site U1520, which is interpreted to represent the same stratigraphy as observed at the base of the hanging wall at Site U1518 (Fig. 1d). This suggests that the sediments in the incoming section were overthrust and accreted by the Pāpaku thrust at the deformation front (Morgan et al., 2018), consistent with the current stratigraphic framework. The experienced maximum burial depth of ~1130±110 mbsf in the hanging wall have likely caused greater consolidation of the sediments and developed brittle deformation with pervasive faults and fractures. We explain the stress shift for the footwall by inferring that the footwall was buried at a maximum of ~330±110 meters deeper than present depth by erosion occurring in at least two stages of uplift by the thrust in a case of limit scenario (Fig. 10). In the first stage, a maximum of ~500 meters of the hanging wall sequence was initially uplifted and eroded as it was thrusted above the footwall. In the second stage, once the hanging wall was thrusted over the footwall at a maximum depth of ~630±110 meters, a maximum of ~330±110 meters of material were removed resulting in the current thickness of the hanging wall. The inferred contrasted in maximal burial depths between the hanging wall and the footwall support the difference in contrasting pore volume loss across the fault estimated in section 3.2.

Note that each stage actually represents the sum of small scale erosional events that occurred either during thrusting or once the hanging wall was emplaced above the footwall. Also note that we are assuming a maximum contrast in porosity across the thrust, and therefore the estimated erosion/uplift likely represent maximum values. The actual porosity contrast may be smaller due to an overconsolidation of the hanging wall associated with the thickening of the prism as thrust sheets stack, resulting in compaction and horizontal shortening (Saito and Goldberg, 1997; Saffer and Tobin, 2011; Hamahashi et al., 2013; Greve et al., 2020) (Fig. 6c) and/or overpressure in the footwall in the past (Fig. 6d), which cannot be quantified based on porosity data only.

Elevated pore fluid pressure developed in the footwall in the past is suggested by the injection features observed in intervals showing ductile flow structures (section 2.1.2) (Fagereng et al., 2019) indicating dewatering of the footwall (Greve et al., 2020), during burial, exacerbated when the hanging wall was thrusted above it (Fig. 10b). Because of the lower peak P-T conditions experienced by the footwall compared to the hanging wall and the effect of fluid during faulting (Hamahashi et al., 2013), the footwall was less consolidated and possibly weaker than the hanging wall, leading to the development of ductile deformation structures like flow banding in the footwall (Fagereng et al., 2019). The present nearly normally consolidated interstitial porosity profile in the

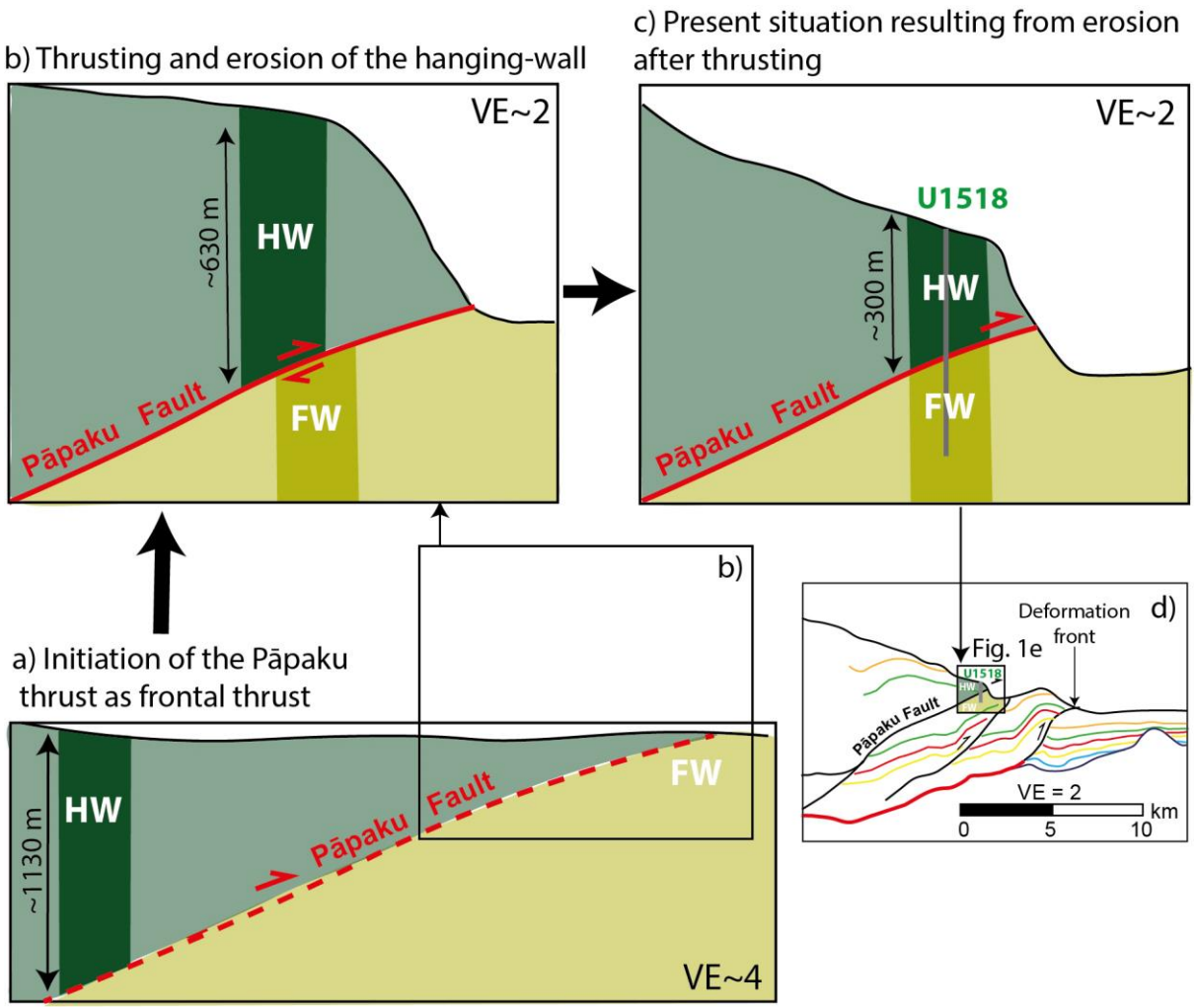


Figure 10. Schematic deformation and erosion history at Site U1518, with a) normal consolidation of the hanging-wall (HW) and the footwall (FW) before thrusting; b) thrusting of the hanging-wall above the footwall concomitant with a maximum of ~500 meters of erosion and c) supplementary maximum erosion of ~330 meters of the hanging-wall once it is set above the footwall to finally reach present setting. d) Present situation at the seaward edge of the North Hikurangi margin (see Figure 1c for legend of coloured seismic reflectors) with a zoom in on Site U1518 showing the scale of close-ups b) and c).

footwall and the fault zone implies that overpressured fluids were expelled before the second erosion stage, allowing normal consolidation. Fluids may have been conducted along the fault zone, as reported by Gray et al. (2019) at the surrounding thrusts characterized by an overcompacted hanging wall and an underconsolidated footwall. Consolidation in the fault zone and the footwall may have favoured the formation of brittle deformation structures that overprinted older ductile deformation structures (section 2.1.2) (Fagereng et al., 2019). Another possibility is that the other thrusts near the deformation front that is thrusting over the footwall of the Pāpaku thrust (Fig. 1e) have likely uplifted the sediments in the footwall and caused lower porosity at Site U1518, although

this cannot be addressed based on the present dataset. Uplift of the footwall may explain why in the lower part of the footwall, porosity tend to plot on a slightly different curve, with lower porosity values than at Site U1520.

Erosion at the Pāpaku thrust is thus comprised between the lower limit of ~200-300 m given by French and Morgan (2020) and the upper limit of ~800 m defined in this study. High erosion rate in similar settings have been previously reported at other margins (e.g. Das et al., 2021). Possible erosional mechanisms include gravity-driven flow, oceanic current, and seamount subduction, but are not well constrained at present. Erosion rates close to the upper limit we provide would suggest that, at the time of erosion, the wedge was over-steepened, as still observed at present (Pedley et al., 2010; Greve et al., 2020; Wallace, 2020) and as suggested by the occurrence of MTDs at the top of the footwall only (Saffer et al., 2019b).

4.3. Insights on slip type at the Pāpaku fault zone

Interstitial porosity data at Site U1518 in this study does not indicate any fluid-rich zone showing excess pore pressure at present. This result is consistent with Gray et al. (2019) and Cook et al. (2020) who infer no active fluid flow nor elevated pore pressure along the fault zone based on seismic velocities and LWD data. Our data also support the assumption of Cook et al. (2020) that the negative polarity reflection interpreted to correlate with the Pāpaku fault zone results from variations in physical properties rather than elevated fluid content. Together, these observations are not in favour of the possibility for low effective stress and excess pore pressure leading to transitional friction stability as a trigger for slow slip along the Pāpaku fault zone. In that case, slow slip events are rather expected to propagate along the weak plate interface where pore pressure is thought to be elevated (Basset et al., 2014; Ellis et al., 2015), as suspected at other margins like Cascadia offshore central Oregon (Audet et al., 2009; Han et al., 2017), Nankai (Kodaira et al., 2004; Kamei et al., 2012), Costa Rica (Saffer et al., 2000; Tobin et al., 2001) where slow slip events have been related to fluid-rich plate interface evidenced by low-velocity zones. In contrast, high-velocity drained layers as documented in Cascadia offshore Washington (Han et al., 2017; Peterson and Keranen, 2019) or North Sumatra (Dean et al., 2010; Hüpers et al., 2017) favour large near-trench fast rupture. Alternatively, slow slip behaviour could be favoured at other seaward thrusts and splay faults that may develop elevated pore pressure (Gray et al., 2019). On the other hand, as suggested by Fagereng et al. (2019), conditional frictional stability prone to slow slip or tsunami earthquake at the Pāpaku thrust could still arise from transient changes of the stress state, for example induced by transient variations in loading rate and/or fluid pressure. It is possible that the Pāpaku thrust fault ruptured in the past, allowing a discharge of fluid pressure with the drainage of

fluids stored in the footwall, as proposed for the plate interface of other margins (Sibson, 1990; Frank et al., 2015; Nakajima and Uchida, 2018; Warren-Smith et al., 2019), before returning, at present, at the beginning of a fluid accumulation stage. This could be verified by retrieving the pore pressure record from the borehole observatories installed at Site U1518 (Saffer et al., 2019b).

5. Conclusion

Based on IODP Expeditions 372 and 375 logging data and sample measurements, we observe strong porosity contrasts between the hanging wall and the footwall of the active Pāpaku splay fault at the northern Hikurangi subduction margin drilled at Site U1518. The footwall of the Pāpaku fault is characterized by higher interstitial porosity values (~42% on average) than the fault zone (~41%) and the hanging wall (~36%). By comparing with the porosity profile of the undeformed section of the incoming plate at Site U1520, we infer that the hanging wall of the Pāpaku fault is overconsolidated. Assuming that the deviation of interstitial porosity values results from erosional unloading, we suggest that the hanging wall underwent consolidation as it was buried at greater depth than present prior to subduction, in a setting that is similar to that of the actual trench (~1100 mbsf), before being thrusted above younger and less consolidated sediments of the footwall and unroofed by concomitant erosion. However, other processes may have contributed to shift the sediment porosity from the reference compaction curve, such as1) the build-up of pore pressure in the footwall in the case of disequilibrium compaction and, 2) poorly-drained conditions and folding and thrusting of the hanging wall associated with horizontal shortening. Overall, the Pāpaku thrust at the northern Hikurangi margin exhibits lithological, structural and physical properties similar to that of shallow splay faults in other subduction zones in the early stages of deformation such as the Nankai or Barbados subuction margins. Interstitial porosity data at Site U1518 do not indicate elevated pore pressure at the Pāpaku thrust. The inferred hydrostatic conditions at the Pāpaku thrust suggest that shallow slow slip events that recur in this region of the northern Hikurangi margin are more likely to propagate to near the sea floor along the plate interface where elevated pore pressure is inferred, rather than along the splay fault, although slip on the splay fault may be triggered by transient changes of stress state in the case of transient changes of loading rate and fluid pressure

6. Acknowledgements

We greatly acknowledge the funding of the shore-based measurements of CNRS-INSU and IODP-France. We thank David Billet, Philippe Rousselle, Maximilien Beuret, Géraldine Kitzinger and Hervé Marmier from the LIEC laboratory in Nancy and Metz (France) for running CEC, exchangeable cation composition and soluble chloride content analyses.

7. Data

This research used data provided by the International Ocean Discovery Program (IODP). The shipboard data used are freely available on the LIMS Report Interface Page at web.iodp.tamu.edu/LORE (core photos, analyses of core samples and interstitial water) or at mlp.ldeo.columbia.edu/logdb/scientific_ocean_drilling (LWD data). Post-cruise data including corrected porosity, CEC, exchangeable cation composition, MICP and NMR are available in the OTELo Research Data Repository (https://doi.org/10.24396/ORDAR-31).

8. Supplementary material

Table S1. Summary of the reference total connected porosity (ϕ_0) at the seafloor, the interstitial porosity (ϕ_{i0}) at the seafloor, the compaction parameter (b) and correlation coefficient (R^2) for equation (12) using different type of porosity data and depending on lithological units and structural domains.

Lithological unit and equivalent structural domain	Shipboard total connected porosity	Shipboard interstitial porosity	Resistivity-derived porosity
IA	ϕ_0=47.85 b=0.12 R^2=0.30	ϕ_{i0}=41.90 b=0.15 R^2=0.30	ϕ_{i0}=45.98 b=0.21 R^2=0.80
IB	ϕ_0=56.05 b=0.12 R^2=0.11	ϕ_{i0}=50.37 b=0.14 R^2=0.11	ϕ_{i0}=57.35 b=0.21 R^2=0.77
Hanging wall (IA and IB)	ϕ_0=45.89 b=0.05 R^2=0.15	ϕ_{i0}=39.99 b=0.06 R^2=0.15	ϕ_{i0}=41.14 b=0.06 R^2=0.28
Footwall (III)	ϕ_0=67.35 b=0.11 R^2=0.18	ϕ_{i0}=65.45 b=0.13 R^2=0.21	ϕ_{i0}=59.35 b=0.11 R^2=0.69

Figure S2. Relation between smectite content in bulk sediment determined by X-ray diffraction and Cation Exchange Capacity (CEC) values at different IODP Sites in the north Sumatra margin and the north Hikurangi margin. Smectite content in bulk sediments and CEC are measured on near-by but different samples. Smectite content in bulk sediments for Sumatra Sites U1480 and U1481 are calculated from the XRD analysis of the clay fraction of Rosenberger et al. (2020) and the total clay mineral content of the nearest sample given in McNeill et al. (2017 a and b). The black line represents the approximate linear trend for Site U1480. Smectite content in bulk sediments for Hikurangi Sites U1520 and U1518 are from Underwood (2021).

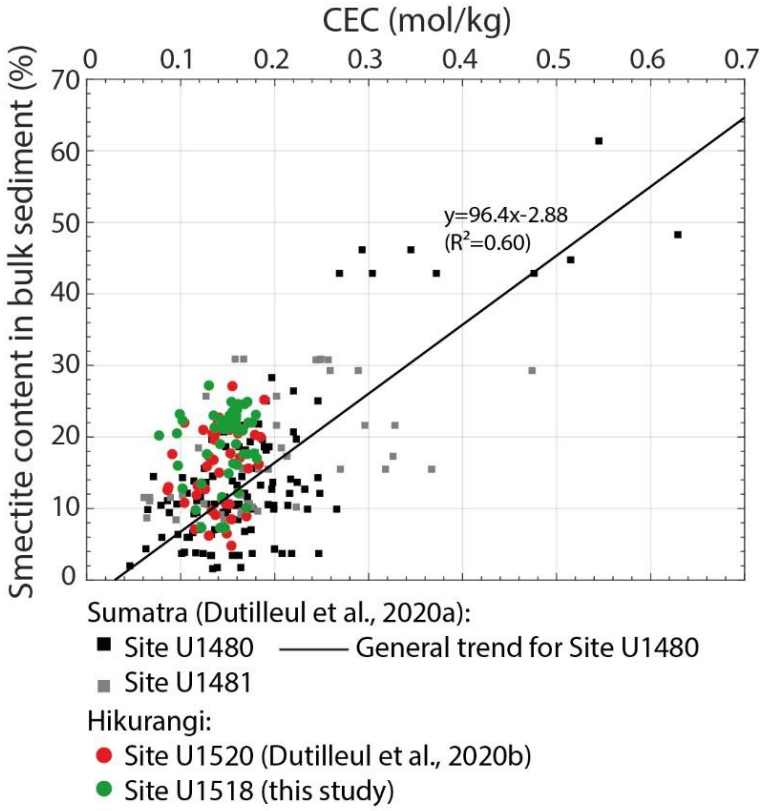


Figure S3. Cross plots between resistivity-at-bit and neutron porosity at Holes U1518B for the hanging-wall (~0-315 mbsf), the Pāpaku fault zone (~315-348 mbsf) and the footwall (~348-492 mbsf) and U1520A (Units I-III; ~0-509 mbsf). Approximate power-law trends (Archie's law) are shown as curved lines (see Legend).

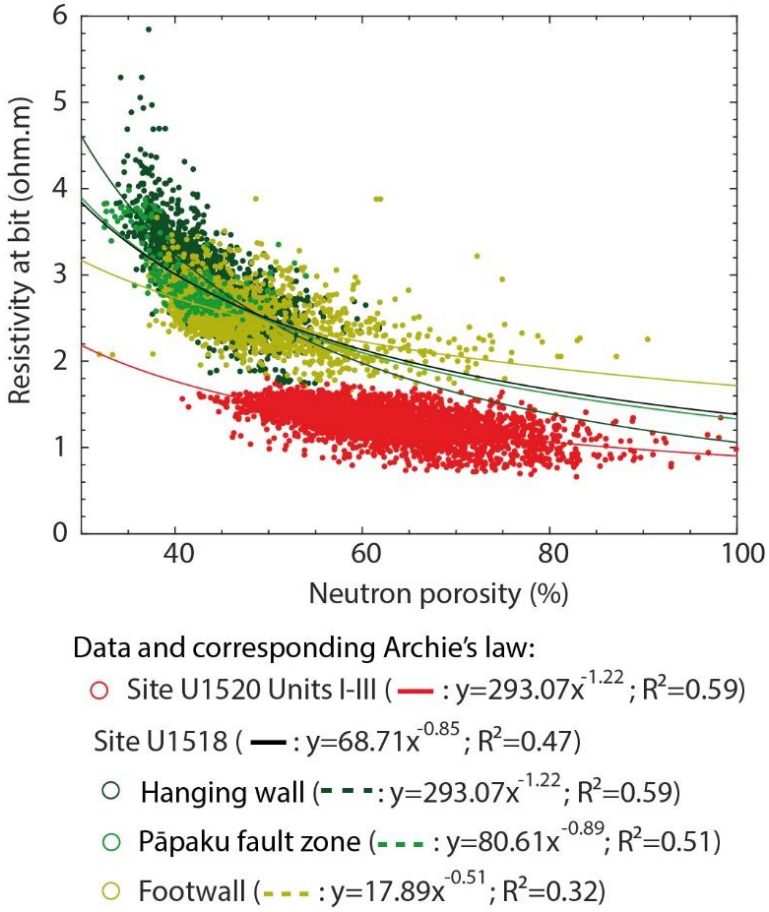
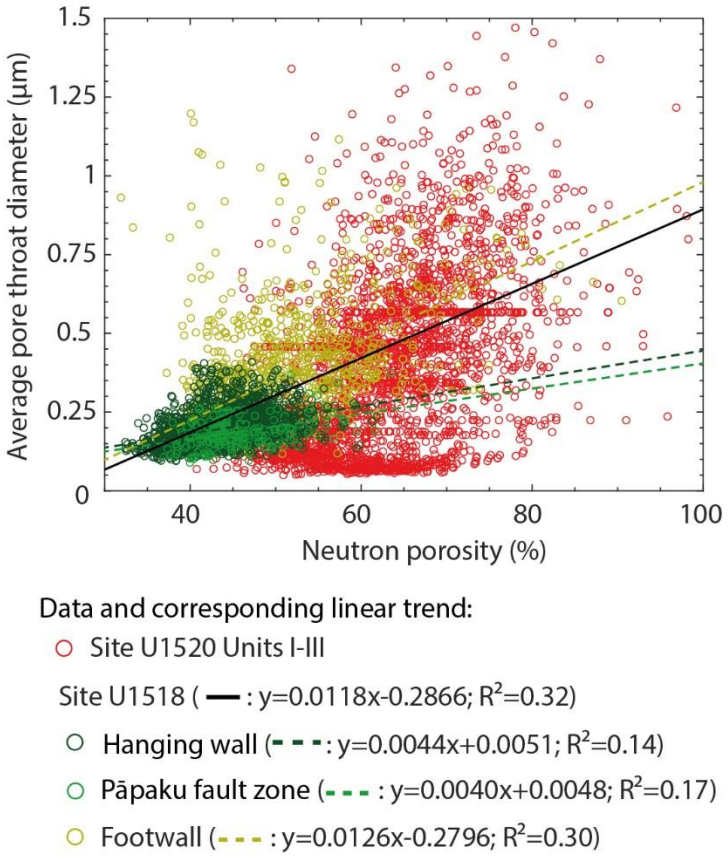


Figure S4. Crossplots between neutron porosity and the average pore throat diameter determined from LWD NMR T2 for the hanging-wall (~0-315 mbsf), the Pāpaku fault zone (~315-348 mbsf) and the footwall (~348-492 mbsf) at Site U1518, together with Units I-III (~0-509 mbsf) at Site U1520. Approximate curves for each dataset are shown (see Legend). The average pore throat diameter was determined using an average effective relaxivity ϱe= 8μm/s at Site U1518 and interpolated ϱe at Site U1520 following Dutilleul et al. (2020b).



VI.3. Caractérisation pétrophysique et hydrogéologique du glissement de terrain Tuaheni à partir des données des Sites U1517 et U1519

VI.3.1. Présentation du manuscrit n°4

Le manuscrit présenté ci-après est une version révisée acceptée avec révisions mineures le 20/07/2021 d'un manuscrit initialement soumis le 17/01/2021 à *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* dans le numéro thématique "*Understanding sedimentary systems and processes of the Hikurangi Subduction Margin: From trench to back-arc*".

En lien avec les objectifs des expéditions IODP 372-375 et conformément au projet de recherche post-expédition dans lequel s'inscrit cette étude, les propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques d'échantillons issus de deux forages, le Site U1519 (40 échantillons, site de référence dans une zone non déformée hôte d'hydrates de méthanes) et le Site U1517 (24 échantillons, zone en extension de la partie sud dans le Tuaheni Landslide Complex (TLC)) ont été caractérisées dans le but de déterminer l'état de compaction et la structure du réseau poreux et investiguer les mécanismes à l'origine de la déformation lente par fluage qui animerait le TLC. En particulier, la présence d'hydrates de méthane n'a pas été démontrée dans l'intervalle du TLC lors de l'expédition, mais en-dessous, ainsi qu'au niveau de la zone de stabilité des hydrates de méthane au Site U1519. Les propriétés mesurées incluent 1) des analyses chimiques notamment de CEC pour déterminer la teneur en fluide lié et quantifier la porosité interstitielle, 2) des analyses MIP et RMN qui ont permis de caractériser la distribution de la taille des pores et d'estimer des perméabilités qui ont été comparées à 3) des valeurs de perméabilité réalisées en conditions *in situ* par presse triaxiale.
Les principaux apports du manuscrit sont :

- Que les zones hôtes d'hydrates de méthane se caractérisent par une porosité, une perméabilité et un diamètre de pore plus importants ;
- Que bien que la majeure partie de la section sédimentaire au Site U1517 se trouve actuellement en condition hydrostatique, la base du TLC pourrait développer des surpressions de fluides. Dans ce cas, la surpression de fluide détectée à la base du TLC au Site U1517 ne serait pas liée à la présence d'hydrates de méthane et infirmerait leur rôle dans la déformation du TLC. Au contraire, cela conforterait le postulat original de Mountjoy et al. (2009b) selon lequel le fluage du TLC serait associé à une micro-fracturation répétée liée à des pulses de surpressions de fluides.

VI.3.2. Manuscrit n°4

Porosity and permeability evolution in the Tuaheni Landslide Complex at North Hikurangi margin from IODP Sites U1517 and U1519

Jade Dutilleul[a]*, S. Bourlange[a], Y. Géraud[a] and T. Reuschlé[b]

[a]*University of Lorraine, CNRS, GeoRessources, F-54000 Nancy, France*

[b] *Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre et de l'Environnement de Strasbourg, 5 Rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, France.*

Abstract

Several mechanisms involving excess pore pressure related to gas hydrate have been proposed to explain active creeping at landslides such as the north Hikurangi margin Tuaheni Landslide Complex (TLC). To address this hypothesis, cores and logging data were retrieved by the International Ocean Discovery Program (IODP) Expeditions 372 and 375 from the South TLC at Site U1517. Here, we document the evolution of porosity, pore structure and permeability to assess the compaction state in the landslide and compare with that of undeformed sequence at Site U1519 in the north TLC. Although the cruise did not find evidence of gas hydrates in the landslide at Site U1517, zones suspected to host gas hydrate below the landslide or at Site U1519 are characterized by higher porosity, pore diameter and permeability. We show that most of the sedimentary section is in hydrostatic conditions, except the base of the TLC at Site U1517 and a zone beneath the base of gas hydrate stability zone at Site U1519. These zones might be candidates for excess pore pressure build up. There is no clear evidence of implications of gas hydrates in active creeping at the TLC, which is more likely induced by hydrogeomechanical processes.

1. Introduction

The Tuaheni Landslide Complex (TLC) is located on the upper slope of the relatively sediment-starved northern Hikurangi margin (Mountjoy et al., 2009), where the Pacific Plate is obliquely subducted beneath the Australian Plate at ~5.0 cm/y (Wallace et al., 2004) (Figure 1a). In the studied area, the Pacific Plate is composed of the Cretaceous-aged volcanic Hikurangi Plateau protruded by seamounts and blanketed by a ~1.0–1.5 kilometers-thick Cenozoic to Mesozoic sedimentary cover. The TLC is composed of Quaternary shelf-edge clinoform sequences (Pedley et al., 2010), with wedge-shaped thinning-upwards siliciclastic sediments (Barnes et al., 1991; Alexander et al., 2010), above Cenozoïc and Late Mesozoïc sediments (Field et al., 1997; Barnes et al., 2002; Mountjoy and Barnes, 2011). Based on morphological differences, Mountjoy et al. (2009)

divided the TLC into a north (North TLC) and a south component (South TLC) (Figure 1b), both feeding the Tuaheni Basin with Quaternary sediments (Mountjoy et al., 2009; 2014). The South TLC also contributes to filling the Paritu Basin with debris. The North TLC is characterized by arcuate internal scarps. The South TLC, on which focusses this study, is composed of irregular rough landslide debris downslope of large scars. The South TLC is thought to be composed of two mass-transport deposit (MTD) units (Mountjoy et al., 2014; Böttner et al., 2018; Gross et al., 2018; Kuhlmann et al., 2019; Couvin et al., 2020) separated by an intra debris negative-polarity seismic reflection whose might be related to the basal décollement of the upper MTD unit that may localize excess pore pressure, although this remains unclear (Gross et al., 2018).

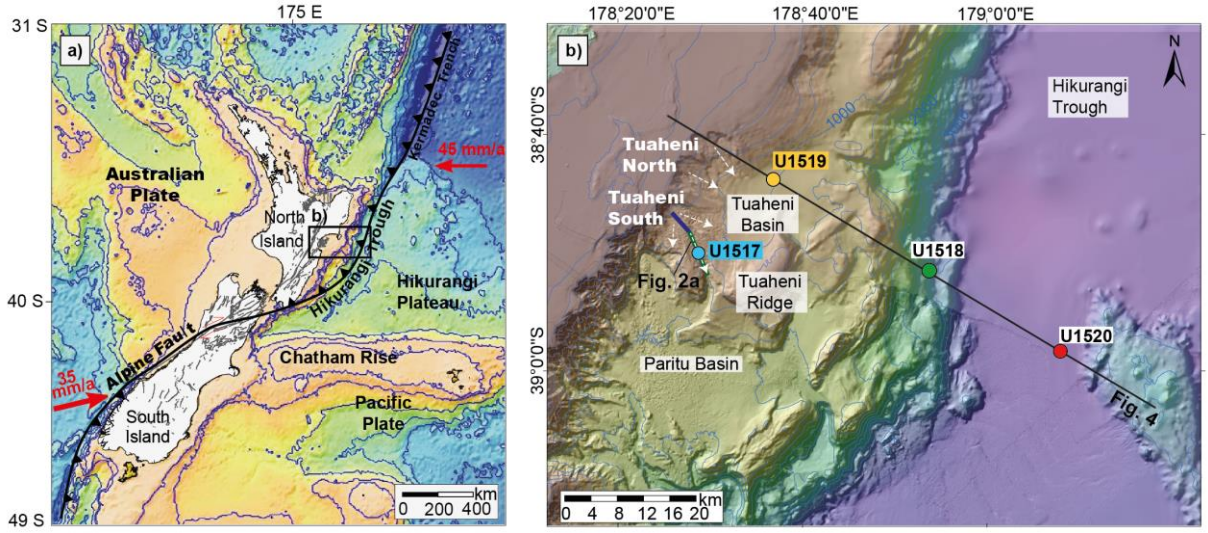


Figure 1. a) Tectonic setting of the Hikurangi margin with plate motion indicated by red arrows (modified after Barnes et al., 2019a). b) Bathymetric map of the IODP Expeditions 372/375 study area offshore Gisborne located on a) (modified after Mountjoy et al., 2014 and Saffer et al., 2019). The thick line represents the seismic profile TAN1114-10b shown in Figure 2a with the location of Site U1517. The blue (respectively, green) section of this line indicates the contractional (respectively, extensional) zone of the slide represented on Figure 2a. The black line represents the seismic profile 05CM-04 across the margin shown in Figure 4a with the location of Site U1519 and of other Sites from IODP Expeditions 372-375. White dashed arrows show the direction of movement within the landslides of the North and South Tuaheni (after Mountjoy et al., 2014).

Based on bathymetry data, Mountjoy et al. (2009) suggested that the South TLC initially formed as a catastrophic failure and is now actively creeping, rather than growing through repeated failures leading to downslope transport of new source material, as commonly admitted for submarine landslides (Mulder and Cochonat, 1996; Canals et al., 2004). However, the mechanisms triggering this active slow deformation remain unclear. First, Mountjoy et al. (2009) related creeping with high pore pressure induced by gas expulsion, sediment loading or earthquakes. This would lead to small-

scale compressional and extensional features across the landslide which have not been observed. On the contrary, the South TLC is marked by a transition from a compressive upper sediment-supplied mass to an extensive part near the toe where sediments are removed (Figure 2a) (Mountjoy et al., 2014; Barnes et al., 2019a). Later, Mountjoy et al. (2013, 2014) observed that the upper limit of creeping occurs downslope of where a hydrate-related bottom-simulating-reflector (BSR) (and thus the base of gas hydrate stability (BGHS)) cutting through the landslide reaches the seafloor. This zone also corresponds to the transition between compressional and extensional deformation of the South TLC. They suggested that gas hydrates may be involved in ongoing slow deformation and proposed three possible mechanisms: 1) gas hydrate dissociation at the BGHS; 2) a hydrate pressure valve model implying the repeated hydrofracturing and weakening of the gas hydrate zone with transfer of the overpressure accumulated below low-permeability gas hydrate-bearing sediments to the landslide mass where the BGHS approaches the seafloor and 3) a hydrate glacier model with gas hydrate-bearing sediments showing creeping behaviour (Mountjoy et al., 2013, 2014; Barnes et al., 2019a).

To investigate the mechanisms behind creeping in the TLC and their possible links with gas hydrates occurrence, the International Ocean Discovery Program (IODP) Expedition 372 drilled, logged and cored Site U1517 in the extensional zone of the south component (Figures 1b and 2) down to 205 meters below the sea floor (mbsf). It was initially planned to drill two other sites in the compressive part of the landslide and a reference site outside the landslide mass (Pecher et al., 2014). Although this was not achieved (Barnes et al., 2019a), the results from Site U1517 (Barnes et al., 2019b) can be interpreted in light of properties of the sedimentary section at Site U1519 (Barnes et al., 2019a). Site U1519 was drilled, logged and partially cored down to 650 mbsf ~15 kilometers at the northeast, in the western part of the Tuaheni basin fed by the north component of the TLC (Figures 1b and 3) (Barnes et al., 2019c).

Here, we document the evolution of compaction state from porosity and permeability from measurements on core samples and LWD data 1) at Site U1517 through the extensional part of the South TLC and beneath, with gas hydrates occurrence suspected only in the preslide interval and 2) at Site U1519 where gas hydrates occurrence is inferred from direct observations (Barnes et al., 2019c). Compaction state may be interpreted in terms of pore pressure development. Elevated pore pressure is commonly associated with a local anomalously high porosity compared to a reference porosity-effective stress curve (Conin et al., 2011) determined assuming hydrostatic fluid

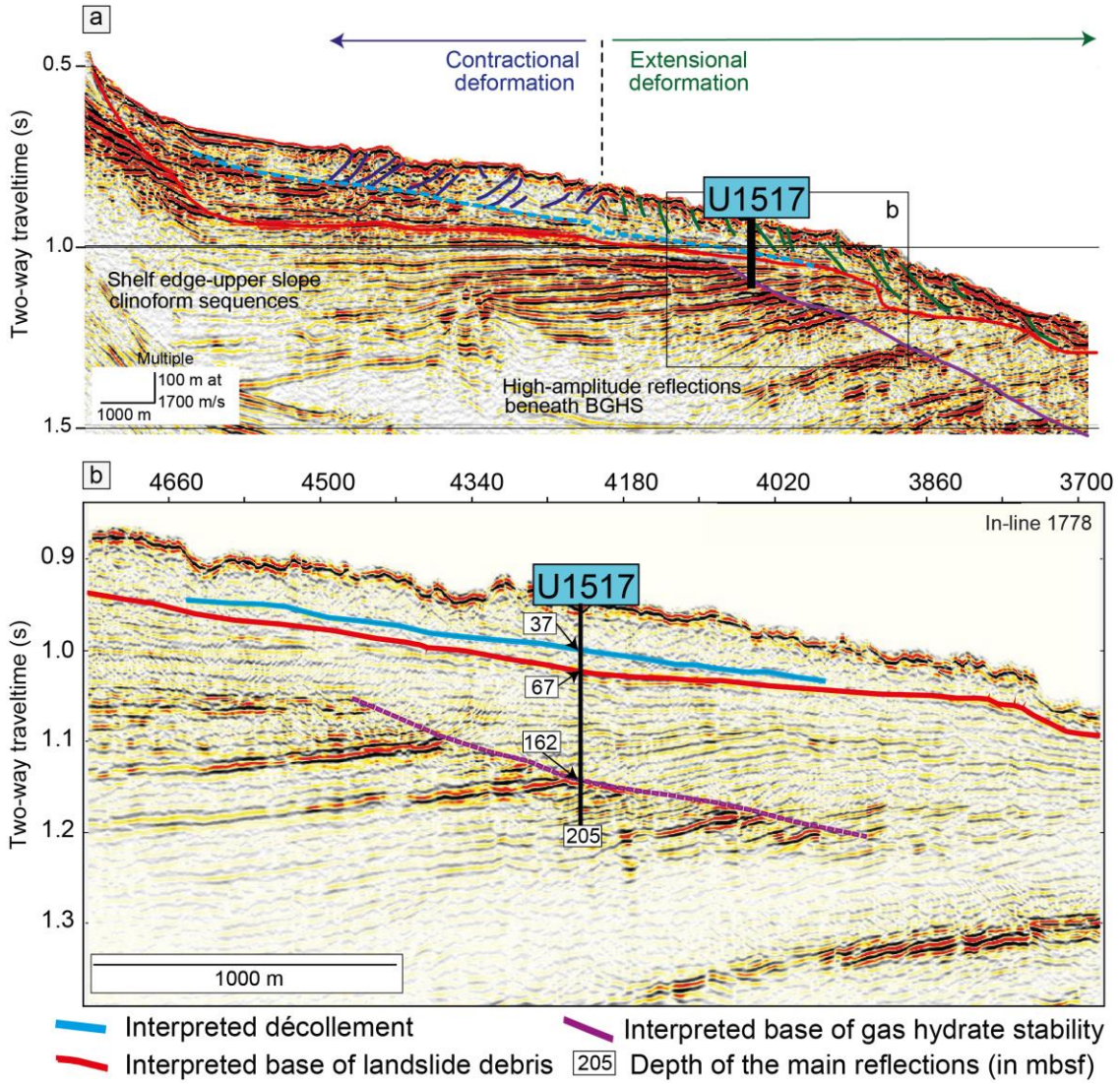


Figure 2. a) Seismic profile TAN1114-10b across the South Tuaheni landslide (modified after Mountjoy et al., 2014 and Barnes et al., 2019a) with b) a zoom in on Site U1517 in the extensional part with depth (in meters below sea floor) of the main seismic reflectors (in-line 1778) (modified after Barnes et al., 2019a). BGHS: Base of Gas Hydrate Stability Zone.

pressure and uniaxial compaction conditions (Screaton et al., 2002). However, the porosity routinely measured on core samples during IODP expeditions cannot be directly used for compaction state analysis because it is based on the total water content of samples that include interstitial water contained in pores and water bound in hydrous minerals such as smectite (Brown and Ransom, 1996; Henry, 1997). Smectite-bound water is mainly released in the pore space by dehydration to illite that is commonly assumed to occur in a temperature range of 60–150°C (Freed and Peacor, 1989; Kastner et al., 2014).

In contrast, interstitial water is expelled from the pore structure by pore collapse induced by

compaction as sediments are buried (Moore and Vrolijk, 1992) and is thus truly representative of the compaction state (Henry, 1997; Henry and Bourlange, 2004; Conin et al., 2011). Hence, we quantify interstitial porosity by correcting total porosity measured on samples from the smectite-bound water content to determine the compaction state at both sites. We also compare permeability deduced from pore size distribution with the permeability measured on 2 samples (cores 17H6 and 29F3 at 97.43 and 157.83 mbsf respectively) in a triaxial cell under effective hydrostatic confining pressure approaching in-situ stress conditions. Finally, we discuss the porosity and permeability dataset in terms of pore pressure development at both Sites U1517 and U1519 to address the hypotheses (i.e. gas hydrates are involved in creeping in the TLC either through gas-hydrate dissociation at the BGHS, or hydrate pressure valve or hydrate glacier models) or antitheses (i.e. creeping is induced by other mechanisms such as repeated small-scale seafloor failure or liquefaction of coarse silt beds) suggested during IODP Expedition 372 (see Barnes et al., 2019a for details) as possible mechanisms triggering slow deformation in the TLC.

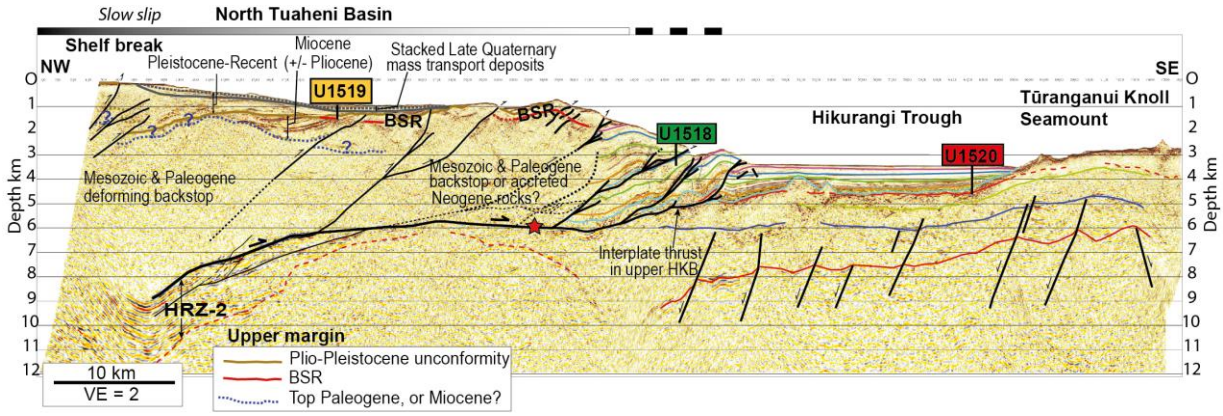


Figure 3. Seismic profile 05CM-04 (modified after Saffer et al., 2017) across the northern Hikurangi margin showing the different sites drilled during IODP Expeditions 372-375 shown in Figure 1b with Site U1519 (modified after Barnes et al., 2019c). The red star shows the projected location of the March 1947 tsunami earthquake. VE: vertical exaggeration; BSR: bottom-simulating-reflector.

2. Material and data

2.1. Site U1517

Site U1517 provided core samples and in-situ geophysical data including logging-while-drilling (LWD) data and temperature and pressure measurements across the two debris units of the South TLC mass (~0-67 mbsf, Figure 4a) and the upper part of the preslide interval (~67-203 mbsf). Five lithological, seismic and logging units were identified onboard (Barnes et al., 2019b). Lithological Unit I (~0–3 mbsf) corresponds to Holocene-aged greenish grey silty clay. The landslide mass is

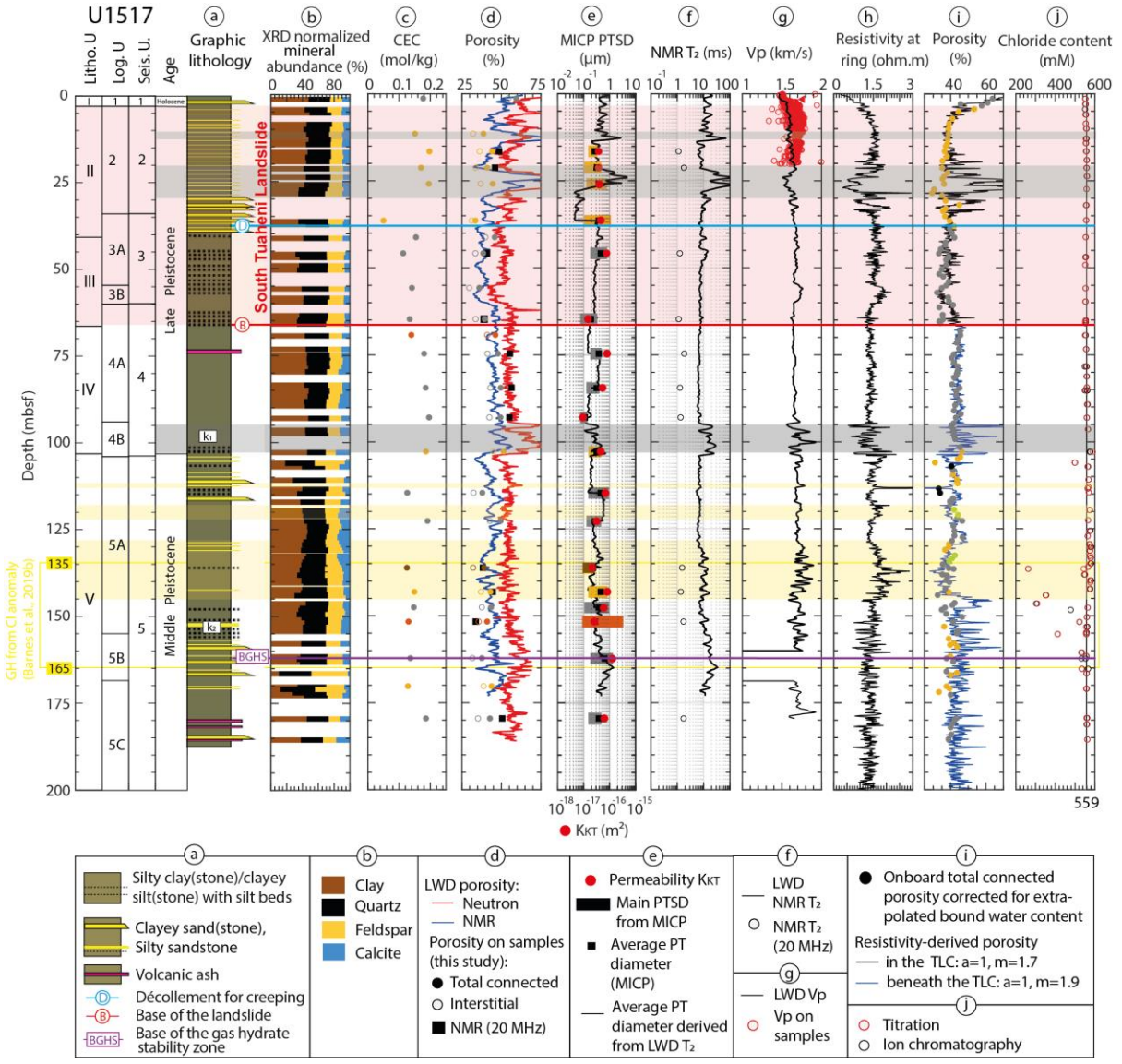


Figure 4. Summary of lithological, logging and seismic Units and description (a), mineralogical (b), chemical (c and j) and physical (d, e, f, g, h, i) properties at Site U1517. For (c), (d) and (i) (respectively (e)), the color of data points (respectively, bars) indicates the lithology of the samples analyzed: light green for clay(stone); black for silt(stone); gold for alternating sand(stone) and mud(stone) layers; grey for silty clay(stone), clayey silt(stone) or alternating silt and clay layers; orange for clayey silt(stone) with sand; brown for silt(stone) with sand. k1 and k2 indicate the location of cores 17H6 and 29F3 respectively for permeability measurements. XRD: X-Ray diffraction; CEC: Cation Exchange Capacity; Kkt: Katz-Thompson permeability; MICP PT(SD): Mercury Injection Capillary Pressure Pore Throat (Size Distribution); NMR: Nuclear Magnetic Resonance; T2: Transverse relaxation time; LWD: Logging-While-Drilling; Vp: P-wave velocity; TLC: Tuaheni Landslide ComplexThe red shaded zone represents the landslide mass with marker horizons D and B. The three yellow shaded zones highlight zones expected to host gas hydrates based on LWD data. 559 mM is the average chloride concentration in modern seawater. The yellow zone indicates the zone hosting gas-hydrates from chloride anomalies (Barnes et al., 2019b). The base of the gas

hydrate stability zone (BGHS) is located at 162 mbsf (Screaton et al., 2019). The grey shaded zones are interpreted onboard as washout zones between ~10-13 mbsf, ~21-28 mbsf and ~94-104 mbsf (Barnes et al., 2019a).

composed of Late Pleistocene-aged Unit II (upper debris unit, ~3–41 mbsf) and Unit III (lower debris unit, ~41–66 mbsf), with the décollement for creeping ~37 mbsf (Barnes et al., 2019b; Couvin et al., 2020) corresponding to the intra-debris negative polarity reflector of Gross et al. (2018). Unit II is composed by a succession of stacked turbidites with alternating layers of mud (i.e. clayey silt to silty clay) and greenish grey sand beds. Unit III corresponds to matrix-supported MTDs with thin to medium bedded convoluted mud layers and alternating layers of greenish grey silt and clay. Mountjoy et al. (2014) suggested that the upper and lower units were genetically linked while Couvin et al. (2020) proposed the opposite with different source and emplacement mechanisms. The latter hypothesis is supported by Luo et al. (2020) who identify two deposition events, the first one represented by Unit III and the second one, that occurred at ~12.5±2.5 ka, correspond to Unit II. Stratigraphically below, the preslide interval is composed of Units IV (~67–103 mbsf) and V (~103–187 mbsf). Unit IV is Late Pleistocene greenish grey to dark greenish grey massive clayey silty hemipelagic sequence with MTDs at the top and punctuated with silty turbidites at the base. Unit V is Middle Pleistocene mixed slope sequence including clayey to clayey-silt hemipelagites, sandy turbidites, MTDs and ash layers near the bottom of the hole. The base of the gas hydrate stability zone (BGHS) is expected to occur ~162 mbsf (Barnes et al., 2019b; Screaton et al., 2019, 2020) or between ~85–128 mbsf (Sultan, 2020). Evidence for gas hydrates occurrence were found only in Unit V (Figure 4) (Barnes et al., 2019b; Screaton et al., 2019, 2020; Sultan, 2020).

2.2. Site U1519

Site U1519 was drilled and logged down to 650 mbsf across three seismic units: 1) horizontally layered basin-fill including stacked MTDs and turbiditic sequences (~0–281mbsf), the upper MTD being associated with the North TLC (Mountjoy et al., 2009, 2014; Barnes et al., 2019c), 2) southeast-dipping layered slope sequences of MTDs truncated at the unconformity between seismic units 1 and 2 (~281–546 mbsf) and the top (~546–650 mbsf) of a northwest-dipping and eroded hanging–wall of an inactive northwest-dipping splay fault that lies ~500 meters beneath the bottom of Site U1519 (Figure 3). Site U1519 crosscuts a weak reflector at ~560 mbsf interpreted as a possible bottom-simulating-reflector (BSR). Several intervals were cored: ~0–23 mbsf at hole D, ~0–86 mbsf at hole E and ~10–164 mbsf, ~250–~288 mbsf and ~518–640 mbsf at hole C. Based on core examination, two lithological units were identified during the cruise (Barnes et al., 2019c) (Figure 5). Unit I corresponds to Holocene to late middle Pleistocene dark greenish grey mud to mudstone (i.e. silty clay(stone) to clayey silt(stone)) associated with hemipelagic settling

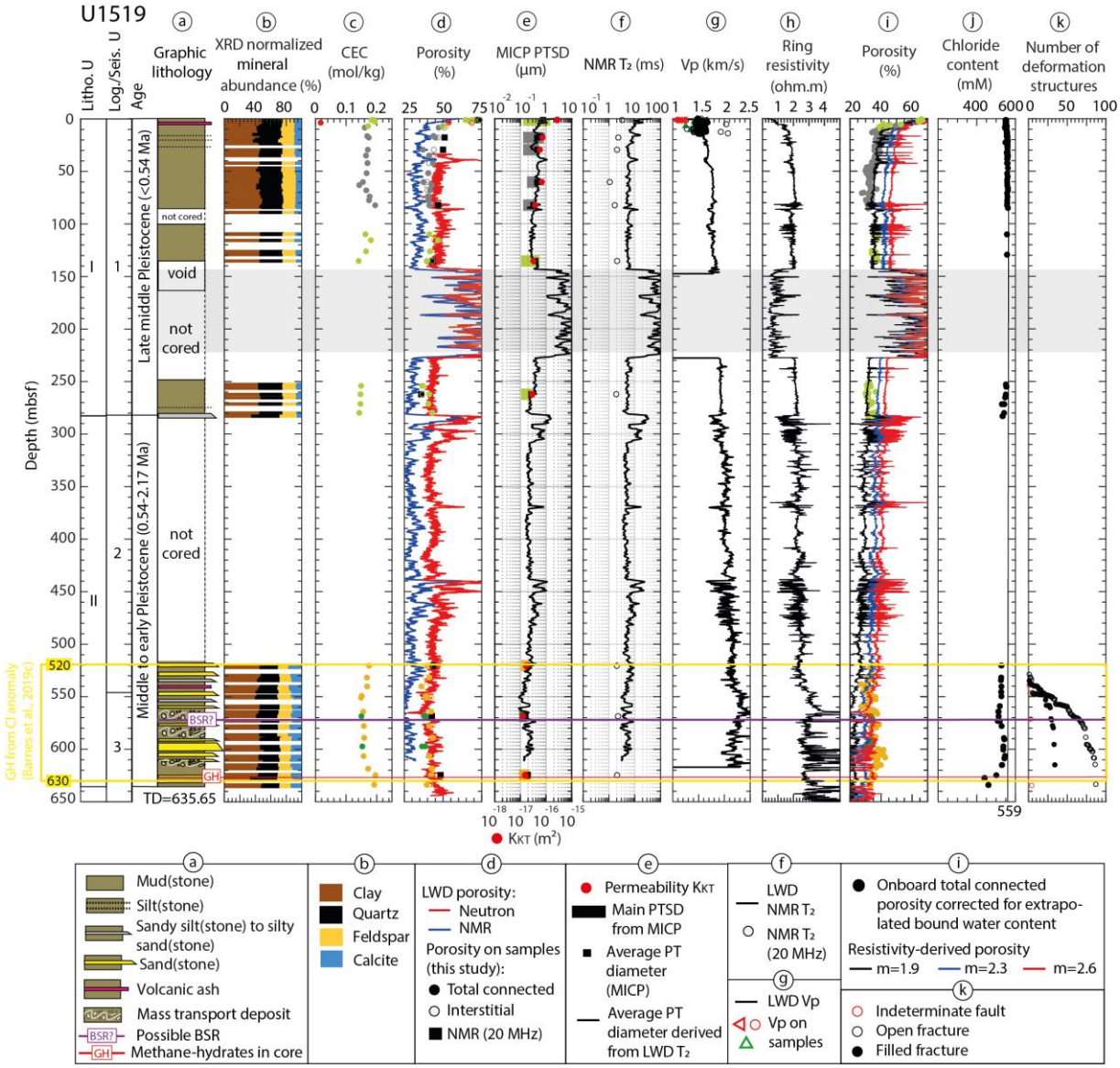


Figure 5. Summary of lithological, logging and seismic Units and description (a), mineralogical (b), chemical (c and j), physical (d, e, f, g, h, i) and structural (j) properties at Site U1519. For (c), (d) and (i) (respectively (e)), the color of data points (respectively bars) indicates the lithology of the samples analyzed: light green for clay(stone); green for contorted mud(stone); grey for silty clay(stone); red for ash. XRD: X-Ray diffraction; CEC: Cation Exchange Capacity; Kkt: Katz-Thompson permeability; MICP PT(SD): Mercury Injection Capillary Pressure Pore Throat (Size Distribution); NMR: Nuclear Magnetic Resonance; T2: Transverse relaxation time; LWD: Logging-While-Drilling; Vp: P-wave velocity. The yellow shaded zone highlights a zone of gas hydrate occurrence inferred from chloride data. The grey shaded zone represents a washout interval ~143-227 mbsf identified onboard (Barnes et al., 2019c). The average chloride concentration in modern seawater is 559 mM. A possible bottom-simulating-reflexion (BSR) is located at 560 mbsf.

with an ash layer occurring few meters below the seafloor. Unit I is correlated with seismic unit 1 and logging unit 1. Seismic and logging units 2 and 3 corresponds to lithologic Unit II that include

middle to early Pleistocene to light greenish grey mudstone with scattered interbeds of silt and very fine sand, medium to coarse sand, contorted mudstone interpreted as MTDs. Gas hydrate-bearing sediments were sampled in the lower part of the hole in core 25R4 (~627 mbsf, Figure 5) (Barnes et al., 2019c).

3. Methods

Our study is based on 1) onboard data including LWD data and measurements on core samples and 2) post-cruise analysis of 24 and 40 core samples retrieved at Site U1517 and U1519 respectively. Samples were selected near the samples that were used for pore water composition analysis onboard. To preserve moisture, samples were conditioned for shipping and stored at chilled temperature (2–8°C) in vacuum-sealed plastic bags with a sponge saturated with seawater.

3.1. Porosity

3.1.1. Total connected porosity

We calculated the total connected porosity (ϕ_t) with a Micromeritics® AccuPyc II 1340 helium-displacement pycnometer using the procedure of Blum (1997) that was also followed onboard (Wallace et al., 2019; Pecher et al., 2019).

3.1.2. Bound water content

Clay bound water includes i) water molecules absorbed in the interlayer space that are typically organized into layers and ii) water molecules adsorbed on smectite external surfaces and are electrostatically bounded to hydrated cations compensating the negative charge of smectite layers. Clay-bound water content (ϕ_b) is expressed as:

$$\phi_b = n\frac{M_w}{\rho_w} CEC \rho_g (1 - \phi_t) \quad (1)$$

based on the cation exchange capacity (CEC) that is a proxy for hydrous to non-hydrous minerals content ratio, the water molar mass (M_w = 0.018kg/mol) and density(ρ_w = 1024 kg/m^3), is the grain density (ρ_g in kg/m^3) and the average number of water molecules per cation charge (n) related to the number of water layers in the clay interlayer space. The average number of water molecules per cation charge is determined from the relationship between the CEC and the volume of chloride-free water per volume of grains (Figure 6) that is derived from the soluble chloride content of the sample (Henry and Bourlange, 2004; Conin et al., 2011; Daigle et al., 2015a; Dutilleul et al., 2020a; 2020b). The average number of water molecules per cation charge commonly ranges 6–8, 12–16 and 18–24 for one, two or three water layers respectively (Henry, 1997). All the samples at

Sites U1517 and U1519 show low CEC values <0.2 mol/kg and thus do not show a specific bound water ratio versus CEC trend from which n can be inferred (see Henry and Bourlange, 2004; Dutilleul et al., 2020a for further detail). We used the average value of n=15 which is typical of smectite with two water layers occurring in marine sediments (Kastner et al., 2014) and in accordance with the results of Dutilleul et al. (2020b).

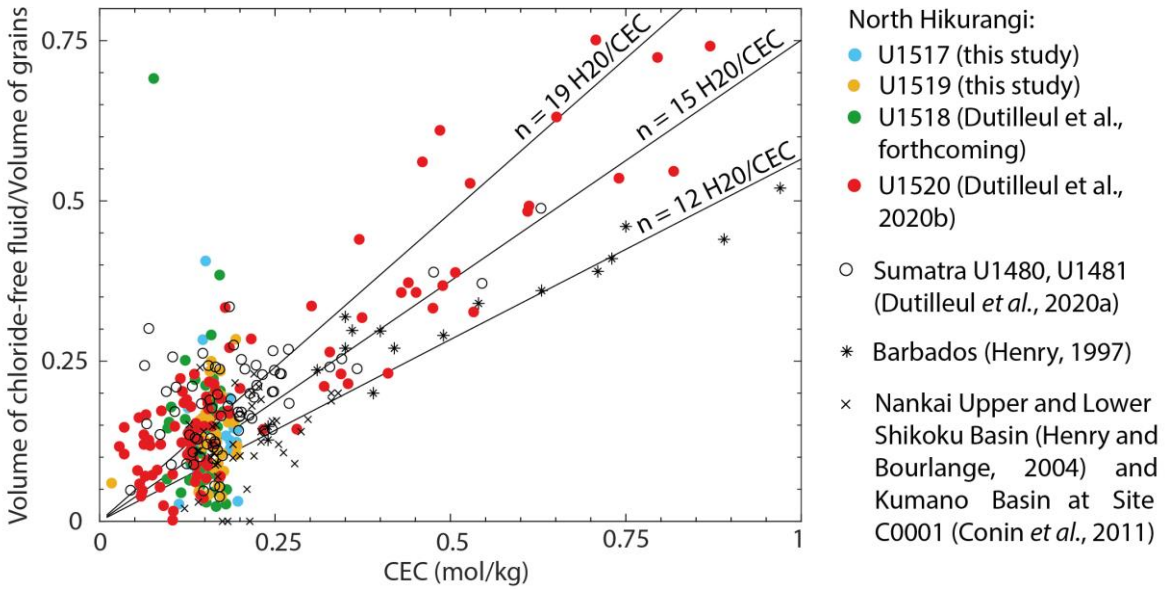


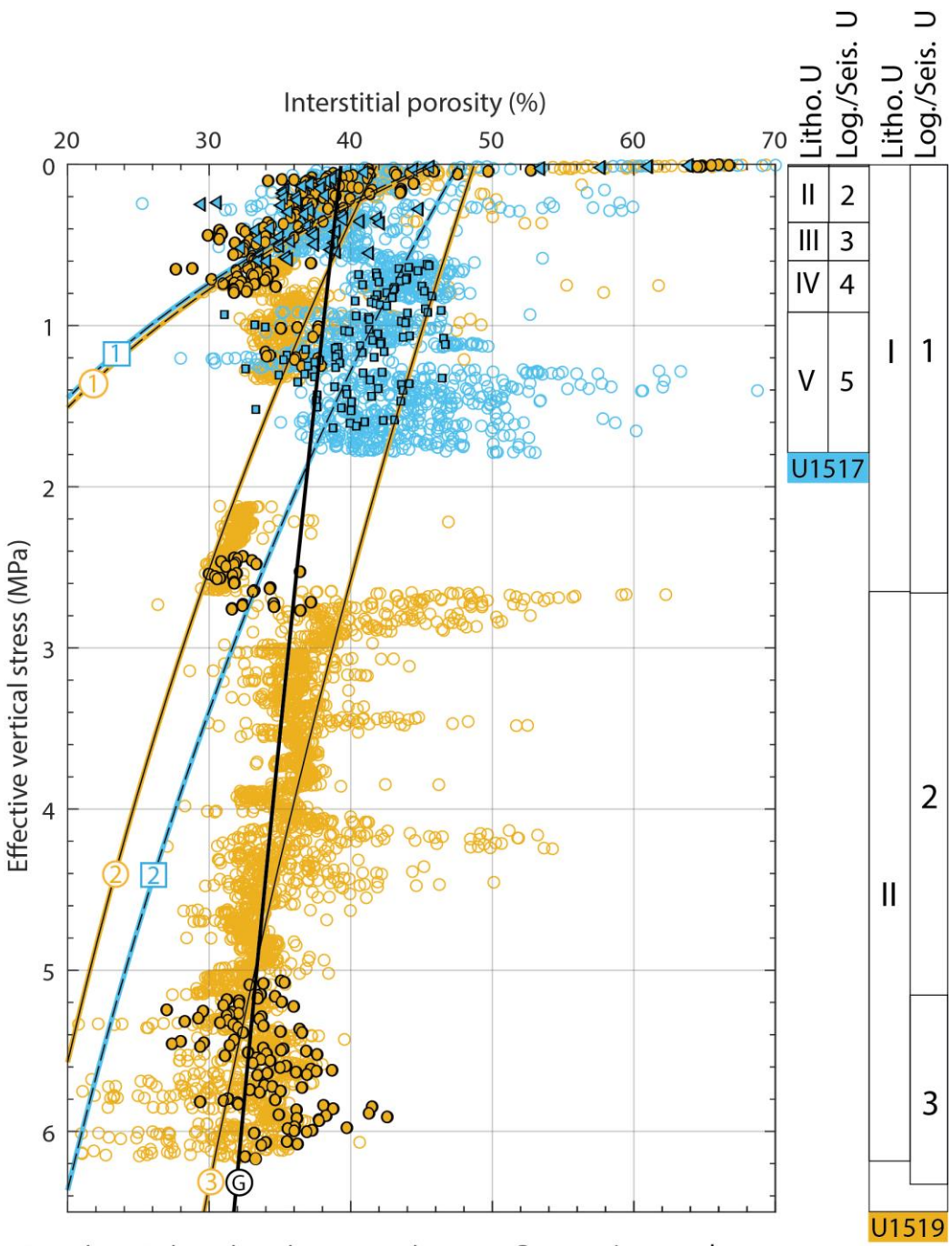
Figure 6. Bound water ratio versus Cation Exchange Capacity (CEC) at north Hikurangi margin including Site U1517 and U1519, Site U1520 (reference site across the undeformed entering sedimentary section) and U1518 (active thrust at the deformation front) and at other subduction zones from previous works.

3.1.3. Interstitial porosity and compaction trends

Interstitial porosity is obtained by correcting the total connected porosity (ϕ_t) from the clay-bound water content (ϕ_b):

$$\phi_i = \phi_t - \phi_b \qquad (2)$$

'Onboard interstitial porosity' was determined by extrapolating bound water content measured on samples to correct the total connected porosity values that were measured onboard on 153 samples at Site U1517 and 278 samples at Site U1519. At Site U1517, where extensive coring was carried on, we used onboard interstitial porosity data to determine compaction curves (Figure 7). Instead, at Site U1519 where coring was restricted to limited intervals, we used resistivity-derived porosity calibrated on onboard interstitial porosity.



Core data: Onboard total connected porosity corrected from extrapolated bound water content at:

Site U1517:

- Lithological Units I-III, across the TLC
- Lithological Units IV & V, below the TLC

Site U1519

Resistivity-derived porosity (washout intervals excluded):

- Site U1517
- Site U1519

Compaction trends:

—— from resistivity-derived porosity

– – from core data

U1517:

[1] $\Phi i = 45.6\exp(-0.57\sigma v')$; $R^2=0.40$

[2] $\Phi i = 47.6\exp(-0.14\sigma v')$; $R^2=0.23$

U1519:

(1) $\Phi i = 46.1\exp(-0.55\sigma v')$; $R^2=0.45$

(2) $\Phi i = 41.88\exp(-0.13\sigma v')$; $R^2=0.37$

(3) $\Phi i = 48.7\exp(-0.08\sigma v')$; $R^2=0.34$

(G) $\Phi i = 39.3\exp(-0.03\sigma v')$; $R^2=0.16$

Figure 7. Summary of ring resistivity-derived porosity (open circles) calibrated to onboard interstitial porosity (i.e. total connected porosity corrected for extrapolated bound water content) (triangles, squares or circles) and compaction curves at Site U1517 (light blue) and U1519 (gold). Compaction curves determined from resisistivity-derived porosity and 'onboard interstitial porosity' are shown with solid lines and dashed lines respectively. The general compaction curve (trend G) at Site U1519 (washout interval ~148-227 mbsf excluded) determined from resistivity-derived porosity is $\phi_i = 39.3e^{-0.03\sigma'_v}$ *(R^2=0.16). At Site U1519, distinct compaction trends are given (gold line numbered in open circles): trend 1) for clayey siltstones/silty claystones in lithological Unit I, trend 2) for mudstones of the same unit and trend 3) for Unit II. At Site U1517 (blue line numbered in open squares), two compaction trends were determined from onboard interstitial porosity: trend 1) is the trend for the South TLC interval and trend 2) is valid for the preslide interval.*

3.1.4. Resistivity-derived porosity

We determined resistivity-derived porosity from LWD resistivity using the model by Revil et al. (1998) for clay-rich materials characterized by high electrical surface conductivity. In this model, the resistivity-derived porosity (ϕ) is related to the formation factor $F = a\phi^{-m}$ based on Archie's law (Archie, 1942) where a and m are constants. Conin et al. (2011) and Dutilleul et al. (2020b) have shown that in siliciclastic and volcaniclastic clay-rich sediments, resistivity-derived porosity better fits interstitial porosity rather than total connected porosity when using $a = 1$ and adjusting the cementation factor (m) between 1 and 3.5.

We determined F based on the bulk electrical conductivity (σ), the electrical surface conductivity (σ_s) and the electrical conductivity of the interstitial fluid (σ_{if}) as:

$$F = \frac{\sigma_{if}}{\sigma}\left[1 + 2\frac{\sigma_s}{\sigma_{if}}\left(\frac{\sigma_{if}}{\sigma} - 1\right)\right] \qquad (3)$$

since Bussian (1983) and Bourlange et al. (2003)'s hypotheses are valid at Site U1517 where $\frac{\sigma_s}{\sigma_{if}} \ll 1$.

We used ring resistivity which has the highest vertical resolution for the depth penetration to determine σ.

σ_{if} was determined from the concentration of Cl^-, Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} and SO_4^{2-} in interstitial water (C^i_{iws}) and seawater (C^i_{sw}), the ionic mobility in the fluid (β^i_f), the number of charges of ions (Z_i)and the sea water conductivity (σ_{sw}):

$$\sigma_{if} = \sigma_{sw} \frac{\sum_i \left(\beta_f^i \times z_i \times c_{iws}^i\right)}{\sum_j \left(\beta_f^j \times z_j \times c_{sw}^j\right)} \qquad (4)$$

with $\sigma_{sw} = 5.32\left(1 + 0.02(T - 25)\right)$. At Site U1517, $T(°C) = 5.32 + 39.8 \times 10^{-3} z$ (Barnes et al., 2019b) while $T(°C) = 5.70 + 24.3 \times 10^{-3} z$ at Site U1519 (Barnes et al., 2019c).

The model developed by Revil et al. (1998) assumes a major contribution of the Stern layer to surface electrical conduction, spherical grains and a linear temperature dependency of the exchangeable cation mobility (β_s) to quantify σ_s :

$$\sigma_s = \frac{2}{3} \rho_g CEC \beta_s \qquad (5)$$

3.2. Pore size distribution

3.2.1. Mercury injection capillary pressure (MICP)

The distribution of the size of pore throats from 360 µm to 5.7 nm was determined by MICP experiments performed with a Micromeritics® AutoPore IV 9500 at room temperature (20°C). Samples were previously oven-dried at 105°C±5°C for 24h. During the low-pressure analysis, the samples were first degassed under vacuum. The cell was then gradually intruded by a measured volume of mercury up to a mercury pressure of ~0.2 MPa. Then, we used a high-pressure analysis sequence whereby we measure the volume of intruded mercury filling the cell and the sample at a known pressure that increases stepwise to 220 MPa. This stage provides the distribution of the size of pore throats using the Young-Laplace equation (Purcell, 1949):

$$r = \frac{2\sigma_{Hg} cos\, \theta_{Hg}}{P_{Hg}} \qquad (6)$$

from the pore throat radius (r in m), the air-mercury interfacial tension (σ_{Hg}=0.485 N/m), the mercury-sediment contact angle (θ_{Hg}=140°) and the mercury injection pressure (P_{Hg} in Pa).

3.2.2. Nuclear Magnetic Resonance (NMR)

A Bruker® Minispec Mq20 was used to carry out proton NMR measurements at room temperature (20°C) and atmospheric pressure on core samples with a diameter of 8 mm. Proton NMR entails the recording the magnetization decay of the hydrogen nuclei of water molecules in a porous saturated sample when applying static and pulsed magnetic fields. We measured the transverse relaxation time (T_2) that provides insight into void size and porosity (Daigle et al., 2014; Bossennec et al., 2018) applying the Carr-Purcell-Meilboom-Gill (CPMG) (Carr and Purcell, 1954; Meiboom and Gill, 1958) sequence. We used a recycle delay of 0.1s and a half-echo time τ of 0.04 ms (the

minimum available for this equipment), a gain ranging 70–80%, 200 echoes per scan and 128 scans were stacked (Dutilleul et al., 2020b). The raw T_2 exponential decay measured was inversed in a smoothed T_2 distribution using UpenWin© software. We used the equation by Marschall et al. (1995) to correlate the T_2 (in ms) measured by LWD NMR to MICP pore throat radius (in μm) based on the effective relaxivity (ρ_e in μm/s):

$$T_2 = \frac{1000r}{2\rho_e} \qquad (7)$$

We extrapolated the effective relaxivity across coring gaps where no MICP data were available to determine an average pore radius profile across Sites U1517 and U1519 based on LWD NMR data.

In order to determine NMR porosity (ϕ_{NMR}) (Daigle et al., 2014), also measured onboard using Schlumberger ProVisionPlus logging tool, we measured the volume of water (V_w) in the sample by estimating the volume of solids (V_s) from the helium-displacement pycnometer. V_w was quantified using a calibration in which the maximum signal amplitude A_0 (corrected for the gain) was recorded during the T_2 measurement for known volume of water: V_w=19.762A_0 – 0.092 (R^2=0.94). Then:

$$\phi_{NMR} = \frac{V_w}{V_w + V_s} \qquad (8)$$

3.3. Permeability

3.3.1. Permeability measurements under confining pressure

Permeability measurements were carried out at room temperature, in a 200 MPa hydrostatic pressure cell equipped with a pore fluid pressure circuit (Reuschlé, 2011). Experiments were run on two cylindrical samples (20 mm in diameter and 40 mm in length) from the preslide interval at Site U1517 at 97.43 mbsf (core 17H6, lithological Unit IV) and 157.83 mbsf (core 29F3, Unit V) respectively. Permeability was measured on the initial saturated samples using a pulse decay method (Brace, 1984): an initial imposed differential pore fluid pressure (ΔPP) is allowed to equilibrate through the sample. Its decay is approximately exponential and the decay time is inversely proportional to the permeability (Hsieh et al., 1981; Reuschlé, 2011):

$$\Delta P_P(t) \propto \exp(-\alpha t)$$

$$\text{and } \alpha = [Ak(C_u + C_d)]/(\mu L C_u C_d),$$

with the time (*t*), the section (*A*) and the length (*L*) of the sample, the viscosity of the pore fluid (μ=10^{-3} Pa.s at 20°C), the permeability (*k* in m^2) and the compressive storages of the upstream and

downstream pore pressure circuits (C_u = 3.957×10^{-9} m^3/MPa and C_d = 4.828 ×10^{-9} m^3/MPa respectively).

3.3.2. Permeability from mercury injection capillary pressure (MICP)

Pore throats size distribution measured by MICP was used to determine Katz-Thompson permeability K_{KT} (Katz and Thompson, 1986, 1987; Nishiyama and Yokoyama, 2014):

$$K_{KT} = \frac{1}{89}\phi_i \frac{(l^h_{max})^3}{l_c} f(l^h_{max}) \quad (9)$$

with the pore throat diameter (l_c) at the inflexion point of the cumulative MICP curve$f(l)$ of fractional volume of connected pore throats having diameters of l and larger, the pore throat diameter (l^h_{max}) corresponding to the optimum path for permeability when $l^3 f(l)$ is maximum and $l = l^h_{max}$ (Katz and Thompson, 1986, 1987).

4. Results

4.1. Site U1517

At Site U1517, CEC is very low to low (~0.05–0.20 mol/kg), independent from lithological units and averages 0.15 mol/kg (Figure 4c). The range of CEC values suggests that the relatively homogeneous (~32%) total clay mineral content across the section (Figure 4b) is composed of a mix of smectite, illite and/or kaolinite and or/chlorite. In particular, the comparison of CEC values measured in siliciclastic clay-rich samples from the North Sumatra margin (Dutilleul et al., 2020a) and other sites from the North Hikurangi margin (e.g. Dutilleul et al., 2020b, forthcoming) with the clay mineral assemblage determined by XRD in near-by samples (e.g. Rosenberger et al., 2020; Underwood, 2021) suggests that at Site U1517, smectite content in bulk sediment ranges ~5%-30% (Figure 8). These values are in agreement with the post-cruise XRD characterization of the clay mineral assemblage of Underwood and Dugan (in press). This study shows that smectite and illite contents in bulk sediment range ~5%-29% and ~5%-21% respectively while chlorite and kaolinite contents are <5% and <1% respectively (S. Cardona, pers. comm.).

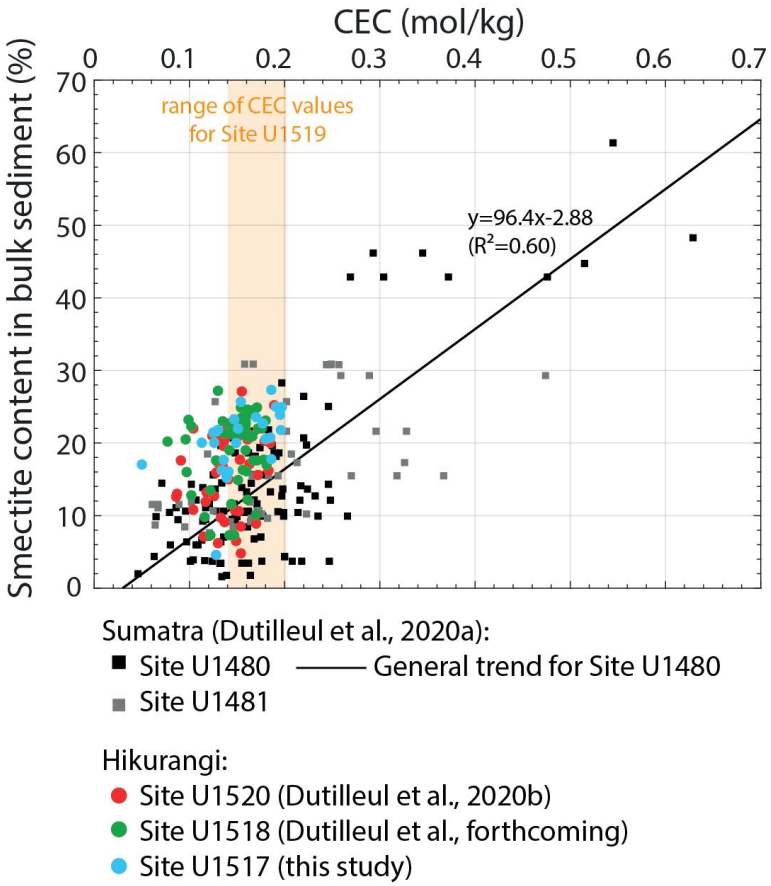


Figure 8. Relation between smectite content in bulk sediment determined by X-ray diffraction and Cation Exchange Capacity (CEC) values at different IODP Sites in north Sumatra margin and north Hikurangi margin. Smectite content in bulk sediments and CEC are measured on near-by but different samples. Smectite content in bulk sediments for Sumatra Sites U1480 and U1481 are calculated from the XRD analysis of the clay fraction of Rosenberger et al. (2020) and the total clay mineral content of the nearest sample given in McNeill et al. (2017 a and b). Smectite content in bulk sediments for Hikurangi Sites U1520 and U1518 are from Underwood (2021) and are from Underwood and Dugan (submitted) and S. Cardona (pers. comm) for Site U1517.

Consequently, bound water content is low (~2%–8%, 6% on average) and relatively homogeneous across the sedimentary section at Site U1517. Hence, total connected porosity and interstitial porosity show similar variation across the section drilled, in this case, an overall decrease with increasing depth (Figure 4d). However, no general compaction trend cann be defined at Site U1517. In detail, interstitial porosity exponentially decreases from ~64% at the seafloor to ~34% at the base of the South TLC. The interstitial porosity versus vertical effective stress (σ'_v) curve determined by least-square fitting is $\phi_i = 45.6e^{-0.57\sigma'_v}$ (R^2=0.40 as shown in Figure 7) for the South TLC interval. A strong contrast occurs with the top of lithological Unit IV where interstitial porosity is ~45% and decreases with increasing scatter following $\phi_i = 47.6e^{-0.14\sigma'_v}$ (least-square

fitting with R^2=0.23) down to ~40% at ~185 mbsf. The interstitial porosity tracks the LWD NMR porosity very well but it does not track the LWD neutron porosity which shows higher values (Figure 4d). Larger neutron porosity values are typically observed in clay-rich sediments (e.g. Expedition 314 Scientists, 2009; Expedition 317 Scientists, 2011; Expedition 334 Scientists, 2012a, b; Dutilleul et al., 2020b) because of the high hydrogen concentration characterizing the hydroxyls of the mineral structure of clays, with a possible additional effect of trace elements acting as thermal absorbers (Ellis, 1986; Ellis and Singer, 2007). NMR porosity measured on samples generally matches LWD NMR porosity although the latter T_2 distribution is truncated to values between 1 and 1000 ms (Barnes et al., 2019b) contrary to laboratory measurements. An exception is Unit IV where NMR porosity tracks LWD neutron porosity.

Overall, resistivity-derived porosity fits interstitial porosity with a =1 and m=1.7 in the TLC and m=1.9 below (Figure 4i) except in some intervals (~20–30, ~96–106, ~106–107, ~135–138, ~143–146 and ~155–161 mbsf) as discussed below.

Figure 9 shows the permeability data obtained on cores 17H6 and 29F3 under a constant pore fluid pressure of 8 and 8.5 MPa respectively corresponding to their in-situ pore pressure conditions and an increasing effective hydrostatic confining pressure from 1 to 20 MPa. The lowest effective pressure is slightly higher than the in-situ pressure for sample 17H6 (0.87 MPa) and slightly lower for sample 29F3 (1.39 MPa). The decrease of permeability k with effective pressure P_{eff} can be interpreted by the progressive closure of cracks. Walsh (1981) proposed a fracture closure model that suggests that $k^{1/3}$ should be linearly related to log P_{eff}. Permeability plotted as $k^{1/3}$ is shown as a function of P_{eff} in a linear-log graph in Figure 10 for samples 17H6 and 29F3. The data are found to follow a linear trend, in agreement with Walsh's model, and correspond to the overconsolidation of the samples with an initial measured permeability ($1.3.10^{-18}$ m^2 for core 17H6 and $1.4.10^{-17}$ m^2 for core 29F3) close to the expected in-situ permeability.

MICP shows that the average size of pore throats decreases and is homogenised with increasing depth from 0.3 μm to 0.1 μm in lithological Units I to IV (Figure 4e). Lithological unit V shows contrasted size of pore throat diameters with a general trend toward higher values, with increasing values up to ~1.4 μm at ~165 mbsf and that drop in the lower part of the unit down to ~0.4 μm (Figures 4e and 11). The corresponding permeabilities determined using the Katz-Thompson model are in the order of 10^{-17} m^2. These estimated permeability values are somewhat higher than those measured under in-situ conditions (see for example core 17H6). The effective pressure effect may explain the difference since the Katz-Thompson estimate holds for zero pressure conditions and permeability has been shown to decrease at pressures lower than our minimum of 1 MPa

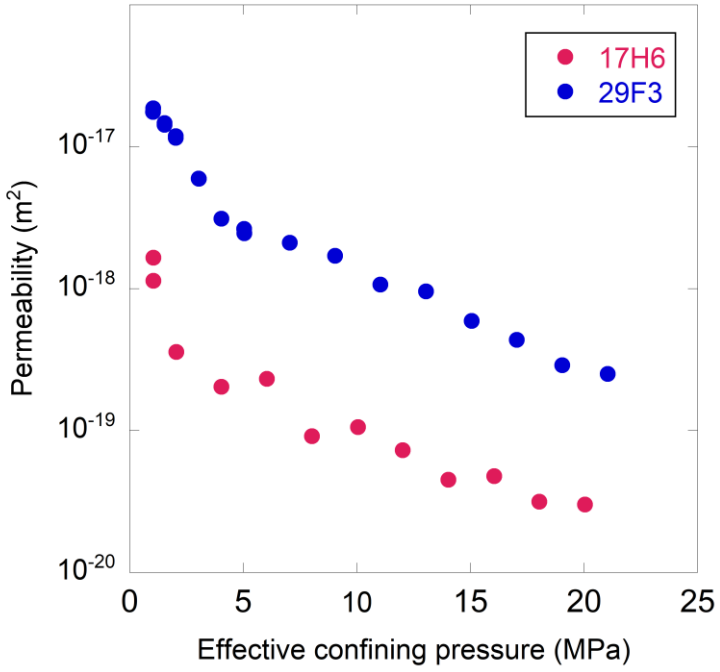


Figure 9. Permeability k as a function of effective confining pressure Peff at in situ pore pressure conditions for samples 17H6 (97.43 mbsf; clayey silt) and 29F3 (157.83 mbsf; alternating sand and mud layers) from Site U1517.

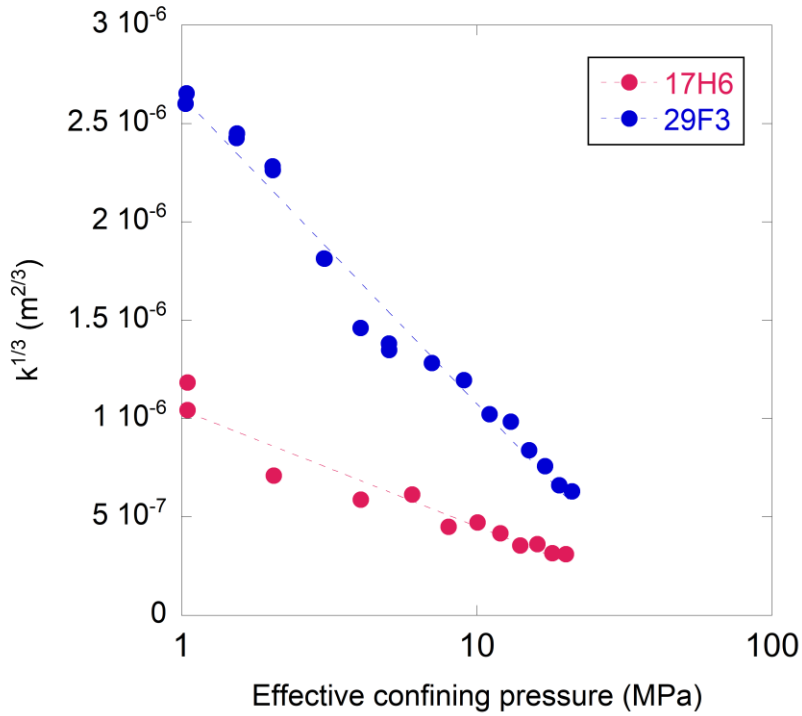


Figure 10. Permeability data of Figure 8 plotted as k1/3 as a function of Peff in a linear-log graph showing a linear trend consistent with the fracture closure model proposed by Walsh (1981) for samples 17H6 (97.43 mbsf; clayey silt) and 29F3 (157.83 mbsf; alternating sand and mud layers) from Site U1517.

(Screaton et al., 2021). Another possible explanation may be the lower water permeability in clay- and silt-rich rocks when compared to gas permeability due to fluid-rock interactions the Katz-Thompson model does not take into account.

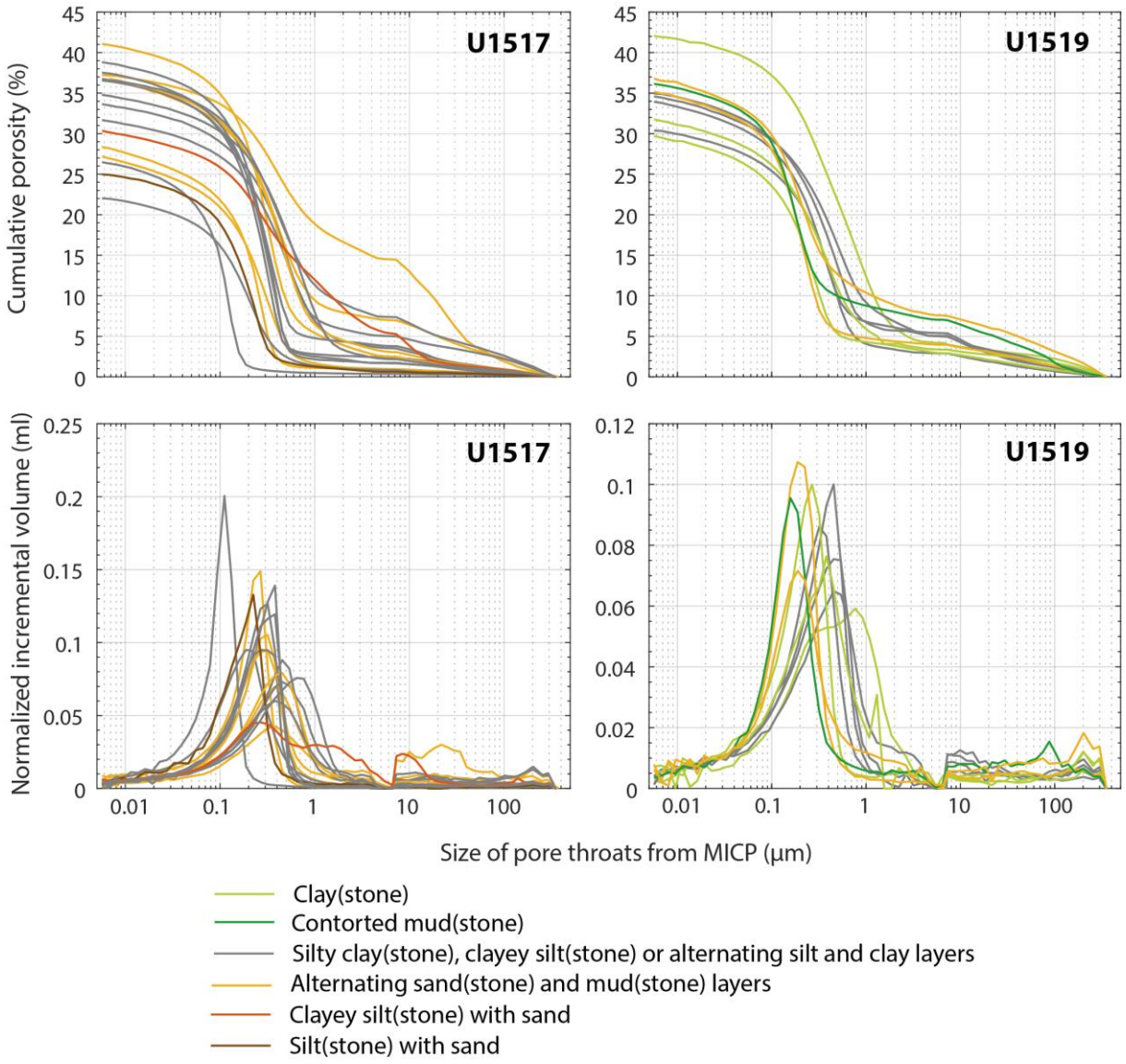


Figure 11: MICP pore-thoat size distribution spanning common lithologies at Site U1517 and U1519 versus cumulative porosity and normalized incremental injection volume.

NMR T_2 measured on samples and LWD NMR T2 are both well correlated to the average size of pore throats but show contrasting values (Figure 4f). NMR T_2 measured on samples are in the range of ~1–2 ms. In contrast, LWD NMR T_2 decreases from ~20 to ~6 ms from the seafloor to the bottom of Unit IV. It increases up to ~30 ms before dropping in the lower part of Unit V. The average LWD relaxivity is ~9 µm/s while the average relaxivity measured on samples is ~50 µm/s.

4.2. Site U1519

At Site U1519, CEC is low but in the high range measured at Site U1517 (~0.14–0.20 mol/kg). CEC is also independent of lithological units and averages 0.16 mol/kg (Figure 5c). This range of values suggests that the clay mineral assemblage, consisting in ~45% of the bulk mineralogy of sediments, is homogeneous (Figure 5b). Similarly to Site U1517, the CEC values suggest that the clay fraction is composed of a mix of smectite (~5%-30% based on Figure 8), illite and/or kaolinite and or/chlorite taking into account that CEC and XRD measurements were not carried on the same samples resulting in large scattering (±15%). This cannot be confirmed since no characterization of the clay mineral assemblage was undertaken at Site U1519.

The resulting bound water content is low (~5%–8%) and relatively homogeneous across the section, averaging 7%. Hence, as observed at Site U1517, total connected porosity and interstitial porosity vary similarly (Figure 5d). Across the limited intervals where coring was attempted, the interstitial porosity decreases with increasing depth from 68% below the seafloor to ~33% at the bottom of unit I, it shows slightly lower values at the bottom of logging and seismic unit 2 ~31% before increasing across unit 3 up to ~ 35% with a maximum ~42% around 605 mbsf. In the first unit, a strong contrast of porosity occurs based on grain size, with a general trend of higher porosity values (+5% in average) in mudstones than in shallower clayey siltstones/silty claystones. In contrast to Site U1517, the interstitial porosity at Site U1519 better fits the LWD neutron porosity than NMR porosity that shows lower values. The NMR porosity measured on samples exceeds the LWD NMR porosity and match both the interstitial and LWD neutron porosities.

The resistivity-derived porosity fits the interstitial and onboard interstitial porosities with a =1 and m =1.9 in lithological Unit I, m =2.3 in the lower part of seismic and logging unit 2 (top of Unit II) and m =2.6 in the top of logging and seismic unit 3 (bottom of Unit II) except in a zone ~600–620 mbsf (Figure 5i). A general compaction trend $\phi_i = 39.3e^{-0.03\sigma'_v}$ (R^2=0.16) can be defined at Site U1519 (excluding the washout interval ~148-227 mbsf) based on resistivity-derived porosity fitted to onboard interstitial porosity. In detail, three different compaction trends can be defined to better match the data per interval (Figure 7): the first one for clayey siltstones/silty claystones in lithological Unit I, the second one for mudstones of the same unit, and the third one for Unit II. We notice that the compaction trend in shallow Unit I clayey siltstones/silty claystones at Site U1519 determined from onboard interstitial porosity is equivalent to that of the TLC at Site U1517 where the same type of lithology or even coarser lithologies have been identified.

MICP shows that the average size of pore throats decreases and becomes more homogeneous with

increasing depth from ~0.45 μm to ~0.15 μm near the bottom of the hole (Figures 5e and 11). As observed at Site U1517, the permeabilities determined using the Katz-Thompson model are in the order of 10^{-17} m². The NMR T_2 measured on samples and the LWD NMR T_2 show diverging values (~10–2.30 ms and ~19–3 ms respectively) although their evolution matches that of the average pore throat size measured by MICP (Figure 5e; f). The average LWD relaxivity is ~14 μm/s while the average relaxivity measured on samples is ~90 μm/s, both higher than at Site U1517.

5. Discussion

5.1. Physical properties of gas hydrate-bearing intervals

When not directly observed onboard, gas hydrates occurrence (yellow rectangles or shaded zones in Figures 4 and 5) was inferred from 1) negative anomaly of pore water content (Figures 4j et 5j) due to gas hydrate dissociations during core retrieval (Paull and Ussler, 2001) or 2) positive peaks of LWD P-wave velocity (Figures 4g and 5g) and resistivity (Figures 4h and 5h) (Barnes et al., 2019b). However, there are uncertainties regarding the precise location of gas hydrate-bearing intervals estimated from the salinity detection method because other phenomenon including change in salinity water mass, diagenetic reactions or the pore water extraction method used onboard may also cause negative chloride anomalies (Sultan, 2020; Barnes et al., 2019b, c; Fitts and Brown, 1999). At Site U1517, chloride data mark a zone in the preslide interval between ~135 and ~165 mbsf with gas hydrate saturation ranging 2%–68% (Barnes et al., 2019b) with the BGHS occurring at ~162 mbsf (Screaton et al., 2019) (Figure 4). Sultan (2020) reinterpreted chloride anomalies and proposed a BGHS between 85 and 128 mbsf, although this is not supported by Screaton et al. (2019, 2020). LWD data evidenced three intervals potentially hosting gas-hydrates (yellow shaded zones on Figure 4) between ~112–114, ~117–121 and ~128–145 mbsf (Barnes et al., 2019b). At Site U1519, chloride data mark a damage zone (Figure 5k) between 520 and 630 mbsf with elevated gas hydrate concentration with a discrete negative anomaly ~628 mbsf (Figure 5j) where gas hydrates have been directly evidenced by core IR scanning in silt layers with higher CEC at ~627 mbsf.

Gas hydrate distribution depends on the initial characteristics of the porous medium and the effective stress that control the growing space thus porosity and permeability (Dai et al., 2012, He et al., 2013) which vary with hydrate formation and dissociation (Misyura, 2016; Wang, 2020). When hydrates form in the pore space, the permeability of gas hydrate saturated sediments decreases (Nimblett and Ruppel, 2003; Dai and Seol, 2014; Daigle et al., 2015b; Wei et al., 2021) while it increases when hydrates dissociate (Wang, 2020). Sediments characterized by elevated initial

porosity are particularly sensitive to the permeability changes associated with increasing gas hydrates saturation (Shen et al., 2020).

Although there are uncertainties concerning the precise location of gas hydrate-bearing intervals, our core-based dataset shows evidence that the matrix of sediment intervals possibly hosting gas hydrates based on chloride anomalies is characterized by general trend of higher interstitial porosities associated with an increase of the average pore diameter inferred from NMR and MICP and thus higher Katz-Thompson permeability favourable to the growth of gas hydrates (Figures 4 and 5). This behaviour is more visible at Site U1517 (~135-160 mbsf) than at Site U1519 (~520-630 mbsf). On LWD data, intervals hosting gas hydrates are typically characterized by elevated electrical resistivity (Goldberg et al., 2010) and P-wave velocity (Hornbach et al., 2003) values and apparent lower NMR porosity (Kleinberg, 2003). Similar values, for zones thought to host gas hydrates, can be observed at Site U1517 in the intervals between ~112–114, ~117–121 and ~128–145 mbsf or in some intervals at the meter scale between ~135 and 160 mbsf at Site U1517 and ~520-630 mbsf at Site U1519.

5.2. Insights of the compaction state on mechanisms behind creeping at the South TLC

At both sites, we note several zones showing anomalous high resistivity-derived porosity values compared to the compaction curve or the onboard interstitial porosity. These zones are related to artifacts rather than hydrogeological or tectonic events. Two intervals at Site U1517 (~20–30 mbsf and ~96–106 mbsf) and one at Site U1519 (~148–227 mbsf) represented by grey shaded zones in Figures 4 and 5 with anomalously high resistivity-derived porosity correspond to washout zones (Barnes et al., 2019b, c). Peaks of elevated resistivity-derived porosity also occurs in the zone ~135-165 mbsf expected to host gas hydrates at Site U1517. These peaks are artifacts due to the anomalously low chloride content measured onboard in the pore water extracted from cores (Barnes et al., 2019b) (Figures 4j and 5j) due to gas hydrates dissociation. These zones excluded, interstitial porosity or resistivity-derived porosity can be examined to determine compaction state and discuss mechanisms behind creeping at the South TLC.

At Site U1517, interstitial porosity versus effective vertical stress curve (i.e referred to as compaction trend) and cementation factor m differs across the TLC (~0-67 mbsf) and in the preslide interval beneath (Figure 7). In particular, although Units II and III corresponding to the upper and lower units of the landslide are not genetically linked and show variations in lithology and emplacement mechanisms (Gross et al., 2018; Couvin et al., 2020; Luo et al., 2020), their

porosity values plot on the same compaction trend (Figure 7). This compaction trend is similar to that of the upper sedimentary section at Site U1519, at Site U1518 near the deformation front (Dutilleul et al., forthcoming) and at Site U1520 in the Hikurangi Trough (Dutilleul et al., 2020b). This suggests that although siliciclastic lithology may slightly vary in terms of grain size between these different locations, mechanical compaction of shallow poorly consolidated sediments is relatively uniform across the margin. The 'negative polarity intra debris reflector' at the interface between Units II and III identified by Gross et al. (2018) (~37 mbsf, marker D in Figure 4) is not associated with an anomalously high interstitial porosity nor resistivity-derived porosity. Such anomaly was expected since this reflector has been inferred to represent an excess pore pressure zone (Gross et al., 2018) coinciding with the décollement for active creeping (Barnes et al., 2019a, b).

However, a contrast of onboard interstitial porosity of +11% and of resistivity-derived porosity of 7% occurs at the base of the landslide at Site U1517 (~67 mbsf, marker B in Figure 4). Three hypotheses can explain the distinct porosity patterns observed in the landslide and in the preslide intervals with a strong porosity shift at the interface:

- Hypothesis 1: a local excess pore pressure.
- Hypothesis 2: differences in lithology, emplacement mechanisms and deformation history result in distinct compaction trends in the landslide and preslide intervals.
- Hypothesis 3: a combination of hypotheses 1 and 2.

Hypothesis 1 is supported by the rapid burial of sediment due to the emplacement of the landslide (Screaton et al., 2019); which is likely to the release of fluids by quick compaction of the preslide interval. Although our dataset does not clearly evidence a contrast of permeability at the base of the landslide, the clay-rich upper part of the preslide interval is prone to the accumulation of the released fluids, thus to excess pore pressure development which may also be triggered by focused fluid flow (Carey et al., 2019). On the other hand, the lithology contrast between the landslide characterized by numerous sand and silt-rich turbidites, and the clay-rich upper part of the preslide interval supports hypothesis 2 (Gamage et al., 2011). Hypothesis 2 is also supported by the strong differences in emplacement mechanisms and thus the deformation history of the preslide interval characterized by a mixed slope sedimentary succession (Barnes et al., 2019b) and the landslide interval formed by two depositional events (Luo et al., 2020). As a consequence of the quick deposition of the landslide, the preslide interval should be more consolidated than the landslide lower unit. In fact, it is less consolidated, which supports hypothesis 1. Hence, we suggest that hypothesis 3 is the most plausible hypothesis.

IODP Expedition 372 drilling results and Screaton et al. (2019) have shown that gas hydrates are not involved in active creeping at the South TLC interval where they are absent. In the preslide interval where gas hydrates are expected to occur, the absence of excess pore pressure at the BGHS evidenced by our dataset show that neither the hydrate dissociation nor the hydrate pressure valve models linking gas hydrates to slow deformation are possible. Our study is a first step in the examination of the mechanisms not related to gas hydrates that may explain active creeping in the South TLC interval. Our findings support the repeated small-scale failure mechanism associated with cycles of excess pore pressure as initially proposed by Mountjoy et al. (2009), since no (hypothesis 2) or moderate (hypotheses 1 and 3) excess pore pressure is found at Site U1517 in the extensional zone of the South TLC. This mechanism could be validated in the case that a larger excess pore pressure is evidenced in the compressional zone of the landslide, that has not been drilled yet (Barnes et al., 2019a).

The sedimentary section at Site U1519 is in hydrostatic conditions. However, ~600 mbsf (~5.9 MPa in Figure 7), there is a zone where onboard interstitial porosity is 4–11% higher than the value predicted by the compaction curve of Unit II. This discrepancy of porosity values could be related to an excess pore pressure in the order of ~1.5–5 MPa. The origin of this potential excess pore pressure zone is unclear. It could be related to concentrated fluid flow in a high permeability sand-rich interval sandwiched in between lower permeability MTDs. Another possibility is a relation between the presence of free gas and the nearby location of the BGHS. However, the latter is not well constrained with, on the one hand, a possible BSR ~560 mbsf or below, and on the other hand, gas hydrates sampled in a core at ~627 mbsf (Pecher et al., 2019c).

6. Conclusions

We quantify interstitial porosity at south (Site U1517) and north (Site U1519) Tuaheni Landslide Complex (TLC) by correcting the total connected porosity measured on core samples for bound water content determined from cation exchange capacity. At Site U1517, interstitial porosity decreases by ~30% across the TLC (~64–34%), following a different compaction trend than the one of the preslide interval beneath. This porosity decrease is associated with a reduction of pore throats from ~0.3 to ~0.1 μm. At Site U1519 where coring was limited, we use the interstitial porosity to calibrate the high resolution-resistivity-derived porosity. It decreases from ~68% to ~42% following three different compaction trends, corresponding to a reduction in the average size of pore throats from ~0.45 to ~0.15 μm across the sedimentary section. At both sites, the in-situ permeability measured with a triaxial cell and deduced from pore size measurements ranges from 10^{-18}-10^{-17} m². The dataset shows that the sedimentary intervals suspected to host gas hydrates

~112–114, ~117–121 and ~128–145 and ~135 and 160 mbsf at Site U1517 and between ~520-630 mbsf at Site U1519 exhibit higher interstitial porosity, pore diameter and permeability favourable to the growth of gas hydrates. These results suggest hydrostatic conditions across most of the two sedimentary sections. However, at Site U1519, excess pore pressure may occur in a zone below the base of the gas hydrate stability zone. At Site U1517, a porosity shift of ~+10% occurs at the base of the landslide. We suggest that this strong difference in the porosity profile between the landslide and preslide intervals results from a combination of 1) contrasted physical properties due to differences in lithology, emplacement mechanisms and compaction history and 2) moderate excess pore pressure associated with the trapping of fluids at the base of the landslide. The results of IODP Expedition 372 and our dataset discredits the role of gas hydrates in active creeping at the TLC and pave the way for investigating other mechanisms, potentially repeated small-scale failure associated with charge and discharge of excess pore pressure, as originally proposed. Our results have global implications for other basins where submarine landslides and gas hydrates coexist. Future work, such as the analysis of in-situ pore pressure analysis recorded at Site U1519 is required to understand the mechanisms behind creeping at the TLC.

7. Acknowledgements

This study and the shore-based measurements were funded by CNRS-INSU and IODP-France that we greatly acknowledge. We thank David Billet, Philippe Rousselle, Maximilien Beuret and Géraldine Kitzinger from the LIEC laboratory in Nancy and Metz (France) for running CEC, exchangeable cation composition and soluble chloride content analyses. We also thank Ann Cook and Sebastian Cardona for their constructive reviews that greatly improved this manuscript as well as Adam McArthur for editorial handling.

8. Data

This research used data provided by the International Ocean Discovery Program (IODP) and freely available on the LIMS Report Interface Page at web.iodp.tamu.edu/LORE or on the log database at mlp.ldeo.columbia.edu/logdb/scientific_ocean_drilling. Post-cruise data including corrected porosity, CEC, exchangeable cation composition, MICP and NMR are available in the OTELo Research Data Repository (https://doi.org/10.24396/ORDAR-40 for Site U1519 and https://doi.org/10.24396/ORDAR-41 for Site U1517).

Chapitre VII : Etude pétrophysique et hydrogéologique de la marge de Nankai à partir des données de l'expédition IODP 358

VII.1. Expédition IODP 358 « NanTroSEIZE Plate Boundary Deep Riser 4: Nankai Seismogenic/Slow Slip Megathrust »

VII.1.1. Contexte de l'expédition : projet NanTroSEIZE

VII.1.1.1. Contexte géodynamique et sismique du Japon

L'archipel du Japon enregistre la plus forte sismicité avec ~20% des séismes de subduction mondiaux de $M_w \geq 6$, certains étant associés à des tsunamis dévastateurs, comme ce fut le cas lors des séismes tsunamigéniques de Tonankai (M_w 8,2) en 1944, Nankai (M_w 8,3) en 1946 et de Tōhoku (M_w 9,1) en 2011 (Cerchiari et al., 2018).

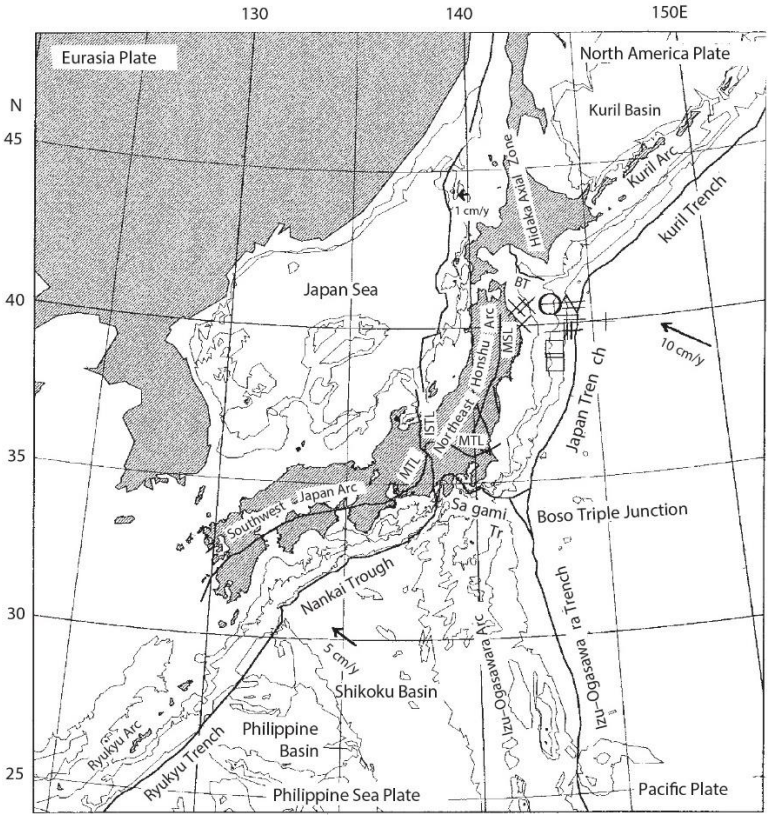


Figure 89 : Carte tectonique du Japon (Niitsuma, 2004). BT, bounding thrust; ISTL, Itoigawa-Shizuoka tectonic line; MSL, Morioka-Shirakawa line; MTL, median tectonic line.

La sismicité intense de l'arc japonais est contrôlée par la cinématique de quatre plaques tectoniques majeures (les plaques Eurasie à l'ouest, Philippine au sud, Pacifique à l'est et Amérique du Nord au nord) et de plaques mineures (les plaques Amour et Chine du Sud, à l'ouest) et par l'arc volcanique Izu-Bonin (Niitsuma, 2004). De cette configuration tectonique complexe se distinguent deux zones de subduction principales (Figure 89). La première correspond à la fosse de Nankai, le long de

laquelle la plaque Philippine est subduite sous la partie sud de l'archipel, entre la fosse des Ryūkyū à l'ouest et la fosse de Sagami au nord-est. La seconde est la fosse du Japon, où la plaque Pacifique est subduite sous la partie est de l'arc, entre la fosse des Kouriles au nord et la fosse d'Izu-Bonin. Avec la fosse de Sagami, les fosses d'Izu-Bonin et du Japon forment la jonction triple de Boso.

Après le séisme de Kobe en 1995, deux réseaux de sismographes (le Hi-net, opéré par le *National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience*) et GPS (GEONET opéré par la *Geospatial Information Authority of Japan*) à haute sensibilité et haute résolution ont été installés sur l'archipel (Obara, 2020). Ce système moderne a été complété en 2006, après le méga-séisme tsunamigène de Sumatra en 2004, par le déploiment sur le plancher océanique de capteurs sismiques permanents, envoyant en direct des informations au continent avec lequel ils sont directement reliés par fibre optique avec le *Dense Ocean floor Network system for Earthquakes and Tsunamis* (DONET). Ce système a permis de documenter tous les types de séismes lents et de caractériser les zones fortement couplées au large du Japon, dans les marges de Nankai et la fosse du Japon (Figure 90) (Davis et al., 2013 ; Obara, 2020 ; Ariyoshi et al., 2021).

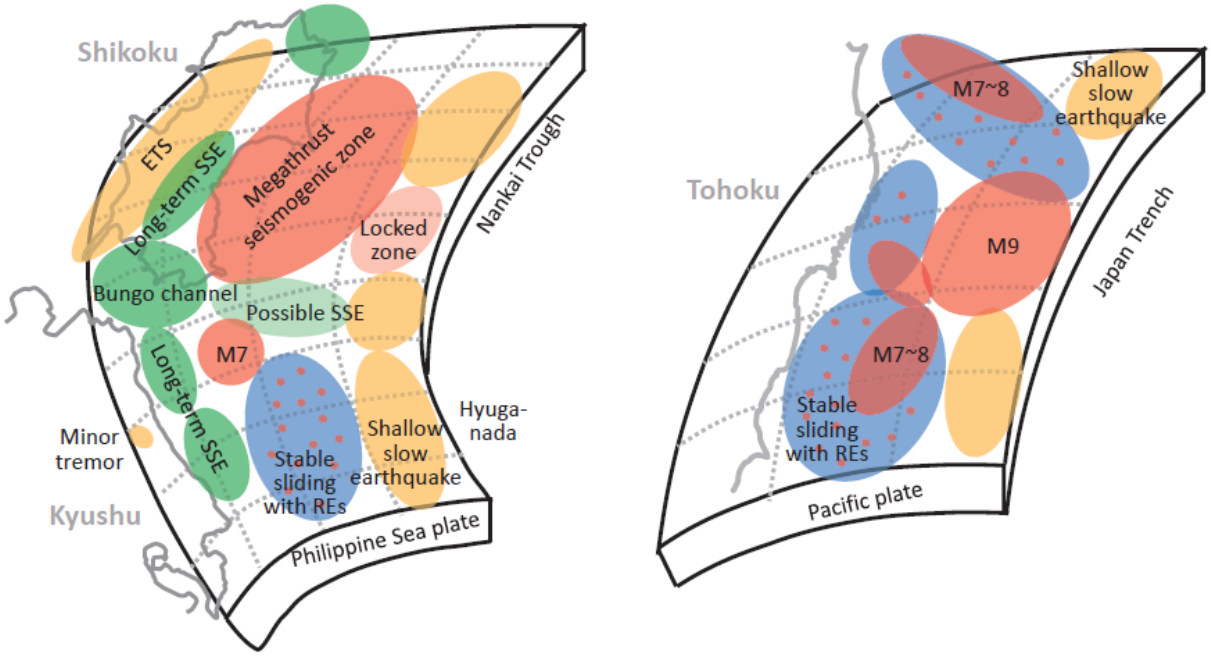


Figure 90 : Carte de la sismicité des deux principales zones de subduction du Japon : la marge de Nankai (à gauche) et la fosse du Japon (à droite) (Obara, 2020). Les ellipses jaunes indiquent les ETSs profonds et les SSEs peu profonds et de courte durée (quelques jours à quelques semaines). Les ellipses vertes indiquent des SSEs à long terme, d'une durée de plusieurs mois à plusieurs années. Les ellipses rouges indiquent les zones de fort couplage intersismique, qui sont considérées comme les zones sismogéniques des séismes de M_w 7 à 9. Les ellipses bleues avec des pois rouges indiquent les zones de glissement quasi-stables avec de nombreux séismes répétés.

VII.1.1.2. La marge de Nankai

Au niveau de la marge de Nankai, la plaque Philippines est subduite de manière oblique sous l'arc japonais et la plaque Eurasie, entraînant la formation d'un prisme d'accrétion de ~200 km de large entre Shikoku et la Péninsule de Kii (Figure 91). La convergence s'effectue depuis ~6 Ma (Kimura et al., 2014) à un taux actuel de ~4,0 à 6,5 cm/an et selon une direction de ~300° à 315° (Seno et al., 1993 ; Miyazaki et Heiki, 2001). L'obliquité de la subduction augmente du sud vers le nord de la marge et passe de 3° à 15° (Mazzotti et al., 2001).

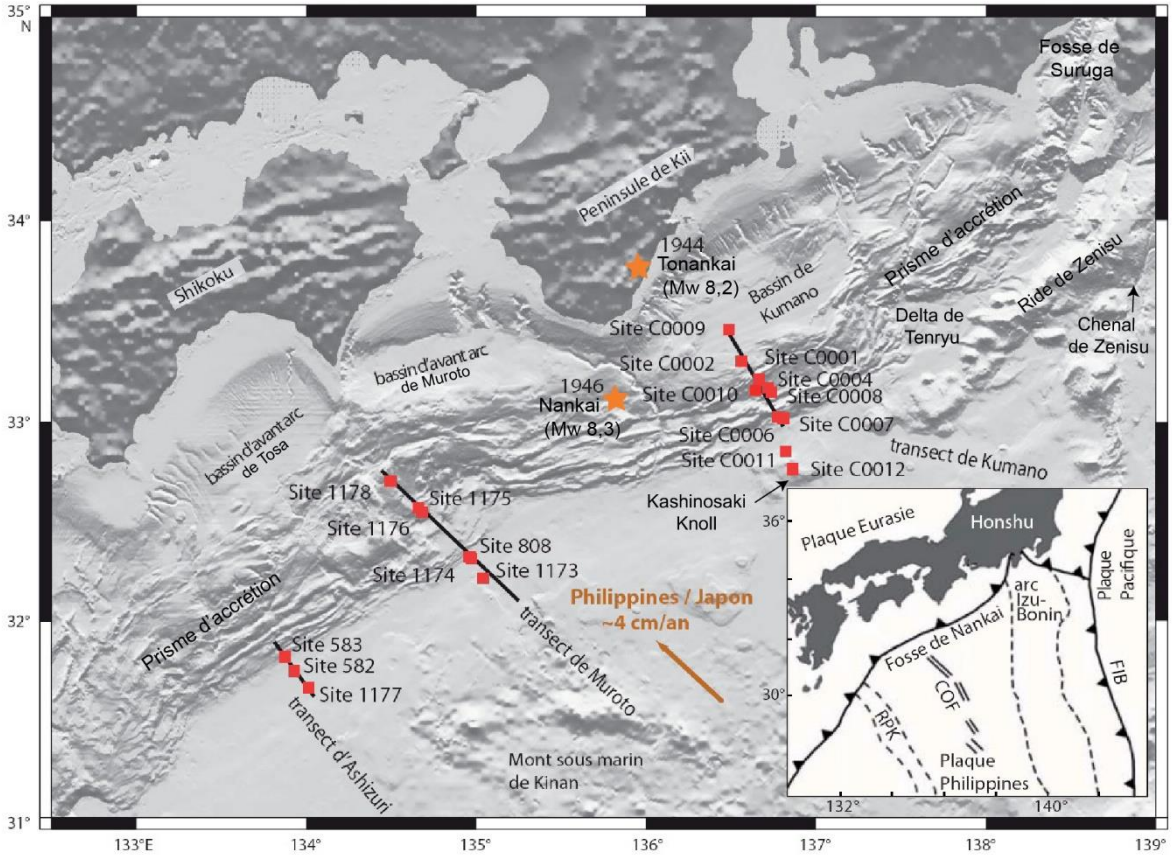


Figure 91 : Carte bathymétrique du prisme de Nankai montrant les différents transects forés aux cours des différentes missions DSDP, ODP et IODP, modifié d'après Conin (2011) et Underwood et Guo (2018). Les étoiles orange montrent la position des séismes de Tonankai (1944) et Nankai (1946). FIB : Fosse d'Izu-Bonin ; RPK : Ride de Palau-Kyushu ; COF : Centre d'Ouverture Fossile.

La marge de Nankai est la zone de subduction la plus documentée et la plus étudiée au monde (Underwood et Moore, 2012). Son historique de sismicité, connu sur ~1300 ans, montre que l'interface de subduction est fortement couplée pendant la phase intersismique et qu'elle produit des méga-séismes qui peuvent être tsunamigènes à des intervalles de 100 à 150 ans, ainsi que de nombreux séismes lents (Cerchiari et al., 2018 ; Ariyoshi et al., 2021) (Figure 90). Elle a fait l'objet

de campagnes d'acquisition de sismique 2D et 3D (Bangs et al., 2004 ; Moore et al., 2007) et de données bathymétriques et de flux de chaleur (Kinoshita et al., 2003). Elle est également la cible privilégiée de projets de forage océanique Deep Sea Drilling (DSDP Legs 31 et 87), Ocean Drilling Program (ODP Legs 131, 190 et 196), Integrated Ocean Drilling Program (IODP Expeditions 314, 315 et 316) et International Ocean Discovery Program (IODP Expeditions 319, 322, 326, 332, 333, 338, 348, 365, 380 et 358 dans le cadre du programme *Nankai Trough Seismogenic Zone Experiment* (NanTroSEIZE)) le long des transversales d'Ashizuri, de Muroto et de Kumano (Figure 91). Ces différentes campagnes ont permis d'obtenir des diagraphies et des échantillons essentiellement argilo-silteux du bassin d'avant-arc de Kumano, de la partie interne et externe du prisme d'accrétion et du bassin entrant de Shikoku.

L'objectif majeur de NanTroSEIZE, focalisé sur le transect de Kumano (Figure 92), est de mieux comprendre les mécanismes impliqués dans la sismogenèse des zones de subduction, en caractérisant la composition et les propriétés des roches et des grands systèmes de failles, les contraintes accumulées le long des failles majeures et les différents types de glissement. A ce titre, la marge de Nankai héberge le système de suivi de l'évolution de la déformation et des conditions *in-situ* au voisinage du méga-chevauchement le plus sophistiqué au monde, avec le Hi-net et le GEONET ainsi que plusieurs observatoires de puits comme des CORKs et plus récemment, des LTBMSs qui transmettent en temps réel, grâce au DONET, des mesures de haute sensibilité de la déformation et de la sismicité, de la pression de fluide et de la température. Les LTBMSs ont été installés en 2010 au site C0002 au-dessus de la zone sismogène (première mondiale), dans une faille satellitaire et son mur au site C0010 en 2016 et dans la partie frontale du prisme d'accrétion au site C0006 en 2018 (Tobin et Kinoshita, 2006 ; Araki et al., 2018).

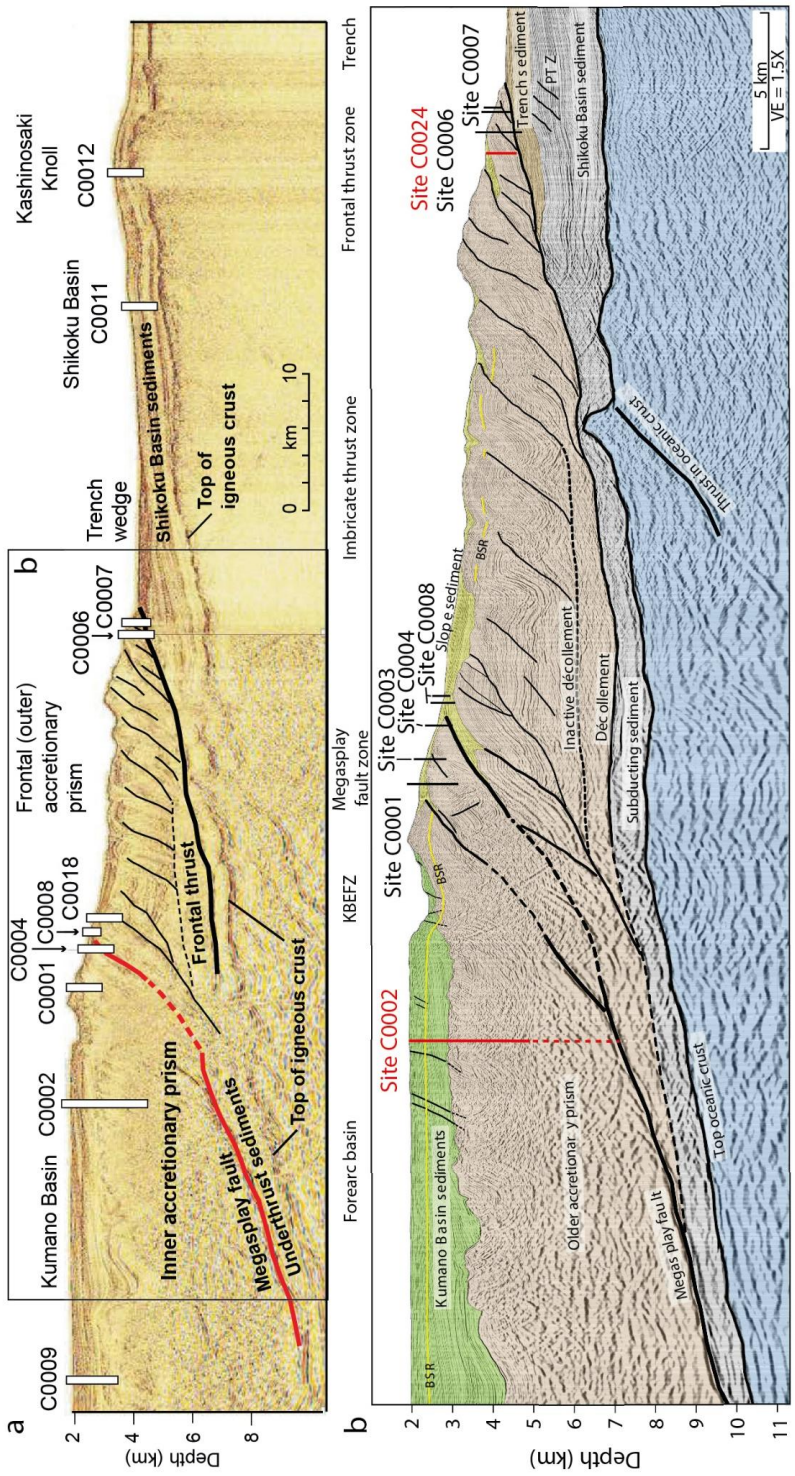


Figure 92 : Ligne sismique composite (a) de la transversale de Kumano interprétée dans (b) sa partie externe, montrant les grands domaines tectoniques et les sites IODP (en noir) dont ceux forés lors de l'expédition IODP 358 (en rouge) (modifié d'après Moore et al., 2009 et Underwood et Guo, 2018). Le tracé rouge continu au Site C0002 représente le puits C0002P à la fin de l'expédition IODP 348, le segment en pointillé correspond à l'objectif de l'expédition IODP 358. KBEFZ : Kumano Basin edge fault zone, PTZ : prototthrust zone. BSR : bottom-simulating reflector. VE : exagération verticale.

VII.1.1.2.1. Le bassin entrant de Shikoku

Le bassin entrant de Shikoku s'est formé lors d'une phase d'extension d'arrière-arc à la fin de l'Oligocène et a séparé la ride de Kyushu-Palau de l'arc d'Izu-Bonin (Okino et al., 1994). Il se caractérise par de nombreuses hétérogénéités de bathymétrie induites par des chaines de volcans sous-marins dont l'activité perdure jusqu'au Miocène, des rides, des zones de failles et des canyons sous-marins (Figure 91) qui affectent l'épaisseur et les faciès sédimentaires du bassin de Shikoku (Ike et al., 2008b).

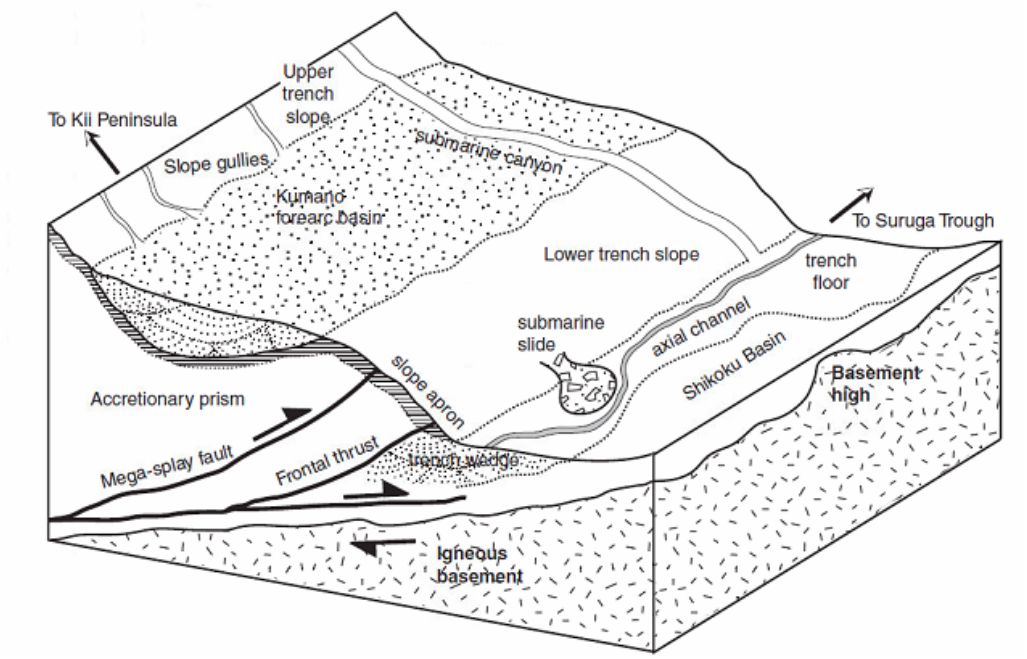


Figure 93 : Bloc diagramme montrant les principaux environnements de dépôts associés à la marge de Nankai (Underwood et Moore, 2012).

La séquence sédimentaire entrante présente une forte variation d'épaisseur (entre ~300 et ~2400 mètres) avec un amincissement marqué vers le sud et au niveau des hauts structuraux de la croûte océanique comme les volcans sous-marins (Ike et al., 2008a) et se caractérise par une diversité tri-dimensionnelle importante (Underwood et Guo, 2018) (Figure 93). Elle se compose d'une séquence d'âge Miocène d'épaisseur très variable qui compense les irrégularités de la bathymétrie. Cette séquence comprend d'épaisses turbidites issues du delta de Kyushu (Underwood et Guo, 2018) dans les dépressions, de fines hémipélagites au niveau des hauts structuraux (Underwood, 2007) et des hémipélagites homogènes peu consolidées avec des lits de cendres volcaniques du Pliocène et du Pléistocène d'épaisseur régulière. Les dépôts turbiditiques d'âge Quaternaire à proximité de la fosse se caractérisent par une épaisseur variant de 0,5 à 1,3 km avec des apports détritiques canalisés par de grands canyons sous-marins à proximité de la fosse de Suruga

(Underwood et Moore, 2012). La séquence d'âge Miocène est riche en smectites détritiques issues de l'érosion de roches volcaniques felsiques à proximité de la fosse dans la zone externe du Japon central alors que la séquence d'âge Pliocène à Quaternaire est riche en illite et chlorite (Underwood et Moore, 2012 ; Underwood et Guo, 2018).

Au niveau du transect de Kumano, la séquence sédimentaire entrante, composée des unités inférieures et supérieures du bassin de Shikoku et des dépôts turbiditiques de fosse d'âge Quaternaire ont une épaisseur de ~2,4 kilomètres. La séquence sédimentaire entrante a été forée à ~22 km du chevauchement frontal au Site C0011 où elle présente 6 unités lithologiques : des argilites silteuses d'âge Pléistocène à Miocène supérieur de l'unité supérieure du bassin de Shikoku (Unité I), des argilites silteuses avec des passées de tuf volcanique ou volcanoclastiques du Miocène supérieur (Unité II), des argilites silteuses hémipélagiques du Miocène supérieur à moyen (Unité III), des turbidites du Miocène moyen (Unité IV) de l'unité inférieure du bassin de Shikoku, des siltites argileuses avec des passées de tuf volcanique, volcanoclastiques et détritriques sableuses ou silteuses du Miocène moyen à inférieur (Unité V) et des argilites hémipélagiques du Miocène inférieur (Unité VI). L'interface avec la croûte océanique n'a pas été forée mais est estimée à environ ~950 mbsf (Underwood et al., 2010). La séquence sédimentaire entrante a également été forée au Site C0012 qui se trouve au niveau du *Kashinosaki Knoll* où elle présente une épaisseur plus faible, en plus de la partie supérieure de la croûte océanique.

Une zone de porosité totale connectée anormalement élevée (Hüpers et al., 2015) a été identifiée dans l'intervalle d'âge Pliocène de l'Unité I aux Sites C0011 (76-252 mbsf) et C0012 (10-766 mbsf) et a été corrélée sur ~300 kilomètres de large jusqu'aux Sites ODP 1173 et 1177 forés dans le bassin de Shikoku au niveau des transversales de Muroto et d'Ashizuri respectivement. Celle-ci a été atribuée à la présence d'un ciment amorphe de silice aux joints de grains qui empêche l'effondrement des pores, et à la présence d'une proportion élevée (~20-30%) de cendres volcaniques (Spinelli et al., 2007 ; Hüpers et al., 2015).

VII.1.1.2.2. Le prisme d'accrétion

Au niveau de la transversale de Kumano ciblée par le programme NanTroSEIZE (Figure 92), le prisme a été subdivisé en cing grands ensembles, qui sont, du plus océanique vers le plus continental : la zone du chevauchement frontal, la zone des écailles imbriquées, la zone de la méga-faille satellitaire et des chevauchements hors séquence, la zone bordière du bassin de Kumano (appelée Kumano Basin Edge Fault Zone, ou KBEFZ) et le bassin d'avant-arc de Kumano, déposé au-dessus du prisme interne (Underwood et al., 2009).

Le prisme externe se caractérise par un nez où se concentre la déformation avec une pente abrupte dans sa partie frontale qui varie latéralement, une déformation interne importante associée à des chevauchements à vergence océanique et par un décollement asismique (Kimura et al., 2007). Au niveau du transect de Kumano, le nez du prisme a un pendage particulièrement élevé (~10°) suggérant un couplage important sur le chevauchement frontal (Conin, 2011). Il présente de nombreuses failles à fort pendage continental et des rétro-chevauchements (Underwood et Moore, 2012). Le chevauchement frontal (Site C0007 et C0006) se présente sous la forme d'un détachement de ~6 km. Il se branche sur le décollement avec un pendage de ~8° et s'horizontalise à proximité du plancher océanique. Ces caractéristiques contrastent avec celles plus généralement documentées le long de la marge où il forme un détachement de 1 à 2 km de long avec un pendage de 25° à 35°. L'échantillonnage et les diagraphies réalisés aux Sites C0006 et C0007 montrent que son toit se compose d'hémipélagites peu consolidées et de turbidites de pente (Unité I) et d'argilites hémipélagiques peu consolidées et de turbidites de pente et de fosse (Unité II) corrélées aux séquences d'âge Pliocène et Miocène Supérieur du bassin entrant de Shikoku (Cerchiari et al., 2018). Au-dessus de l'Unité I, un bassin de pente s'est développé à quelques kilomètres en direction du continent du Site C0006. Les caractéristiques atypiques du prisme externe au niveau du transect de Kumano sont supposées être induites par la subduction récente d'un mont sous-marin (Moore et al., 2009). Une zone de proto-chevauchement bien développée affecte la partie supérieure de l'unité supérieure du bassin de Shikoku et la partie inférieure des sédiments de la fosse (Underwood et al., 2012) suggérant un retour récent à l'accrétion (Screaton et al., 2009a).

En arrière de la zone du chevauchement frontal, le prisme externe se caractérise par une pente faible d'environ 4° et est constitué de nombreuses écailles imbriquées. Des failles normales à fort pendage probablement inactives viennent se brancher sur le décollement inactif. En bordure continentale de cette zone d'écailles imbriquées se trouve un système de failles hors séquence majeur extensif communément appelé la méga-faille satellitaire (Park et al., 2000 ; 2002b, Moore etal., 2007), composée de plusieurs branches qui atteignent le plancher océanique à proximité des Sites C0001, C0003, C0004/C0010 et C0008. La méga-faille satellitaire converge en profondeur vers le méga-chevauchement sismogène à ~5000 ± 200 mbsf sous le bassin d'avant-arc de Kumano. Le glissement le long de la méga-faille satellitaire aurait commencé il y a 1,95 Ma sous la forme d'un chevauchement hors séquence à proximité du nez du prisme, qui aurait été réactivé sous la forme d'une méga-faille satellitaire il y a ~1,55 Ma (Strasser et al., 2009). Elle serait impliquée dans des LFEs, VLFEs et la propagation de la rupture co-sismique de méga-séismes (Cummins and Kaneda, 2000 ; Cummins et al., 2001 ; Ito et Obara, 2006 ; Araki et al., 2017) et présenterait une relation avec le remplissage du bassin d'avant-arc de Shikoku, bien que le détail de cette relation

soit encore mal compris et que des hypothèses contradictoires aient été proposées (Park et al., 2002b ; Underwood et Moore, 2012 ; Ramirez et al., 2015 ; Moore et al., 2015 ; Mannu et al., 2016).

La zone bordière du bassin de Kumano (appelée *Kumano Basin Edge Fault Zone*, ou KBEFZ) correspond à la limite entre le prisme externe et le prisme interne et correspond à une zone complexe avec des failles normales et décrochantes (Martin et al., 2010 ; Moore et al., 2015). Le prisme interne se caractérise par une lithologie uniforme et par un pendage élevé, avec une déformation hétérogène et localement intense (Boston et al., 2016). Il est surmonté du bassin d'avant-arc de Kumano (Moore et al., 2009), dont la partie océanique a été forée au Site C0002. Le bassin d'avant-arc de Kumano est encadré, du côté continental, par un prisme d'accrétion plus ancien et par les plutons de la ceinture Shimanto, et du côté océanique, par la zone bordière du bassin de Kumano et une crête dans le prisme d'accrétion actif (Moore et al., 2015).

VII.1.2. Objectif principal : la zone sismogène au site C0002

L'expédition IODP 358 est la dernière des 13 campagnes de forage océanique du programme NanTroSEIZE. La cible principale de l'expédition IODP 358 (07 Octobre 2018 – 31 mars 2019) est le site C0002, situé dans le bassin de Kumano (Figure 92), à l'aplomb d'une zone où le méga-chevauchement est intersismiquement bloqué et capable de générer des séismes majeurs. L'objectif initial de l'expédition IODP 358 était d'approfondir le site C0002 jusqu'à atteindre le réflecteur sismique de forte amplitude interprété comme l'interface de subduction à profondeur sismogène, à environ 5000 ± 200 mbsf (Kitajima et al., 2020). Pour ce faire, il était prévu de forer avec riser un nouveau puits par déviation à partir du puits C0002P préexistant. Précédemment, le site C0002P, avait permis d'obtenir des diagraphies, des cuttings et des carottes à travers le bassin de Kumano et la partie supérieure du prisme d'accrétion jusqu'à 3058,5 mbsf avec les expéditions IODP 326 en 2010, 338 en 2012-2013 et 348 en 2014.

Ces expéditions ont permis d'identifier 3 unités lithologiques dans le bassin d'avant-arc de Kumano (Unités I à III), et 2 unités lithologiques (Unités IV et V) dans la partie supérieure du prisme d'accrétion interne. L'Unité I (~0-136 mbsf) correspond à des siltites argileuses grises foncées à verdâtres, des turbidites sableuses ou silteuses avec des passées de cendres volcaniques interprétées comme des dépôts de plaine abyssale avec des turbidites canalisées par des canyons sous-marins. La partie inférieure du bassin de Kumano se compose d'argilites hémipélagiques et des turbidites distales (Unité II, ~136-826 mbsf) et des argilites silteuses (Unité III, 826 à 921-1025 mbsf). La partie supérieure du prisme d'accrétion correspond à des argilites silteuses grises à verdâtres avec de rares passées sableuses (Unité IV, ~921-1025 à 1740 mbsf) interprétées comme des dépôts hémipélagiques du bassin de Shikoku accrétés où des dépots de fosse. L'Unité V (~1740 - 3257

mbsf, au moins) comprend des argilites silteuses grises à verdâtres interprétées comme des dépôts hémipélagiques du bassin de Shikoku accrétés où à des dépots de fosse d'âge Miocène.

L'acquisition de données inédites et historiques dans le cadre de l'expédition IODP 358, à savoir les mesures de diagraphies et la collecte de cuttings dans la partie inférieure du prisme sur l'ensemble du forage et le carottage d'un intervalle restreint autour de l'interface de subduction active, visait à répondre aux questions fondamentales suivantes :

- Comment évoluent la lithologie, les propriétés physiques et hydrogéologiques ou encore les caractéristiques mécaniques et géochimiques du prisme d'accrétion en profondeur, au-delà de ~3058 mbsf ?
- Quelles sont les propriétés physiques, mécaniques, géochimiques et hydrogéologiques du méga-chevauchement à profondeur sismogène (5000 ± 200 mbsf) et de la roche encaissante ? Quelles sont les relations avec la sismogenèse ?
- Quelles propriétés favorisent son expression sous la forme d'un réflécteur sismique de forte amplitude (Park et al., 2002a) ?

Un objectif secondaire de l'expédition était de laisser le puits dans un état favorable à l'installation ultérieure d'un système de surveillance à long-terme de type LTBMS dans la zone sismogène.

Dans l'optique d'atteindre l'interface de subduction à profondeur sismogène à ~5000± 200 mbsf, plusieurs puits ont été forés au site C0002 (Figure 94) : le puits C0002Q (18 novembre – 14 décembre 2018) par déviation depuis le puits C0002P foré jusqu'à 3048,5 mbsf lors de l'expédition 348, et le puits C0002R (15 décembre 2018 – 3 février 2019) par déviation depuis le puits C0002Q. Le forage des puits C0002Q/R à travers le prisme interne se révèle plus complexe que prévu. La roche est naturellement endommagée, si bien qu'il est difficile de conserver la même orientation lors des différentes tentatives de forage. Ainsi, à chaque essai, un trou différent est créé à l'extrémité du puits (C0002Q#1/#2/#3 et C0002R#1/#2). L'abandon du puits C0002R début février implique qu'il ne sera plus possible d'atteindre l'interface de subduction dans le temps imparti pour l'expédition. Le 03 février, un nouveau puits, le puits C0002S est entamé par déviation à partir du puits C0002R, avec pour objectif d'aller aussi loin que possible dans le prisme d'accrétion, en trou ouvert, pour obtenir cuttings et diagraphies. Malheureusement, alors que les outils diagraphiques sont remontés pour récupérer les données acquises, une partie de ceux-ci reste bloquée au fond du puits malgré plusieurs tentatives de récupération. Le puits C0002S est cimenté et abandonné le 13 février. Un dernier puits, le puits C0002T (15 février – 02 mars), permet de récupérer 3 carottes de 2836,5 à 2848,5 mbsf, record du monde de carottage océanique scientifique, mais avec un taux de récupération très faible. Des échantillons issus de ces carottes ont été analysés lors de cette étude.

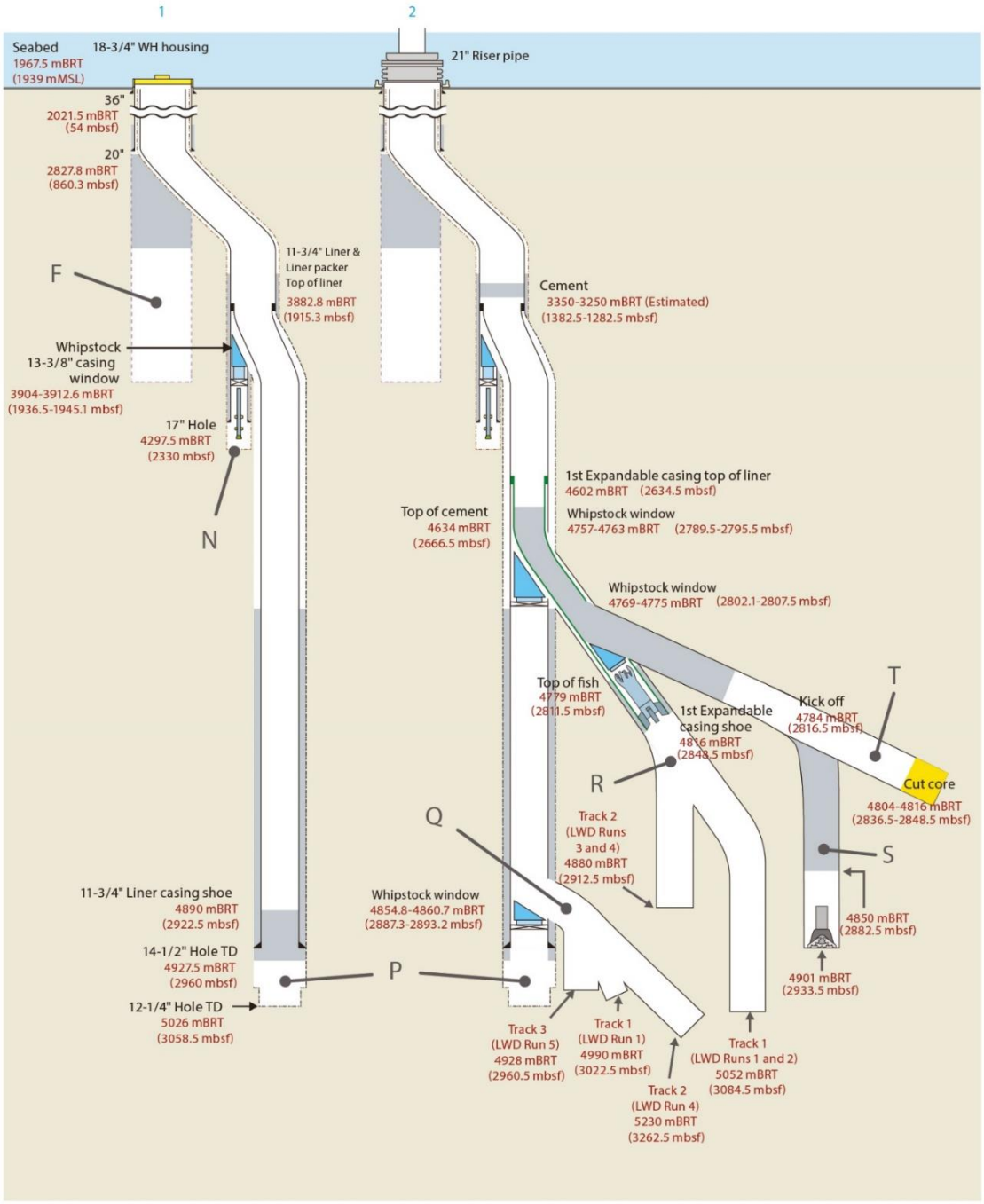


Figure 94 : Evolution du Site C0002 au cours du projet NanTroSEIZE (Kitajima et al., 2020) : 1) Etat du site C0002 avant l'expédition IODP 358 ; 2) Site C0002 à la fin de l'expédition IODP 358.

Au total, en plus des carottes, des cuttings ont été échantillonnés et des diagraphies ont été acquises de manière continue sur les puits C0002Q/R/S/T sur des intervalles de profondeur en partie redondants. La profondeur maximale atteinte est de 3262,5 mbsf (puits C0002Q#2). Les intervalles avec cuttings sont 2902,5-3257,5 mbsf au puits C0002Q, 2812,5-3077,5 mbsf au puits C0002R, 2842,5-2933,5 mbsf au puits C0002S et 2817,5-2848,5 mbsf au puits C0002T (où des carottes sont également disponibles).

VII.1.3. Réorientation de la campagne

Dans le cadre du plan de contingence et dans le délai restant (28 jours), deux nouveaux sites ont été forés sans riser : le site C0024 au niveau du chevauchement frontal sur la transversale de Kumano et le site C0025 dans le bassin d'avant-arc de Kumano, hors transversale de Kumano, avec de nouveaux objectifs associés (Figure 95).

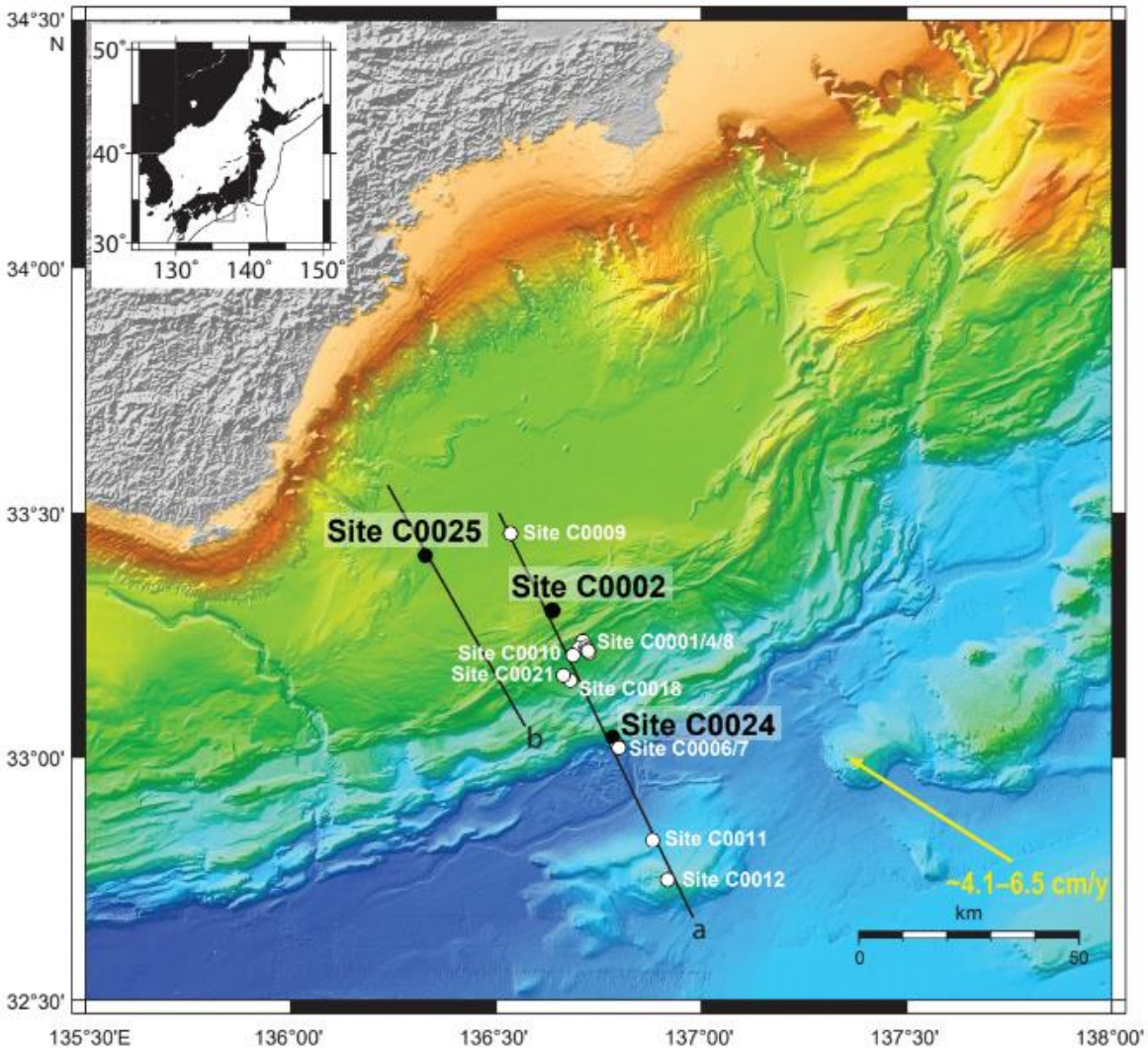


Figure 95 : Carte bathymétrique au sud de la péninsule de Kii, montrant les 3 sites forés lors de l'expédition IODP 358 (Tobin et al., 2020).

VII.1.3.1. Site alternatif C0024

Grâce aux expéditions IODP 314, 316 et 380 (Expedition 314 Scientists, 2009 ; Expedition 316 Scientists, 2009 ; Kinoshita et al., 2018a), des données de qualité variable ont pu être acquises au niveau de l'extrémité du prisme d'accrétion externe, aux Sites C0006 et C0007 (Figure 92). Au Site

C0006, des diagraphies ont été acquises à travers le prisme d'accrétion externe, le chevauchement frontal (~657 mbsf) et son mur jusqu'à 885,5 mbsf lors de l'expédition IODP 314 (2007) et des carottes ont été prélevées dans le prisme d'accrétion externe jusqu'à 603 mbsf lors de l'expédition IODP 316 (2007-2008) au site C0006. En 2018, un système de surveillance à long-terme (LTBMS) a été installé pendant l'expédition 380. Au site C0007, des carottes ont été prélevées de 0 à 166,59 mbsf et de 175 à 493,5 mbsf (incluant le chevauchement frontal) lors de l'expédition IODP 316. Les principales découvertes de ces expéditions aux Sites C0006 et C0007 sont :

- Une croissance rapide du prisme d'accrétion externe depuis ~2,2 Ma (Screaton et al., 2009b ; Strasser et al., 2009) ;
- Une anomalie de réflectance de la vitrinite correspondant à une anomalie thermique le long du décollement frontal interprétée comme dûe à un chauffage par friction (Sakaguchi et al., 2011 ; Fulton et Harris, 2012) lors d'un glissement suffisament rapide pour générer un tsunami à proximité de la fosse (Hamada et al., 2015), similaire à celui observé lors du séisme de Tōhoku de M_w 9,1 en 2011 ;
- Un glissement rapide et potentiellement tsunamigénique est également suspecté le long du décollement frontal au site C0007.

Les progrès réalisés depuis les années 2007-2008 en termes d'acquisition de diagraphies et de carottage et les récents travaux qui documentent la propagation jusqu'à proximité de la fosse de SSEs, tremors et VLFEs induits (Wallace et al., 2016b ; Araki et al., 2017 ; Nakano et al., 2018) ou non (Yokota et Ishikawa, 2020), avec notamment des SSEs corrélés à des pulses de pression de fluide (Araki et al., 2017 ; Kinoshita et al., 2018b ; Ariyoshi et al., 2021) motivent le forage du site C0024 dans le bassin de pente du prisme externe (jusqu'alors non foré), à ~1 km du site C0006 et à ~2 km du site C0007 (Figure 96). Les objectifs du Site C0024 sont de (Yamaguchi et al., 2020) :

- Caractériser les propriétés du prisme externe qui compose le toit du décollement (notamment l'unité sismique A (Figure 96) absente aux sites C0006 et C0007) à proximité de la fosse où des SSEs semblent pouvoir se propager ;
- Caractériser l'architecture et les propriétés du décollement à proximité de la fosse.

Sept puits ont été forés au site C0024 (Yamaguchi et al., 2020). Des diagraphies ont été acquises au puits C0024A de 0 à ~868 mbsf à travers les unités sismiques A à E, donc à travers le chevauchement frontal (Figure 96). En revanche, les intervalles échantillonnés sont plus restreints : ~7-128 mbsf (C0024D), ~100-319 mbsf (C0024G) et ~510-621 mbsf (C0024E) (Figure 96).

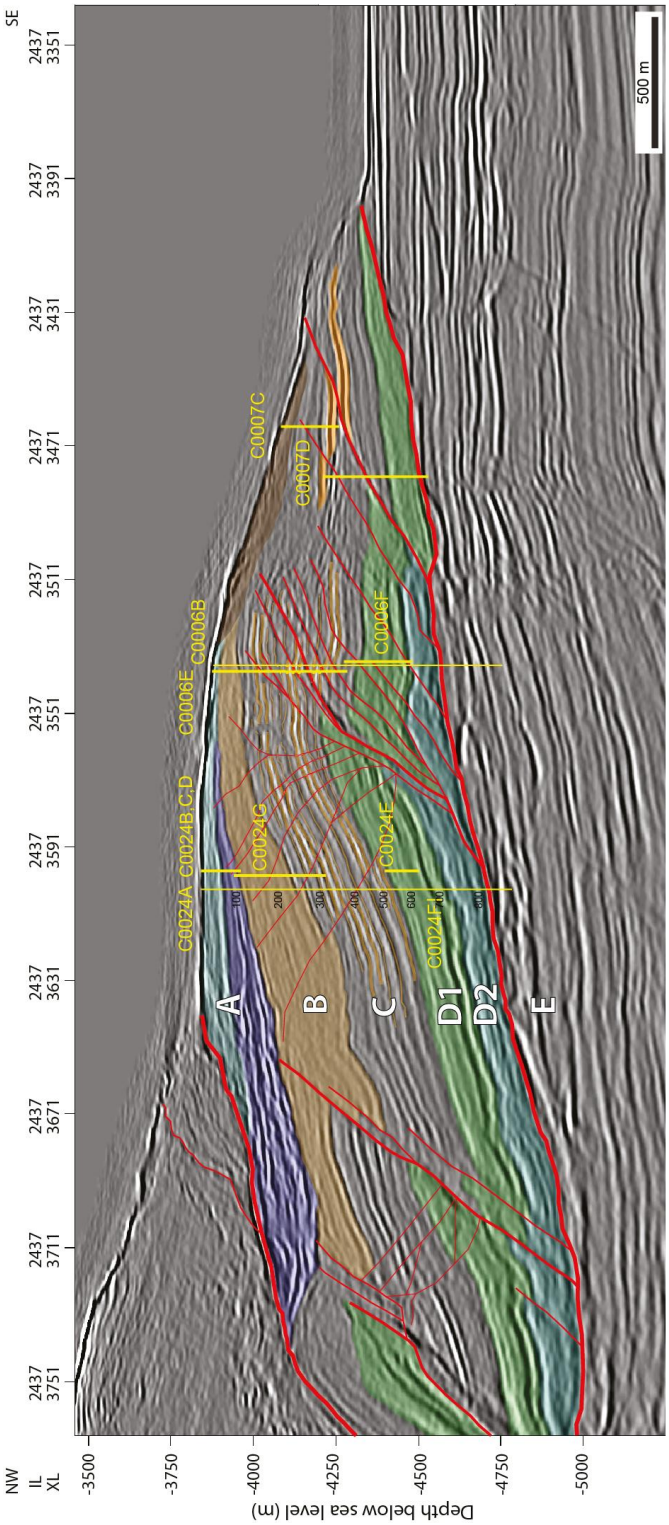


Figure 96 : Profil de sismique réflexion au niveau du chevauchement frontal interprété en unités sismiques (A à E) et détail des différents intervalles avec diagraphies (trait jaune fin) et avec carottes (trait jaune épais) pour les sites C0024 (expédition IODP 358), C0006 et C0007 (expéditions IODP 314 et 316). L'Unité sismique A correspond au bassin de pente du prisme externe, foré uniquement au Site C0024 (modifié d'après Yamaguchi et al., 2020). Les failles sont représentées en rouge. Le chevauchement frontal correspond au trait rouge épais entre E et D2.

VII.1.3.2. Site alternatif C0025

L'objectif du Site C0025 est de carotter jusqu'à ~600 mbsf (Bassin de Kumano et partie supérieure du prisme d'accrétion) pour comprendre, en comparant les résultats avec ceux des campagnes de forage aux Sites C0002 et C0009, les modalités tectoniques et physico-chimiques de la mise en place rapide (~6 Ma selon Kimura et al., 2018) de la zone sismogène de la marge de Nankai.

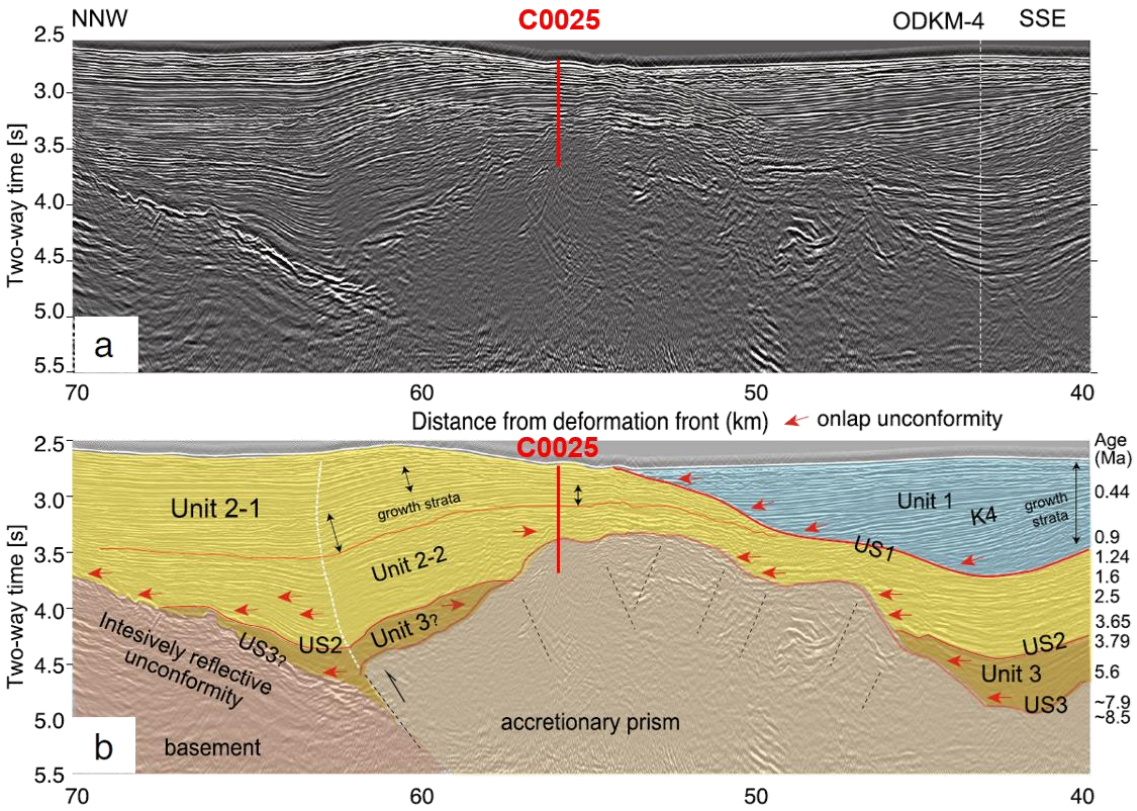


Figure 97 : Localisation du site C0025 sur a) le profil de sismique réflexion montrant le bassin d'avant-arc Kumano et le prisme d'accrétion (Tsuji et al., 2015) et b) une interprétation de ce profil basée sur les âges estimés au site C0009 (Kimura et al., 2018).

Le forage a pour objectif de répondre aux questions suivantes (Kimura et al., 2020) :

- Quand s'est mis en place le bassin d'avant-arc Kumano et le prisme d'accrétion ?
- Quelles sont les conditions physico-chimiques favorables à la transformation diagénétique rapide des sédiments en roches consolidées, aux propriétés élastiques et donc au potentiel sismogène dans le hanging wall du système de faille majeure ?
- Quelle est l'origine de la forme en dôme du prisme d'accrétion sous le site C0025 (Figure 97) ? Deux hypothèses ont été proposées : 1) développement d'un anticlinal dans le prisme avant le dépôt du bassin de Kumano (Kimura et al., 2018) ; 2) diapirisme de boue pouvant s'exprimer en surface par la formation d'un volcan de boue (Morita et al., 2004).

Au site C0025A, 18 carottes ont été échantillonnées de manière continue de ~400 à 580 mbsf. Pour notre étude, nous disposons d'un échantillon par carotte. Aucune diagraphie n'a été acquise à ce site.

VII.2. Caractérisation pétrophysique et hydrogéologique préliminaire

VII.2.1. Site C0002

Les cuttings et carottes prélevés lors de l'expédition IODP 358 sont très peu déformés et correspondent à l'unité lithologique V d'après les observations faîtes au puits C0002P lors de l'expédition IODP 348 (Figure 98). Cette unité V présente quelques fossiles et bioturbations et est composée en majorité d'argilites fines silteuses grises, argilites silteuses grises à vert olive, siltites et grès gris très fin à fin. Les propriétés physiques et les diagraphies sont également cohérentes avec les résultats de l'expédition IODP 348, excepté dans une section où les diagraphies mettent en évidence une roche naturellement endommagée expliquant les difficultés relatives à l'avancée du forage.

Dans le cadre de la recherche post-campagne sur les échantillons du Site C0002, la porosité totale connectée et la CEC ont été mesurées sur des cuttings non triés (dits *bulk*) des puits S et T entre sur l'intervalle ~2848-2933 mbsf et sur deux échantillons de carottes (C0002T-1K-CC WR à ~2837 mbsf et C0002T-3K-CC W à ~2843 mbsf). Les porosités totales connectées des carottes (~20%) diminuent de manière mono-exponentielle avec la profondeur z selon la relation $\emptyset_t = 58{,}75e^{-0.0004153z}$ (R^2 = 0.88) sur l'ensemble du forage (Figure 98). Selon cette relation, la porosité totale connectée au niveau de l'interface de subduction à profondeur sismogène (~5 200 mbsf) serait de 6 à 7%, ce qui est cohérent avec la synthèse des profils de compaction réalisée par Mondol et al. (2007). Les CEC mesurées varient entre 0,17 et 0,22 mol/kg pour les cuttings et entre 0,11 et 0,19 mol/kg pour les carottes. Ces valeurs sont de l'ordre de celles qui ont été mesurées à Nankai sur les sites C0024 et C0025 ainsi que sur d'autres sites forés lors des précédentes expéditions (Conin et al., 2011 ; Henry et Bourlange, 2004). Avec n=15, la teneur en eau liée varie entre 6% et 10%, et entre 5% et 8% avec n=12. Les porosités interstitielles seraient donc de l'ordre de 10% à 15% aux puits C0002Q, R, S et T.

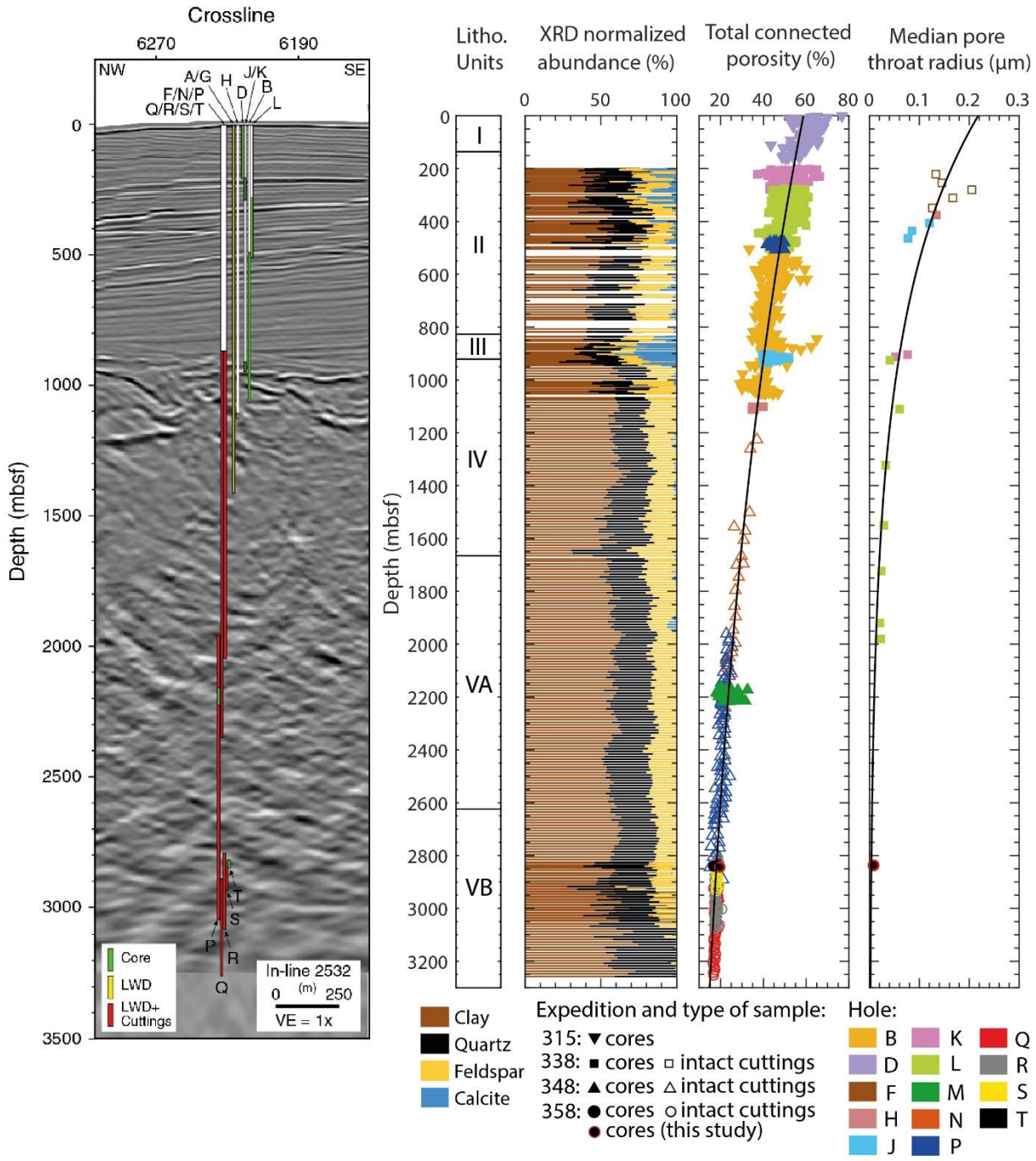


Figure 98 : Synthèse des données lithologiques et de la porosité obtenues au site C0002 lors des expéditions IODP 315, 338, 348 et 358. La composition minéralogique et la porosité totale connectée ont été déterminées à bord par DRX et pycnométrie hélium respectivement. Les mesures de rayon médian des seuils d'accès par porosimétrie par injection de mercure ont été réalisées par Dugan (2015) suite à l'expédition IODP 338. Les données de porosité totale connectée et de rayon médian des seuils d'accès entourées en rouge ont été acquises dans le cadre de cette étude à partir des échantillons de carottes (C0002T-1K-CC WR et C0002T-3K-CC W). Les données de sismique réflexion sont issues de Kitajima et al. (2020).

Seul l'échantillon C0002T-1K-CC WR a pu être analysé par MIP. La porosité au mercure est de 14,7%. Une famille principale de seuils d'accès (~44% de la porosité) a été mise en évidence pour des diamètres compris entre ~9 nm et ~0,0327 μm. Une seconde famille minoritaire (~7% de la porosité) de seuils d'accès compris entre ~47 et ~55 μm de diamètre semble se distinguer sur la courbe d'injection, mais il s'agit vraisemblablement d'une anomalie liée à la phase de basse pression. La famille principale de seuils d'accès identifiée est cohérente avec les analyses de Dugan (2015) dans les unités lithologiques II, III, IV et VA (Figure 98) et permet de déterminer une relation entre le rayon médian des seuils d'accès r_{50} défini par Dugan (2015) et la profondeur z : $r_{50} = 0{,}218e^{-\frac{z}{702}}$ $(R^2 = 0.86)$. En supposant que cette relation soit valide au niveau du méga-chevauchement à profondeur sismogène, la micro-porosité serait dominante. La famille principale de seuils d'accès correspond à une perméabilité de ~2,7.10^{-19} m² selon le modèle de Katz-Thompson. Cette valeur est inférieure et cohérente avec les travaux de Guo et al. (2011) sur des échantillons du puits C0002B entre ~550 et ~850 mbsf avec des perméabilités comprises entre ~2,5.10^{-18} et ~2,7.10^{-17} m² et les travaux de Song et Underwood (2017) sur des échantillons du puits C0002P compris entre ~2175 et ~2210 mbsf pour des perméabilités comprises entre ~3,8. 10^{-18} et ~2,7.10^{-17} m². Le retour d'expérience de la réalisation de petites carottes de 8 millimètres de diamètre pour les mesures RMN au Site C0024 a incité à ne pas essayer de carotter les échantillons reçus du Site C0002, ceux-ci étant beaucoup trop indurés pour le carottier manuel et trop argileux pour le carottier rotatif, même à sec.

VII.2.2. Site C0024, au niveau du chevauchement frontal

Quatre unités lithologiques ont été identifiées à bord sur des carottes au Site C0024 (Figure 99). L'Unité I ne fait que 4 m d'épaisseur et correspond à des hémipélagites de pente d'âge Holocène, discordantes sur l'Unité II. Les Unités II à IV sont d'âge Pléistocène. L'Unité II (~4-519 mbsf, avec une lacune d'échantillonnage entre ~319 et 510 mbsf) correspond à des faciès de fosse accrétés comprenant des argilites/siltites avec une alternance de lits de sable fin à grossier et de cendres volcaniques, associés à un environnement de dépôt de type pente et fosse avec des courants de turbidité. L'Unité III (~519-555 mbsf), se distingue de l'Unité II par l'absence de lits sableux, et correspond à un environnement de dépôt transitionnel entre la fosse et le bassin. Enfin, l'Unité IV (~555 mbsf jusqu'à la fin de l'intervalle carotté ~621 mbsf), correspond à des hémipélagites argilo-silteuses du bassin Shikoku avec quelques lits de tufs volcaniques. D'un point de vue structural, des failles normales à pendage nord-est/sud-ouest (respectivement, nord-ouest/sud-est) ont été identifiées de 0 à 40 mbsf (respectivement, >100 mbsf), ainsi que des failles non cohésives et des structures d'injection dans les Unités III et IV. La porosité totale décroît de manière exponentielle

dans les Unités I à III de ~75% à ~35% et augmente jusqu'à 50% à l'interface entre les Unités III et IV. La concentration en chlore interstitiel augmente dans les Unités I et II, probablement en raison de l'altération des cendres volcaniques. Elle diminue ensuite progressivement dans les Unités III et IV, ce qui suggère la présence en profondeur d'un fluide de composition adoucie par rapport à celle de l'eau de mer, produit par exemple par la déshydratation des argiles.

Les analyses réalisées sur 59 échantillons lors de ce travail de thèse (Figure 99) dans le cadre de la recherche post-campagne montrent que les unités lithologiques ont des propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques hétérogènes avec des signatures similaires à celles observées aux Sites C0006 et C0007 voisins (Figure 102, Figure 103). Néanmoins, les intervalles carottés restreints ne permettent de caractériser que la partie supérieure du forage (<621 mbsf avec une lacune importante entre ~319 et 510 mbsf, soit les unités sismiques A1, A2, B, les parties supérieure et inférieure de l'unité sismique C et la partie supérieure de l'unité sismique D1), et ne permettent pas de caractériser les zones de décollement identifiées à 813 et 852 mbsf à partir des diagraphies, ni leur mur (Pwavodi et al., 2020). Quelques hypothèses sont néanmoins présentées ci-dessous en extrapolant les mesures réalisées sur l'intervalle carotté.

Les valeurs de CEC mesurées sur les échantillons est faible à modérée (0.08 à 0,26 mol/kg) avec des variations qui semblent davantage corrélées aux unités sismiques qu'aux unités lithologiques (Figure 99). Ces valeurs diminuent de 0,11 à 0,08 mol/kg dans l'unité A1, augmentent dans l'unité A2 jusqu'à 0,16 mol/kg avec une dispersion importante à la base de l'unité et des valeurs relativement constantes et dispersées sont mesurées dans l'unité B (en moyenne, 0,12 mol/kg) avec une transition progressive vers des valeurs plus élevées à l'interface avec l'unité C (~0,20 mol/kg). Peu de valeurs ont pu être mesurées dans l'unité C mais cette tendance à une légère augmentation semble se poursuivre avec des valeurs ~0,22 mol/kg à la base de l'unité et dans la partie supérieure de l'unité D1 (~0,25 mol/kg), où la teneur totale en minéraux argileux mesurée par DRX augmente. Les valeurs de CEC ont été extrapolées à partir du gamma ray (GR) dans les intervalles peu ou non carottés (unité C et D1-D2 au-delà de 621 mbsf). Deux lois différentes ont été utilisées : $CEC = -0{,}0008 * GR + 0{,}1677$ pour les unités A1, 2 et B et $CEC = 0{,}048 * GR - 0{,}1179$ pour les unités C, D1 et D2. Cette extrapolation prédit l'augmentation de la CEC (~0,25-0,4 mol/kg) avec la profondeur dans l'unité D1 avec un maximum à l'interface avec l'unité D2 ce qui est cohérent avec les valeurs déterminées au Site C0006 (Conin et al., 2011). Dans l'unité D2, la CEC présente une tendance à la diminution avec de fortes variations (0,1-0,4 mol/kg).

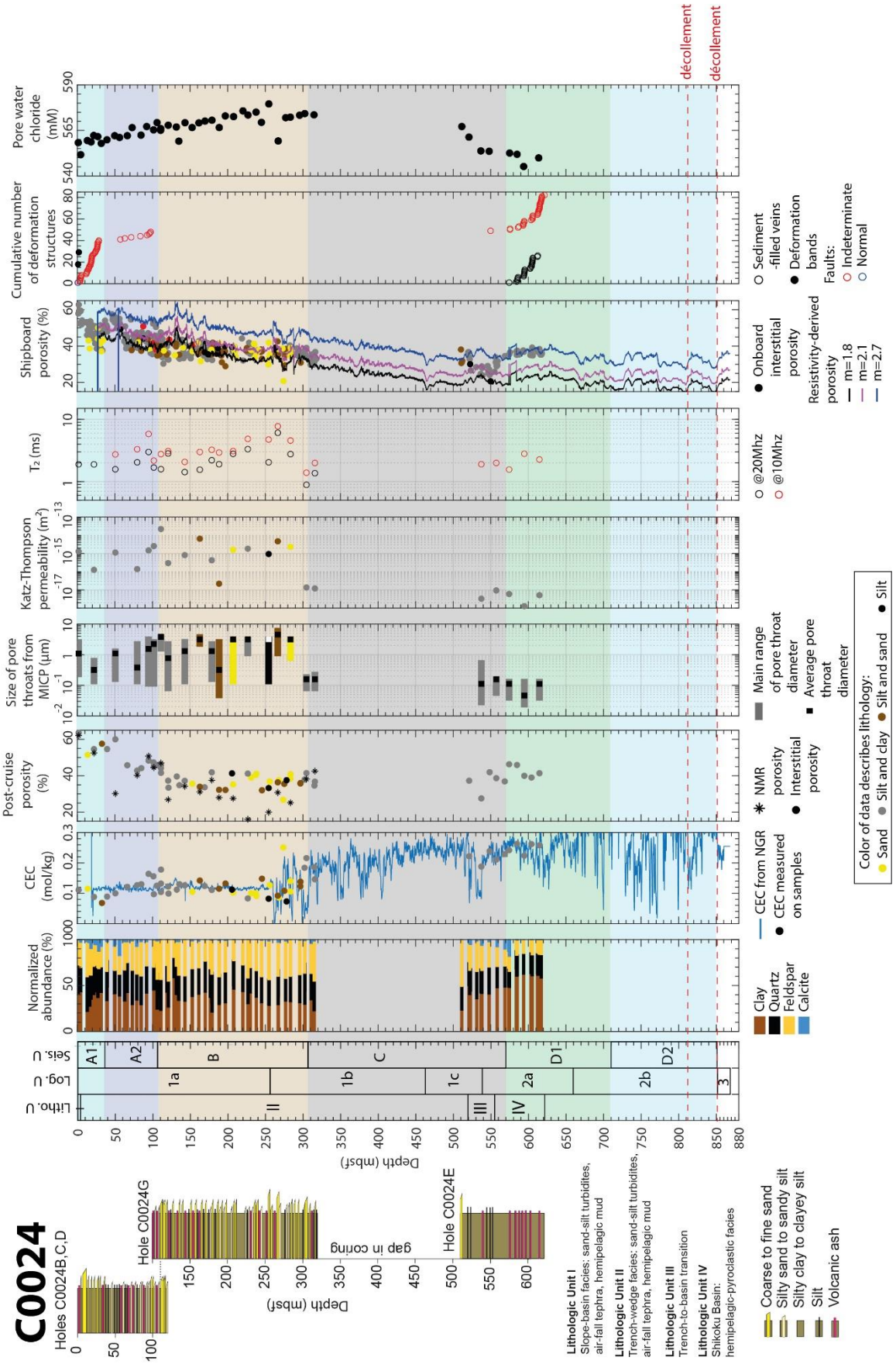


Figure 99 : Synthèse des propriétés lithologiques, minéralogiques, pétrophysiques, hydrogéologiques, structurales et chimiques du site C0024 mesurées sur échantillon.

Une nette augmentation de la CEC (0,12 mol/kg à 0,35 mol/kg) intervient néanmoins entre ~810 et~850 mbsf, ce qui correspond à la position des deux décollements.

En conséquence, la teneur en eau liée augmente avec la profondeur sur le forage. Elle est de ~3% en moyenne dans l'unité A1, ~4% dans l'unité A2, ~5% dans l'unité B, ~8% dans l'unité C, et ~9% dans l'unité D1.

La porosité totale connectée présente des variations mieux corrélées aux unités lithologiques qu'aux unités sismiques. Les mesures de porosité totale connectée réalisées à bord et lors de cette étude montrent une tendance générale à la diminution avec la profondeur dans les unités lithologiques I à III soit dans les unités sismiques A1 à C, de ~76% à proximité du plancher océanique jusqu'à ~35% à la base de l'unité lithologique III, avec une dispersion de ~10%. Un saut de porosité de +5% en moyenne est observable dans l'unité lithologique II à ~40 mbsf. L'interface à ~555 mbsf entre les unités lithologiques III (faciès de transition) et IV (faciès hémipélagiques de l'unité supérieure du bassin de Shikoku) est marquée par un net saut de porosité totale connectée de +8% en moyenne. L'unité lithologique IV (qui correspond à peu près à l'unité sismique D1) présente des valeurs de porosité avec une tendance légère à l'augmentation comprises entre ~44% et ~49%. Ce saut de porosité totale connectée au toit de l'unité IV au Site C0024 correspond au saut de porosité observé aux Sites C0006 et C0007 au toit de l'unité lithologique III (faciès hémipélagiques de l'unité supérieure du bassin de Shikoku) (Figure 102), équivalente à l'unité lithologique IV du Site C0024 (Figure 103).

Avec l'augmentation de la teneur en eau liée avec la profondeur, la porosité interstitielle « à bord » (*i.e.* extrapolée à partir de la teneur en eau liée mesurée sur les 59 échantillons) suit le même comportement que la porosité totale connectée, mais est plus faible dans l'unité lithologique IV. Elle diminue avec la profondeur de ~74% à proximité du plancher océanique à ~30% à la base de l'unité lithologique III selon la loi $\emptyset_i = 49{,}12e^{(-0{,}00122z)}$ $(R^2 = 0{,}59)$. Elle présente un saut de +5 à 10% à l'interface etre les unités lithologiques III et IV et augmente légèrement de ~35% à ~39% dans l'unité lithologique IV.

La porosité interstitielle « à bord » a été utilisée pour calibrer la porosité-dérivée de la résistivité en utilisant m=1,8 à 2,1 dans les unités lithologiques I à III et m=2,7 dans l'unité lithologique IV et par extrapolation, dans les unités D1 et D2. La porosité-dérivée de la résistivité présente trois zones avec des valeurs anormalement élevées dans l'unité D2 entre 1) ~725 et ~760 mbsf, 2) ~810 et ~845 mbsf et 3) >850 mbsf (Figure 99). Les zones d'anomalie 2) et 3) correspondent aux décollements en duplex et à leur zone d'endommagement asymétrique (plus développée dans le mur que le toit) (Pwavodi et al., 2020). Elles suggèrent que le mur du décollement correspond à

une zone sous-compactée présentant une pression de fluide élevée dûe à un toit imperméable, comme proposé par les Pwavodi et al. (2020) à partir des données de forage et diagraphiques.

En ce qui concerne la structure du réseau poreux, les mesures de MIP réalisées montrent que les échantillons des unités A1, A2 et B se caractérisent par une large distribution de seuils d'accès de macropores avec un diamètre moyen dispersé (de 0,3 à 4,6 μm) qui tend à augmenter avec la profondeur. Les mêmes observations peuvent être faites à partir des valeurs du T_2 mesuré par RMN à 20 MHz (~1,5-6,1 ms) et 10 MHz (~2,1-7,8 ms), qui sont par ailleurs bien corrélées entre elles (Figure 100).

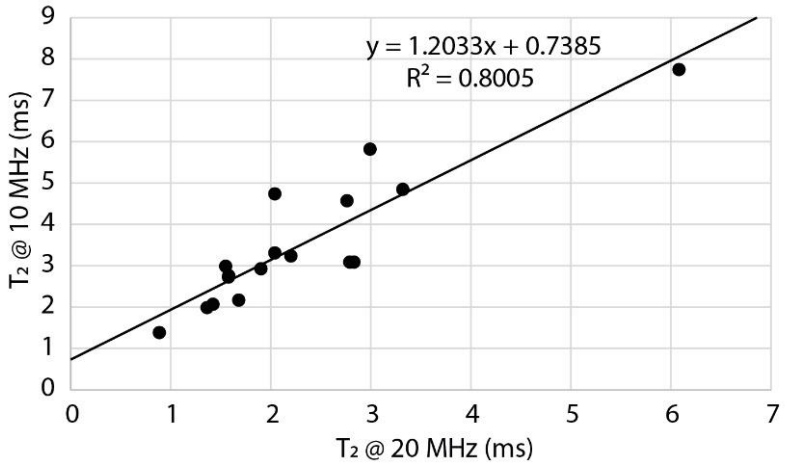


Figure 100 : Corrélation entre les T_2 mesurés à 20 MHz avec le Minispec mq20 et à 10 MHz avec le Minispec mq10 pour les échantillons de l'Unité II du Site C0024.

Dans les unités sismiques C et D1 peu échantillonnées, la distribution de la taille des seuils d'accès est beaucoup plus homogène et une famille principale de macropores se distingue avec un diamètre qui varie entre ~0,16 μm dans la partie supérieure de l'unité C à ~0,05 μm (Figure 101) dans la partie supérieure de l'unité D1. Le T_2 mesuré par RMN à 10 MHz varie entre ~1,4 et 2,8 ms. La combinaison des résultats de MIP et de RMN suggère que la taille des pores diminue avec la profondeur dans l'unité C et tend à augmenter dans la partie supérieure de l'unité D1. D'autre part, l'analyse d'adsorption/désorption d'azote sur l'échantillon E10R3W (~595 mbsf) suggère que les échantillons de la partie supérieure de l'unité D1 sont également mésoporeux (Figure 101), avec par exemple une famille de fins mésopores ~3-4 nm non détectables par MIP pour l'échantillon E10R3W. L'échantillon E10R3W présente une surface spécifique de 28,9 m^2/g d'après l'analyse BET, ce qui est de l'ordre des valeurs mesurées sur 3 échantillons proches (E4R3W, E8R1W et E11R1W) pour une surface spécifique moyenne de ~37,3 m^2/g (M.-L. Doan, communication par courriel, 12 septembre 2019), suggérant que ce comportement est généralisable aux unités

lithologiques III et IV.

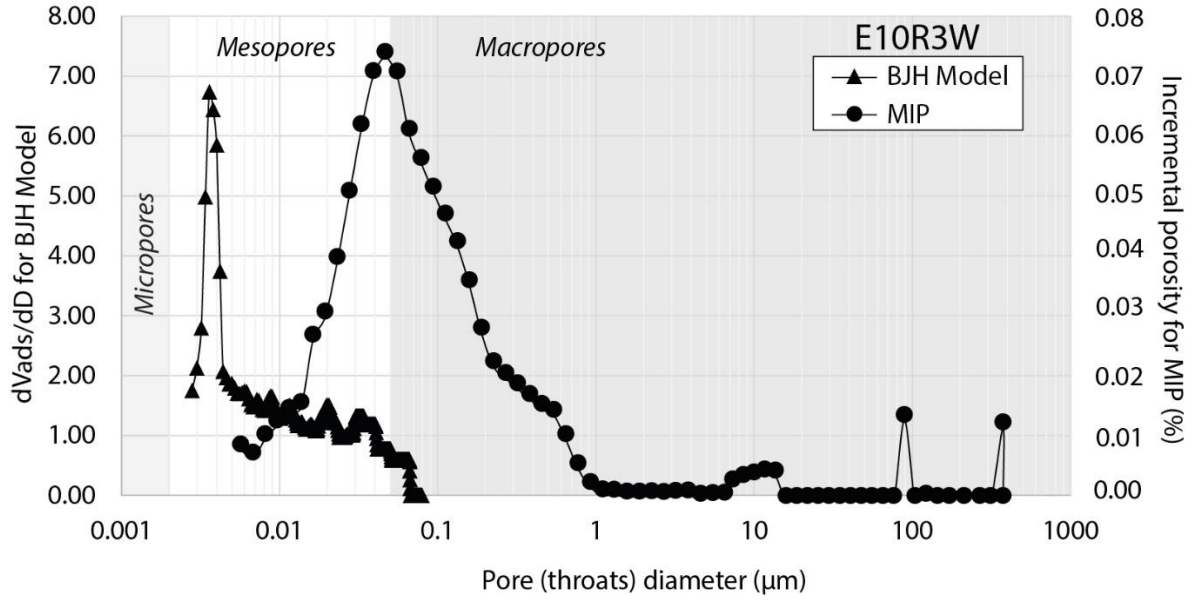


Figure 101 : Comparaison des résultats des courbes incrémentales de l'analyse MIP et du modèle BJH sur l'échantillon E10R3W du Site C0024 (~595 mbsf).

La forte dispersion de la taille des pores mise en évidence par MIP et RMN dans les unités A1, A2 et B a pour conséquence une perméabilité selon le modèle de Katz-Thompson dispersée ente ~2,2.10^{-17} m² et ~2,2.10^{-14} m². Dans les unités C et D1, la perméabilité selon le modèle de Katz-Thompson diminue globalement avec la profondeur entre ~1,4.10^{-17} m² et ~1,3.10^{-18} m². Ces valeurs sont cohérentes avec les mesures de perméabilité réalisées à la presse triaxiale en condition *in situ* de l'ordre de 1.10^{-18} m² à 2.10^{-18} m² Reuschlé et al. (2011) sur des échantillons du Site C0006 dans des échantillons de fosse accrétés de l'unité lithologique II, dans la partie supérieure de l'unité C.

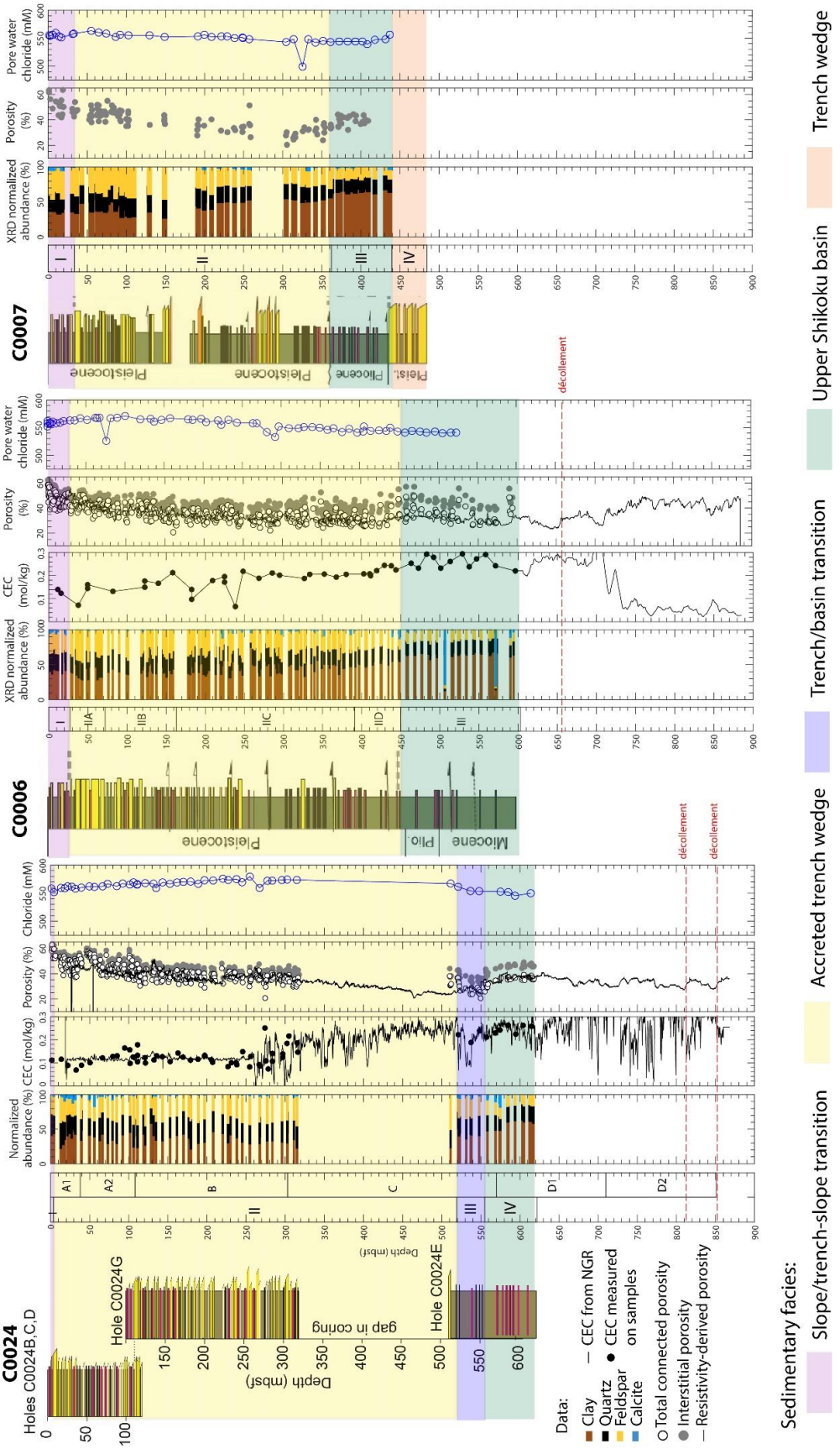


Figure 102 : Comparaison des faciès sédimentaires, de la minéralogie, de la CEC (Conin et al., 2011 pour C0006) et de la porosité dans la partie frontale du prisme. Les unités lithologiques ne sont pas équivalentes d'un site à l'autre.

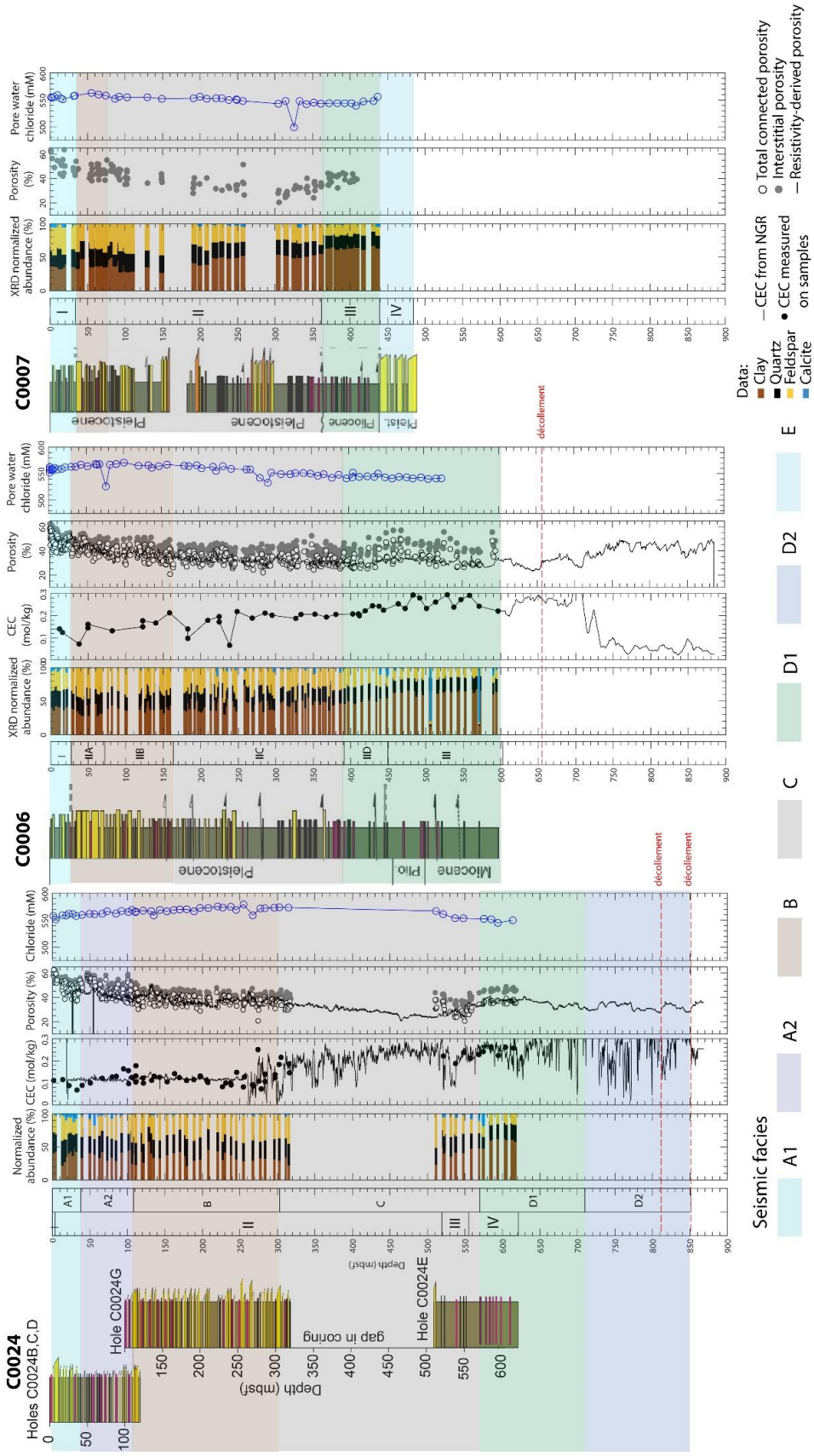


Figure 103 : Comparaison des faciès sismiques, de la minéralogie, de la CEC (Conin et al., 2011 pour C0006) et de la porosité dans la partie frontale du prisme. Les unités lithologiques ne sont pas équivalentes d'un site à l'autre.

VII.2.3. Site C0025, dans le bassin d'avant-arc de Kumano

L'analyse des carottes à bord a permis d'identifier deux unités lithologiques au Site C0025 (Figure 104). L'Unité I (~400-441 mbsf) date du début du Pléistocène (phase initiale de remplissage du bassin de Kumano) constituée d'hémipélagites argilo-silteuses à silto-argileuses avec des turbidites sableuses horizontales. L'Unité II correspondant à des hémipélagites bioturbées est subdivisée en deux sous-unités et se distingue par la présence de failes cohésives et non-cohésives. La sous-unité IIA (~441-543 mbsf) correspond à des faciès de pente et de fosse avec quelques zones riches en cendres volcaniques, tandis que la sous-unité IIB (~543 mbsf jusqu'à la fin du puits ~575 mbsf) correspond à des sédiments non stratifiés et d'égale proportion en argiles, silts et sable. La porosité totale évolue de manière constante avec la profondeur et est dispersée entre ~38% et 54%. Une anomalie de type « adoucissement » avec une diminution de la concentration en chlore de l'eau interstitielle a été identifiée à ~450 mbsf, au niveau d'un réflecteur sismique interprété comme la base de la zone de stabilité des hydrates de gaz. Celle-ci est associée à un maximum de concentration du bore.

Les analyses réalisées sur 18 échantillons lors de la thèse dans le cadre de la recherche-post campagne montrent que ces deux unités ont des propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques homogènes. La CEC est modérée (0,11-0,25 mol/kg) et augmente avec la profondeur, valant en moyenne 0,14 mol/kg dans l'Unité I, 0,17 mol/kg dans la sous-unité IIA et 0,20 mol/kg dans la sous-unité IIB. En conséquence, la teneur en eau liée (déterminée avec n=15) est modérée et augmente avec la profondeur : en moyenne 5% dans l'Unité I, 6% dans la sous-unité IIA et 7% dans la sous-unité IIB. La porosité totale connectée mesurée (44-53%, en moyenne 47%) est cohérente avec celle mesurée à bord (41-54%, en moyenne, 47%). Elle est relativement constante dans l'Unité I (~47,0%) et la sous-unité IIA (~46,5%) mais présente une diminution de ~4% au toit de la sous-unité IIB où elle est en moyenne plus faible (~45%). La porosité interstitielle « à bord » (*i.e.* déterminée en extrapolant la teneur en eau liée mesurée sur les 18 échantillons) présente un comportement similaire mais exacerbé vers la base du forage en raison de la légère augmentation de la teneur en eau liée avec la profondeur. Elle vaut en moyenne 42,2% dans l'Unité II, 40,5% dans la sous-unité IIA et 38,3% dans la sous-unité IIB.

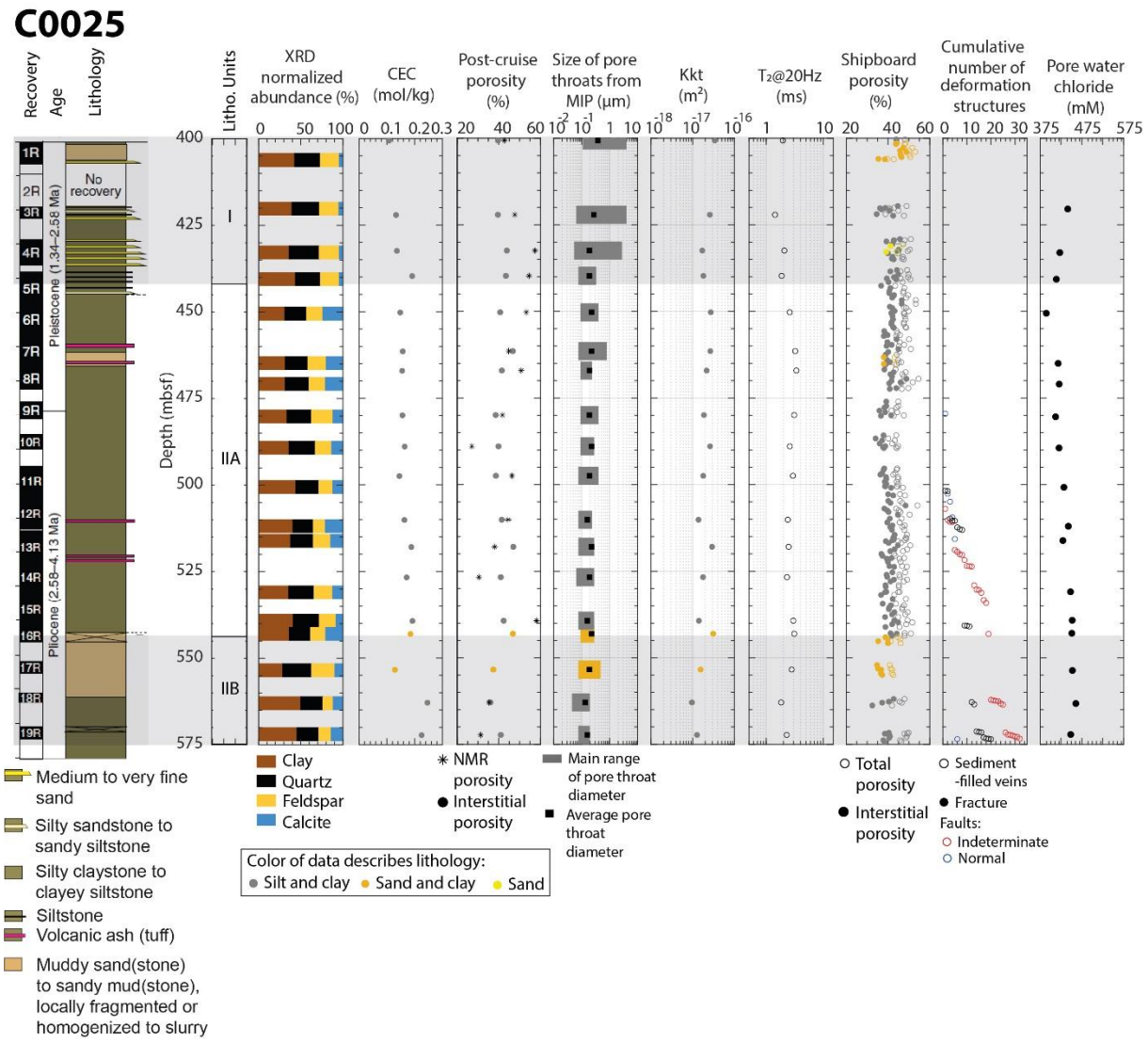


Figure 104 : Synthèse des propriétés lithologiques, pétrophysiques, hydrogéologiques, structurales et chimiques du site C0025.

Cette diminution de la porosité avec la profondeur s'accompagne d'une diminution globale de la taille des pores suggérée par les analyses MIP et RMN, malgré des variations locales. Les analyses MIP montrent que les échantillons de l'Unité I (en particulier 1R, 3R et 4R) se caractérisent par 1) une distribution de taille des seuils d'accès très hétérogène sans famille dominante et 2) par une porosité au mercure piégée à ~83% (Figure 105). A partir de l'échantillon 5R2W (base de l'Unité I), les échantillons présentent au contraire une distribution de seuils d'accès avec une famille principale dont le diamètre tend à diminuer avec la profondeur passant de ~0,22 µm au toit de la sous-unité IIA à ~0,16 µm à la partie la plus profonde de la sous-unité IIB échantillonnée. La porosité piégée correspond à une part de moins en moins importante de la porosité totale au mercure, passant de >60% au toit de la sous-unité IIA à ~50% à la partie la plus profonde de la sous-unité IIB échantillonnée. Les T_2 moyens mesurées par RMN à 20 MHz varient entre ~1,8 et

3,3 ms et sont cohérentes avec les mesures de MIP, excepté dans l'Unité I caractérisée par une large distribution de seuils d'accès. Les perméabilités estimées à partir du modèle de Katz-Thompson varient entre $9{,}6.10^{-18}$ m² et $3{,}10.10^{-17}$ m².

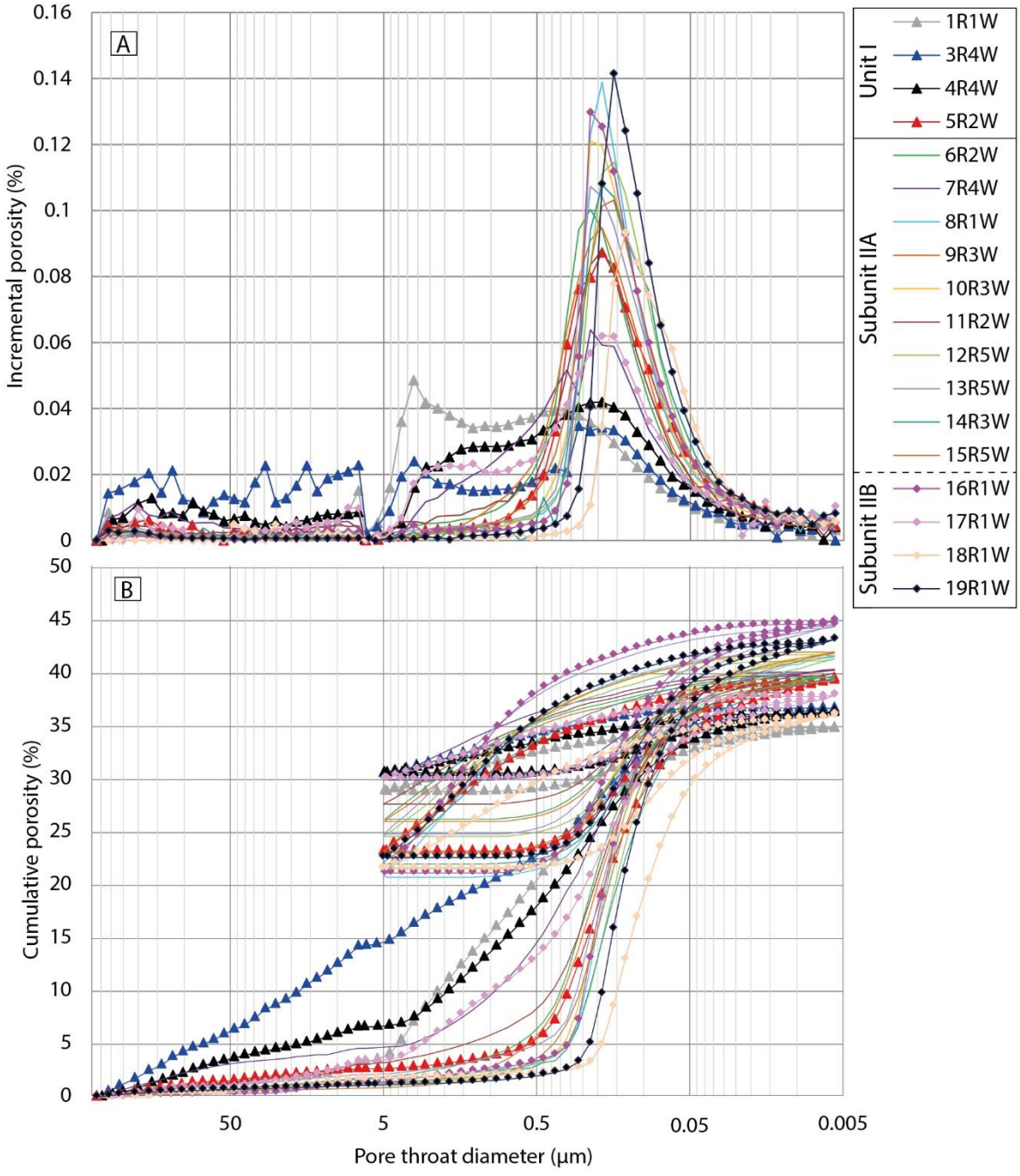


Figure 105 : Courbes a) incrémentales et b) cumulées de MIP sur les 18 échantillons du Site C0025.

Chapitre VIII : Discussion générale et perspectives

VIII.1. Composition, propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques des sédiments entrant dans les zones de subduction et influence sur le développement de surpression de fluide

VIII.1.1. Dans la marge nord de Sumatra

VIII.1.1.1. Relations entre composition, propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques de la séquence sédimentaire entrante

Dans la marge nord de Sumatra, la séquence sédimentaire entrante échantillonnée en totalité au Site U1480 du delta du Nicobar (Figure 106) présente jusqu'à ~1250 mbsf (Unités I et II) une lithologie silicoclastique de granulométrie hétérogène (sables, silts, argiles ou un mélange) qui se caractérise par 1) une proportion en minéraux argileux élevée notamment dans les sous-unités IIB et IIC (~59%) avec principalement des illites (~65%) et des smectites (~24%), 2) une CEC faible à modérée (entre 0,04 et 0,25 mol/kg, en moyenne, 0,15 mol/kg), 3) une consolidation normale homogène associée à une homogénéisation et à une réduction de la taille des seuils d'accès des pores (Figure 107) et de la perméabilité (~$6{,}1.10^{-17}$ m² à ~$3{,}3.10^{-18}$ m²). La consolidation est estimée à partir de la porosité interstitielle à bord ($\emptyset_i = 43{,}11e^{-\frac{z}{1875}}$ avec R^2=0,67) en excluant les échantillons non consolidés au niveau du plancher océanique car ils sont souvent endommagés par le forage. L'unité lithologique III se distingue des séquences argilo-silteuses à sableuses du delta du Nicobar par une forte hétérogénéité de composition, avec une minéralogie plus fine de type argilite et par la présence de débris biosiliceux et d'intervalles de craies et de tufs volcaniques. L'unité III se caractérise également par une composition plus riche en minéraux argileux (en moyenne, 72%) essentiellement de type smectite et illlite dans la sous-unité IIIA et exclusivement de type smectite dans la sous-unité IIIB. Malgré cette hétérogénéité de faciès (non échantillonnée de manière représentative) et de fortes différences de composition avec les Unités I et II, l'Unité III semble s'inscrire sur la courbe de compaction moyenne du site ($\emptyset_i = 43{,}88e^{-\frac{z}{1606}}$ avec R^2=0,72, les échantillons non consolidés à proximité du plancher océanique étant exclus), très proche de celle des séquences du delta du Nicobar. L'Unité III correspond ainsi, dans l'ensemble, au maximum de la consolidation normale, et à un minimum de porosité interstitielle, de diamètre de seuil d'accès et de perméabilité (~$8{,}7.10^{-20}$ m²). En revanche, les unités lithologiques IV, V et VI volcaniques et incluant localement des intervalles carbonatés semblent présenter des porosités interstitielles, des

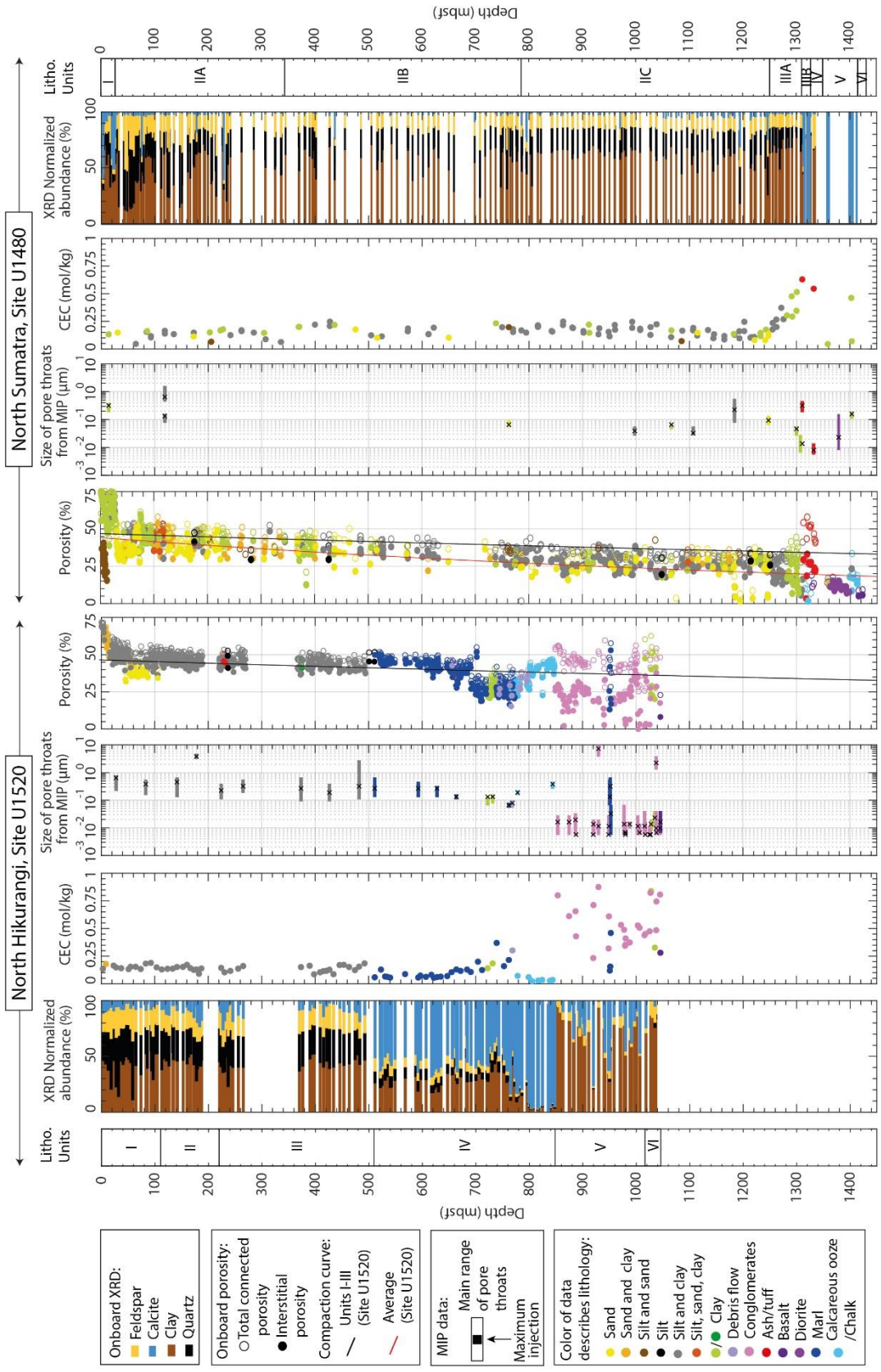


Figure 106 : Comparaison des données de composition minéralogique, des propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques des séquences sédimentaires entrantes des marges nord d'Hikurangi et de Sumatra aux Sites U1520 et U1480. Les courbes de compaction excluent les sédiments superficiels non consolidés.

distributions de diamètres de seuil d'accès et des perméabilités qui ne semblent pas suivre les tendances des unités I à III essentiellement silicoclastiques (Figure 106 et Figure 107). Les propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques de ces unités n'ont cependant pas été caractérisées dans le détail, faute d'échantillonnage représentatif.

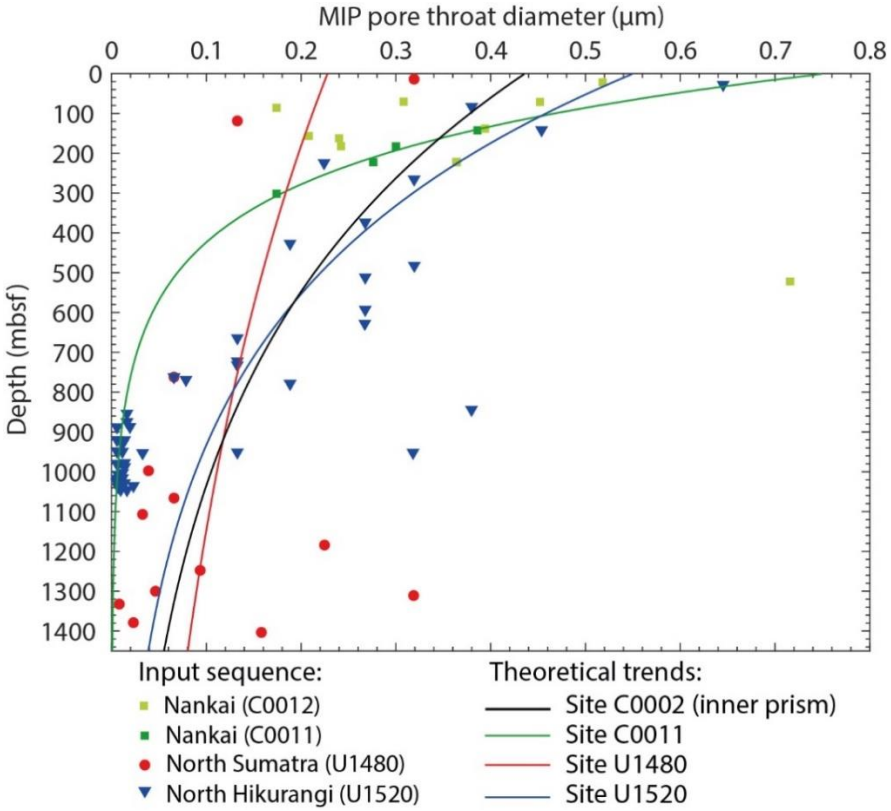


Figure 107 : Synthèse de l'évolution du diamètre moyen des seuils d'accès avec la profondeur dans les séquences sédimentaires entrantes des marges de Nankai (données de Daigle et Dugan, 2014), nord Sumatra et nord d'Hikurangi (cette étude). Les courbes théoriques sont : $d_{50} = 0{,}436e^{-\frac{z}{702}}$ *(R^2=0,86) pour le site C0002 (voir paragraphe VII.2.1),* $d_{50} = 0{,}075e^{-\frac{z}{210}}$ *(R^2=0,97) pour le site C0011,* $d_{50} = 0{,}228e^{-\frac{z}{1392}}$ *(R^2=0,16 avec peu de données) pour le site U1480 et* $d_{50} = 0{,}550e^{-\frac{z}{547}}$ *(R^2=0,74) pour les Unités I à IV du Site U1520.*

Les relations entre la porosité interstitielle, la perméabilité et le diamètre moyen des seuils d'accès pour les unités silicoclastiques, s'inscrivent dans une partie de l'enveloppe définie par Gamage et al. (2011) (Figure 108).

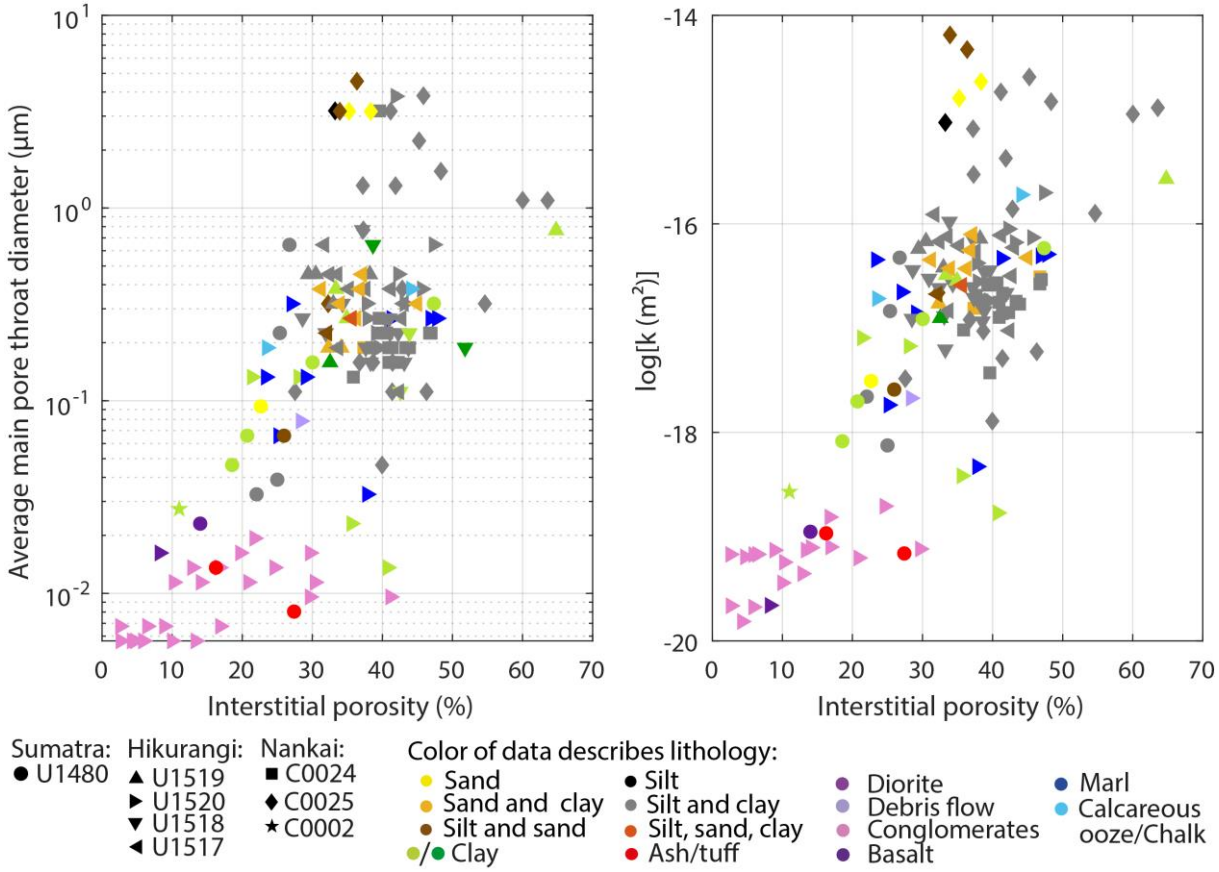


Figure 108 : Relations entre porosité interstitielle et diamètre moyen des seuils d'accès (à gauche) et perméabilité (à droite) pour des échantillons de différentes lithologies issus des trois zones de subduction étudiées.

VIII.1.1.2. Sources de fluides

Les résultats de l'étude pétrophysique et hydrogéologique de la séquence sédimentaire entrante de la marge Nord de Sumatra viennent conforter le modèle de production de fluides d'Hüpers et al. (2017) publié à la suite de l'expédition IODP 362. Selon ce modèle, la production de fluide interstitiel et de fluide lié au niveau de l'unité III (considérée comme le futur proto-décollement) est considérée complète bien avant que les sédiments n'entrent en subduction (Figure 109). En particulier, l'essentiel de la compaction mécanique des sédiments interviendrait au cours de leur transport depuis l'Himalaya jusqu'au bassin de Nicobar en plusieurs phases. D'autre part, des fluides liés seraient expulsés dans un premier temps de manière minoritaire par déshydratation de l'opale en quartz au niveau du Site U1480, puis, à moins de 200 km de la fosse, en grande quantité par la déshydratation de la smectite en illite (Figure 109). Ces résultats sont en accord avec 1) l'identification à bord d'une anomalie de la concentration interstitielle en chlore de type adoucissement au niveau de l'Unité III du Site U1480, expliquée par la déshydratation de l'opale

exclusivement et 2) les CEC élevées mesurées qui indiquent une composition riche en smectite, comme mesuré par Rosenberger et al. (2020). Ces CECs élevées impliquent une teneur en fluide lié aux smectites élevée qui indique que pour le Site U1480, la déshydratation des smectites n'a pas encore eu lieu, mais que le potentiel de production de fluides par illitisation est très élevé.

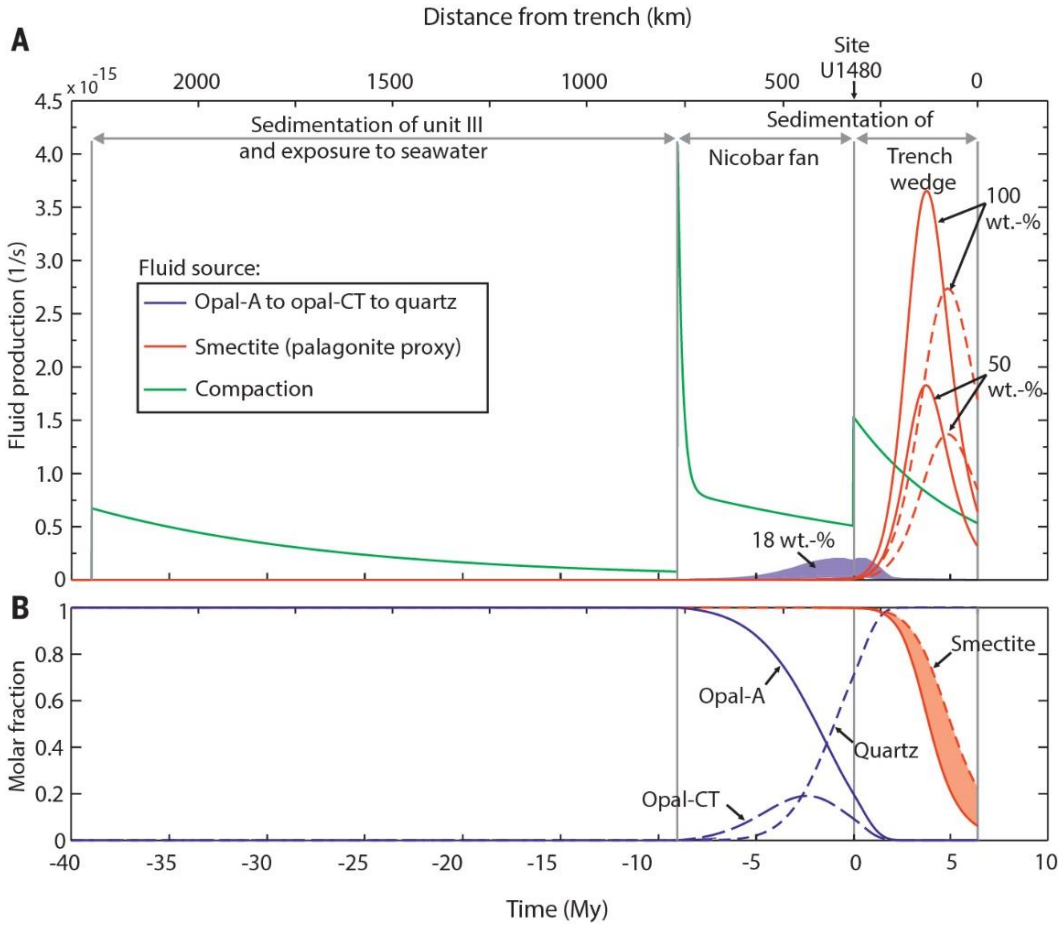


Figure 109 : Résultats du modèle d'Hüpers et al. (2017) sur la production de fluides par l'unité III depuis le dépôt dans le bassin de Nicobar jusqu'à l'entrée en subduction par A) compaction mécanique des sédiments et B) réactions de déshydratation de la smectite et de l'opale.

A partir d'observations réalisées sur des sites DSDP et ODP forés antérieurement au large de l'Indonésie (Figure 36), Geersen et al. (2013) suggèrent qu'en plus de la partie basale de la couverture sédimentaire de la plaque inférieure, la partie supérieure de la croûte océanique supposée composée de basalte altéré pourrait être une source majeure de fluide par déshydratation des smectites d'origine hydrothermale (Seyfried et Bischoff, 1979). Ce potentiel de production de fluide reste à investiguer car l'échantillonnage réalisé au cours de ce travail de thèse était focalisé sur la couverture sédimentaire. De plus, Rosenberger et al. (2020) n'ont pas caractérisé la minéralogie des argiles dans les unités lithologiques IV à VI où elle est difficile à définir. A partir des échantillons reçus pour ce travail de thèse, quelques lames minces ont été réalisées et leur analyse préliminaire

au microscope optique et au microscope électronique à balayage confirme la forte altération de la croûte océanique avec présence d'argiles hydrothermales et de zéolites. Une demande d'échantillonnage supplémentaire visant à étudier dans le détail les caractéristiques pétrophysiques et hydrogéologiques de la croûte océanique ainsi que sa minéralogie par DRX et CEC devrait être faite.

VIII.1.1.3. Potentiel de développement de surpression de fluide

Les résultats de l'étude pétrophysique et hydrogéologique montrent une consolidation normale des sédiments argilo-silteux du delta du Nicobar (unités lithologiques I et II) et de l'unité lithologique III accrue avec la profondeur qui implique une réduction de la porosité interstitielle, du diamètre des pores et de la perméabilité. L'unité lithologique III correspond ainsi à des valeurs minimales de la porosité interstitielle, du diamètre des pores et de la perméabilité. Ces résultats sont supportés par les travaux de Kawamura et al. (2020) qui montrent une évolution de la micro-fabrique des sédiments avec la profondeur à partir d'analyses au microscope électronique à balayage. D'une part, le passage d'un assemblage de grain non orientés dans l'Unité I macroporeuse à un assemblage de grains plus orientés avec une fabrique essentiellement de type *bookhouse* dans les sous-unités IIA et IIB à une fabrique de type *cardhouse* dans la sous-unité IIC puis à une fabrique horizontale ondulée dans l'Unité III reflète l'effet graduel de la consolidation associée à un enfouissement conséquent des sédiments. D'autre part, la fabrique horizontale ondulée qui caractérise l'Unité III peut être induite par la teneur importante en smectite, bien que très hétérogène, mise en évidence par les valeurs élevées de CEC mesurées dans cette unité et ultérieurement confirmée par l'analyse DRX de Rosenberger et al. (2020). L'étude pétrophysique et hydrogéologique du Site U1480 et l'étude de la micro-fabrique de Rosenberger et al. (2020) montrent que l'unité la plus favorable à la rétention des fluides est l'Unité III, à la base de la couverture sédimentaire.

Les travaux de Geersen et al. (2013) sur des profils de sismique réflexion suggèrent que la croûte océanique est une source importante de fluides qui peuvent circuler vers la partie inférieure de la couverture sédimentaire, où ils se retrouveraient piégés. Si le potentiel de production de fluides de la croûte océanique altérée reste à quantifier, l'étude de ses propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques (notamment la perméabilité, la structure du réseau poreux et l'analyse de la micro-fracturation) pourraient permettre de préciser les modalités de cette circulation de fluide vers la partie inférieure de la couverture sédimentaitre, comme en utilisant une fracturation importante (Spinelli et Harris, 2011). Geersen et al. (2013) font également l'hypothèse que les hauts structuraux ou les monts sous-marins de la croûte océanique, couplés aux failles satellitaires imperméables qui délimitent des blocs dans la séquence sédimentaire entrante, pourraient également favoriser le

développement local de surpressions de fluide dans la partie basale de la séquence sédimentaire entrante (Figure 31). Des suggestions similaires ont été faites dans d'autres zones de subduction comme la marge nord d'Hikurangi (Bell et al., 2014 ; Ellis et al., 2015) où des surpressions de fluide plus élevées pourraient se former au voisinage des flancs des monts sous-marins (Morgan et Bangs, 2017 ; Sun et al., 2020).

Les analyses réalisées dans le cadre de cette étude, mises en perspective avec le modèle de production de fluides d'Hüpers et al. (2017), avec les analyses de la micro-frabrique de Kawamura et al. (2020) et les interprétations de profils de sismique réflexion de Dean et al. (2010), Gulick et al. (2011) et Geersen et al. (2013) suggèrent que l'unité lithologique III, à la base de la séquence sédimentaire entrante, possède un fort potentiel de développement de surpressions de fluide à proximité de la fosse. Celui-ci résulte, d'une part, du fort potentiel de production de fluides par déshydratation de l'Unité III et la partie supérieure de la croûte océanique comme les smectites, l'opale et les zéolites. D'autre part, la faible perméabilité de l'Unité III est favorable à la rétention de ces fluides, notamment au voisinage des failles satellitaires imperméables et des hauts structuraux de la croûte océanique (Figure 31).

VIII.1.2. Dans la marge nord d'Hikurangi

VIII.1.2.1. Relations entre composition, propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques de la séquence sédimentaire entrante

A la différence de la séquence sédimentaire entrante de la marge nord de Sumatra très homogène, celle de la marge nord d'Hikurangi est très hétérogène et chaque lithologie présente sa propre signature pétrophysique et hydrogéologique (Figure 106).

Les unités lithologiques silicoclastiques I à III sont beaucoup plus homogènes que dans la marge nord de Sumatra. Elles sont composées de faciès de fosses argilo-silteux avec des turbidites. Ils se caractérisent par des valeurs de CEC modérées (entre 0,09 et 0,19 mol/kg, en moyenne 0,14 mol/kg) du même ordre que celles mesurées dans les séquences du delta du Nicobar au Site U1480. La proportion de minéraux argileux est plus faible (entre 20% et 55% pour 43% en moyenne) avec également une majorité d'illites (~50%) mais une plus forte proportion de smectites (~37%). Ces unités sont caractérisées par une diminution de la porosité interstitielle de ~70% à proximité du plancher océanique à ~40% à la base de l'Unité III selon la loi $\emptyset_i = 46{,}6e^{-\frac{z}{4144}}$ (R^2=0,27) traduisant une consolidation normale moins marquée que dans la marge nord de Sumatra. La diminution rapide du diamètre des seuils d'accès avec la profondeur suggère que les unités lithologiques silicoclastiques I à III au Site U1520 sont plus sensibles à la compaction que celles de

la séquence du delta du Nicobar au Site U1480. Cette comparaison peut néanmoins être biaisée par le plus grand nombre d'analyses MIP réalisées sur les échantillons du Site U1520 que sur ceux du Site U1480. En conséquence, la partie silicoclastique de la séquence sédimentaire entrante de la marge nord d'Hikurangi est plus perméable (valeurs de l'ordre de 10^{-17} m², cohérentes avec les mesures de Screaton et al. (2021) comprises entre ~1.10^{-16} et ~7.10^{-17} m²) que celle de la marge nord de Sumatra (de l'ordre de 10^{-17} à 10^{-18} m²). Elle montre néanmoins une relation avec la porosité interstitielle très similaire, tout comme la relation entre la porosité interstitielle et le diamètre moyen des seuils d'accès (Figure 108).

L'unité lithologique IV est composée de faciès carbonatés pélagiques très variés avec un intervalle supérieur de marnes (fraction en minéraux argileux : ~18%-47%) et d'un intervalle inférieur de craies (fraction en minéraux argileux : ~0-15%). La signature pétrophysique des craies est homogène et se caractérise par une augmentation des valeurs de porosité (jusqu'à ~46%) et de perméabilité (de ~10^{-16} à 10^{-17} m²) avec la profondeur. Les valeurs de perméabilité estimées sont cohérentes avec les mesures de Screaton et al. (2021), comprises entre 1.10^{-16} m² et ~9.10^{-17} m². Au contraire, l'intervalle supérieur montre deux comportements différents. Entre ~510 et ~690 mbsf, il se caractérise par une consolidation normale avec réduction du diamètre des pores et de la perméabilité proche de celle des unités lithologiques silicoclastiques I à III. Plus en profondeur, cet intervalle (qui comporte localement des intervalles de type *mudstone* et de *debris flow)* n'est plus affecté par la consolidation normale et sa porosité interstitielle reste constante ~25% avec la profondeur. Bien que davantage d'analyses seraient nécessaires pour le confirmer, le diamètre moyen des pores (~0,07-0,08 µm) et la perméabilité (10^{-18} m² selon le modèle de Katz-Thompson, ~6.10^{-19} m² selon les mesures de Screaton et al., 2021) semblent également rester contants. Ce changement pourrait s'expliquer par la présence locale de lits de cendres volcaniques (voir Dutilleul et al., 2020b) dont la dissolution pourrait favoriser la formation d'un ciment siliceux amorphe qui empêcherait l'effondrement des pores comme observé dans la séquence sédimentaire entrante de la marge de Nankai (Spinelli et al., 2007 ; Hüpers et al., 2015).

Les deux unités lithologiques correspondant à des faciès volcanoclastiques très hétérogènes (Unité V) et volcaniques mixtes (Unité VI), essentiellement mésoporeux à microporeux mais localement macroporeux sont caractérisées par de très faibles porosités interstitielles et perméabilités (~10^{-19} à 10^{-20} m²) par rapport à la partie supérieure de la séquence sédimentaire entrante. Bien que ces matériaux ne soient pas équivalents à ceux de l'unité V (diorite) de la marge nord de Sumatra non étudiés, ils présentent, comme la partie supérieure de la croûte océanique, la caractéristique commune d'être très altérés. Ainsi, les échantillons des unités lithologiques volcaniques à volcanoclastiques des marges nord d'Hikurangi et de Sumatra semblent présenter des relations

entre la porosité interstitielle, la perméabilité et le diamètre moyen des seuils d'accès similaires (Figure 108).

VIII.1.2.2. Sources de fluides

Comme pour la marge nord de Sumatra, la séquence silicoclastique (unités lithologiques I à III) de la séquence sédimentaire entrante dans la marge nord d'Hikurangi développe un fort potentiel de production de fluide essentiellement par compaction mécanique, et par déshydratation de la smectite en illite, la smectite étant présente en proportions similaires à la marge nord de Sumatra (~5-25%, voir Figure 88). Néanmoins, la plus faible épaisseur de la séquence sédimentaire entrante et le gradient géothermique plus faible (38,0°C/km, par rapport à 44,4°C/km dans la marge nord de Sumatra) implique que la production de fluide intervient à plus forte profondeur, plus tardivement au cours du processus de subduction, au-delà de la fosse sous la marge.

En plus des séquences silicoclastiques, la partie supérieure de l'intervalle de marnes de l'unité lithologique IV (jusqu'à ~690 mbsf) est également affectée par la consolidation normale et a donc également un potentiel de production de fluides par compaction mécanique. Cet intervalle est moins riche en minéraux argileux et en smectite que les unités lithologiques I à III, mais possède un potentiel de production de fluide lié. La partie inférieure de l'unité IV carbonatée (marnes >690 mbsf et craies) est résistante à la compaction et présente par comparaison un potentiel de production de fluide par compaction mécanique moindre, mais conserve son potentiel de production de fluides par illitisation.

Enfin, les unités lithologiques très hétérogènes volcanoclastique V (très altérée) et la partie supérieure de l'unité lithologique volcanique mixte VI (altérée), se caractérisent par un très fort potentiel de production de fluides par déshydratation de smectites, de zéolites et d'opale présentes en quantité importantes comme montré par les analyses DRX réalisées. Comme proposé par Geersen et al. (2013) dans la marge Nord de Sumatra, les faciès volcanoclastiques très altérés et la partie supérieure de la croûte océanique altérée pourrait correspondre à une source majeure de fluides, en communication avec la partie basale de la séquence sédimentaire entrante. Néanmoins, ces échantillons, comme les échantillons carbonatés pélagiques de l'Unité lithologique IV, n'ont pas été caractérisés par Underwood et al. (2021). Seule une étude préliminaire de la nature des minéraux hydratés dans ces unités a été menée dans le cadre de cette étude (Dutilleul et al., 2020b).

Ellis et al. (2015) proposent que la migration des fluides depuis la partie supérieure de la croûte océanique vers la partie inférieure de la séquence sédimentaire entrante puisse être facilitée au niveau du mont sous-marin subduit au niveau duquel une importante perméabilité de fracture

pourrait se développer (Spinelli et Harris, 2011). La subduction de la croûte océanique à fort relief pourrait également endommager la partie inférieure de la séquence sédimentaire entrante, à savoir l'unité lithologique volcanoclastique V, et favoriser le développement d'une perméabilité de fracture favorable à la migration des fluides vers l'unité IV de carbonates pélagiques.

Selon le modèle de production de fluides d'Ellis et al. (2015) réalisé préalablement aux expéditions IODP 372-375, la production de fluide (toutes unités lithologiques confondues) par compaction mécanique serait dominante et interviendrait entre ~5 et ~17 km et ~20 et ~37 km de la fosse c'est à dire sous la partie externe de la marge et au niveau du mont sous-marin subduit respectivement. La production de fluide serait, comme à Sumatra, essentiellement issue de l'illitisation, qui commencerait à partir de ~20 km de la fosse au niveau du mont sous-marin subduit. Les données quantitatives de porosité et de perméabilité présentées dans cette thèse et éventuellement les analyses DRX réalisées dans les unités VI, V et VI (en complément des travaux d'Underwood, (2021) disponibles uniquement sur les unités I à III) pourraient permettre de réviser le modèle de production de fluides dans la marge nord d'Hikurangi d'Ellis et al. (2015) qui est déjà à une mise à jour des précédents modèles. En effet, ce modèle ne prend pas en compte l'hétérogénéité lithologique, pétrophysique et hydrogéologique de la séquence sédimentaire entrante de manière représentative. De plus, il utilise des paramètres d'entrée comme le gradient géothermique (12-15°C/km), la proportion totale en minéraux argileux (20%) et la porosité des sédiments avant accrétion ou subduction (27%) sous-estimés (même en moyenne sur l'ensemble de la séquence sédimentaire) par rapport aux résultats des expéditions IODP 372-375 et de cette étude, avec pour conséquence une production de fluide sous estimée et une diagenèse retardée. Le modèle de perméabilité utilisé peut également être perfectionné bien qu'il propose le bon intervalle de variation (10^{-16} à 10^{-20} m²). Une amélioration supplémentaire pourrait être de distinguer la production de fluides des unités I-III, IV et V-VI.

VIII.1.2.3. Potentiel de développement de surpression de fluide

La caractérisation de la séquence sédimentaire entrante et de la partie supérieure de la croûte océanique forée au Site U1520 met en évidence deux intervalles susceptibles de développer une pression de fluide élevée de manière hétérogène, en raison de fortes hétérogénéités de composition et de propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques. Le premier intervalle correspond aux unités lithologiques volcanoclastique très altérée V et volcanique mixte altérée VI avec un fort potentiel de production de fluide lié et des propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques très hétérogènes, avec globalement une matrice de très faible porosité et perméabilité dans laquelle se trouvent des lentilles de de fortes porosité et perméabilité qui pourraient localiser les surpressions de fluide. La

deuxième zone correspond à la partie inférieure de l'unité de carbonates pélagiques IV. Celle-ci comprend les marnes, calcaires de type *mudstone* et *debris flow* riches en smectites et caractérisés par des valeurs de porosité et de perméabilité minimales, au-dessus de craies de fortes porosité et perméabilité.

Au-delà de la fosse, sous la marge, le développement de surpressions de fluide serait également affecté par les hétérogénéités géométriques et structurales de la croûte océanique ainsi que par la récurrence de SSEs qui pourraient impliquer une variation cyclique de la pression de fluide où les SSEs coïncident avec une décharge et une migration des fluides vers la plaque supérieure (*fault-valve model*, voir paragraphe II.3.3.3.3).

VIII.2. Relations entre composition, propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques de la séquence sédimentaire entrante et mise en place du décollement

VIII.2.1. Dans la marge Nord de Sumatra

Il a été mis en évidence que l'unité lithologique III échantillonnée au Site U1480 présente un fort potentiel de développement de surpressions de fluide à moins de ~200 kilomètres du front de déformation dans la marge nord de Sumatra. Dans cette zone, l'Unité III coïncide avec l'extrapolation stratigraphique du réflecteur HANP de forte polarité et d'amplitude négative observé par Dean et al. (2010), Gulick et al. (2011) et Geersen et al. (2013), interprété comme un décollement mécaniquement faible, très poreux et riche en fluides. C'est sur la base de cette corrélation, aussi réalisée par Hüpers et al. (2017) à partir de leur modèle de production de fluides, que nous proposons dans Dutilleul et al. (2020a), que l'unité lithologique III échantillonnée au Site U1480 présente des conditions favorables à la mise en place du futur décollement lorsque celle-ci sera arrivée à proximité de la fosse, dans moins de 5 millions d'années. Cette hypothèse est également celle proposée plus tard par Kawamura et al. (2020) qui observent dans l'Unité III une fabrique horizontale ondulée, des marqueurs d'altération de cendres volcaniques et la présence de zéolites qui sont également très favorables à la mise en place du décollement dans cette unité.

VIII.2.2. Dans la marge nord d'Hikurangi

A partir des caractéristiques lithologiques, minéralogiques, pétrophysiques et hydrogéologiques de la totalité de la séquence sédimentaire et de la partie supérieure de la croûte océanique échantillonnée au Site U1520, nous proposons deux candidats pour la mise en place du décollement

dans la marge nord d'Hikurangi, en accord avec les observations de Barnes et al. (2020) sur le profil de sismique réflexion de la Figure 58. Ces deux intervalles se trouvent dans la partie inférieure de la séquence sédimentaire entrante, comme dans la partie nord de la marge de Sumatra. Le premier correspond à la base de l'Unité IV de carbonates pélagiques. Il est équivalent à l'intervalle de calcaires pélagiques et de craies coïncidant avec le décollement dans la partie sud de la marge (« séquence Y », Barnes et al., 2010, 2018 ; Plaza-Faverola et al., 2012, 2016 ; Crutchley et al., 2020). La continuité du décollement entre les parties nord et sud de la marge où la séquence sédimentaire entrante est bien plus épaisse est en cours d'investigation dans le cadre de la recherche post-campagne à partir de profils de sismique réflexion (Figure 42). Le deuxième correspond à l'unité lithologique V volcanoclastique hétérogène et très altérée.

Barnes et al. (2020) soulignent la rugosité importante de la partie supérieure de la croûte océanique, avec notamment le mont sous-marin subduit sous la partie externe de la marge au niveau de la transversale des expéditions IODP 372-375 (Figure 58). Celle-ci est fortement susceptible d'influencer la position du décollement sous la marge en ajoutant une composante géométrique aux hétérogénéités lithologiques, pétrophysiques et hydrogéologiques déjà importantes de la base de la séquence sédimentaire entrante. Premièrement, il a été montré que les surpressions de fluide se développent préférentiellement à la base de hauts structuraux ou de monts sous-marins (Sun et al., 2020). En particulier, au niveau de la transversale des expéditions IODP 372-375, Ellis et al. (2015) proposent que la subduction du mont sous-marin sous la partie externe de la marge à ~20-30 km de la fosse pourrait induire des surpressions de fluides à sa base sur plusieurs kilomètres en direction du continent (Bell et al., 2014) en favorisant la compaction de la partie inférieure de la plaque supérieure par underplating ou en provoquant une forte réduction de l'épaisseur et de la perméabilité des sédiments entrants subduits. Deuxièmement, les simulations de Morgan et Bangs (2017) montrent que la subduction de monts sous-marins peut entrainer une migration du décollement vers un intervalle mécaniquement faible aux propriétés compatibles et moins profond.

VIII.3. Relations entre composition, propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques de la séquence sédimentaire entrante et le risque sismique et de tsunami

VIII.3.1. Dans la marge Nord de Sumatra

Dean et al. (2010), Gulick et al. (2011) et Geersen et al. (2013) signalent que le réflecteur HANP interprété comme le décollement riche en fluides et mécaniquement faible dans la partie nord de la

marge de Sumatra présente de fortes variations spatiales d'amplitude. D'une part, ils remarquent une diminution d'amplitude du réflecteur HANP sous le nez du prisme d'accrétion qui comporte des failles satellitaires de forte réflectivité. Ces caractéristiques suggèrent que ces failles sont perméables et favorisent le drainage des fluides depuis le décollement vers la surface dans la partie externe du prisme, contribuant à la consolidation de ce dernier (Hüpers et al., 2017). Dans la partie centrale de la marge, où à eu lieu le séisme de 2005 avec un tsunami plus restreint et où la composition des sédiments est supposée équivalente à celle des échantillons prélevés dans la partie nord de la marge, la disparition du réflecteur HANP est associée à la diminution de l'épaisseur de la séquence sédimentaire entrante qui ne permettrait pas de développer des conditions de pression et de température favorables à la deshydratation de la smectite et de l'opale de manière aussi précoce que dans la partie nord de la marge, ce qui empêcherait la formation du réflecteur HANP.

Les résultats de l'expédition IODP 362, de cette étude (Dutilleul et al., 2020a) et des travaux d'Hüpers et al. (2017) et de Kawamura et al. (2020) confirment ainsi les hypothèses de Dean et al. (2010), Gulick et al. (2011) et Geersen et al. (2013), selon lesquelles la propagation de la rupture co-sismique du méga-séisme tsunamigène de 2004 jusqu'à la fosse serait induite par la consolidation précoce de la séquence sédimentaire entrante dont la forte épaisseur est dûe au taux de sédimentation élevé des séquences du delta du Nicobar (voir paragraphe III.1.2.2.1) (Figure 110). Cette forte épaisseur est à l'origine d'une déshydratation mécanique et diagénétique importante à la base de la séquence sédimentaire entrante et dans la partie supérieure de la croûte océanique plusieurs centaines de kilomètres avant la fosse. En conséquence, l'unité lithologique III, caractérisée par un fort potentiel de production de fluide lié en raison de sa composition (argilites hémipélagiques riches en smectite et localement en débris biosiliceux et en tuf volcanique) correspond à la zone de formation d'un décollement riche en fluide et mécaniquement faible qui coïncide, au niveau de la fosse, avec un réflecteur HANP. La lithification de la séquence sédimentaire entrant en subduction au niveau de la fosse est accrue par la structure du prisme externe, où des failles satellitaires perméables favorisent le drainage vers la surface des fluides emmagasinés dans le décollement. Ces conditions favorisent ainsi l'acquisition de propriétés de frottement favorables au glissement sismique instable par le méga-chevauchement jusqu'à proximité de la fosse. En conséquence, la rupture co-sismique peut se propager sur une importante surface jusqu'à proximité du plancher océanique, d'où le risque élevé de production de méga-séisme tsunamigène par la marge nord de Sumatra.

La comparaison des Sites U1480 et U1481 met en évidence des variations latérales d'épaisseur et de faciès, en particulier en ce qui concerne l'unité lithologique III qui est plus profonde de ~110 m, moins riche en smectites et plus riche en illites, kaolinites et/ou chlorites au Site U1481 qu'au

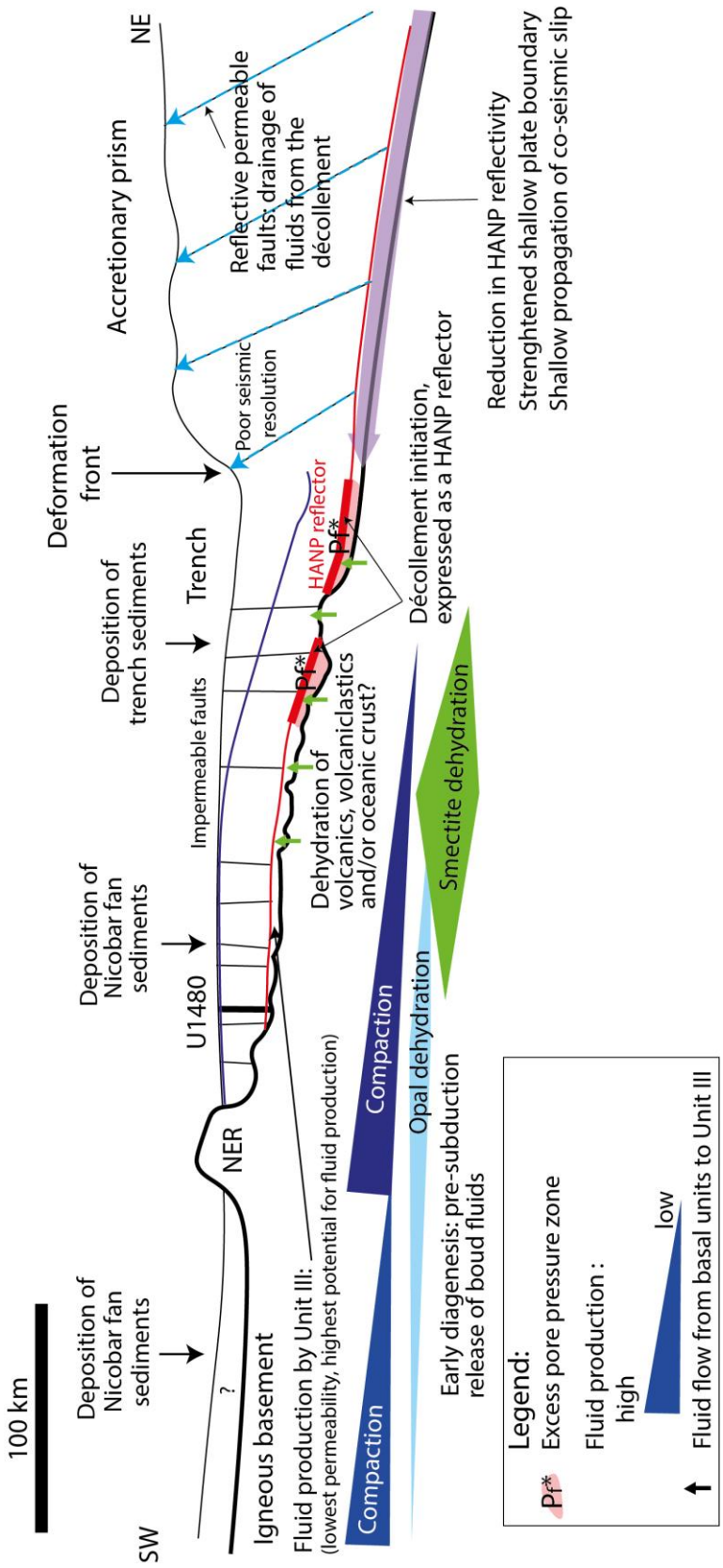


Figure 110 : Synthèse des relations entre les propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques de la marge nord de Sumatra et le risque sismique et de tsunami, d'après Dean et al. (2010), Gulick et al. (2011), Geerseen et al. (2013), Hüpers et al. (2017) et ce travail de thèse.

Site U1480. Cela pourrait impliquer des variations latérales de production de fluides par compaction mécanique et illitisation et donc de surpression de fluide. Cette distribution hétérogène latérale des surpressions de fluide serait accentuée par les variations de topographie de la croûte océanique qui présente de nombreuses hétérogénéités comme des hauts structuraux, des monts sous-marins, des zones de fractures ou des rides fossiles qui pourraient expliquer les hétérogénéités de couplage dans la partie nord de la marge qui comprend plusieurs aspérités sismiques.

Dans la partie centrale de la marge, où l'épaisseur de la séquence sédimentaire entrante est plus faible, la production de fluides par déshydratation interviendrait plus tardivement, à plus forte profondeur, sous la zone d'avant-arc. Dans cette zone, des fluides profonds joueraient un rôle dans la nucléation de séismes majeurs d'amplitude de moment plus modérée que dans la partie nord de la marge et de *tsunami earthquakes* dans la région de Mentawai (Singh et al. ; 2011c ; Huot et Singh, 2018).

VIII.3.2. Dans la marge nord d'Hikurangi

A la différence de la marge nord de Sumatra, la marge nord d'Hikurangi se caractérise par un faible couplage pendant la période intersismique, associé à une sismicité de magnitude de modérée (M_w <7,2), et des séismes lents, notamment des SSEs superficiels récurrents et des *tsunami earthquakes*. Les séismes lents sont considérés comme l'expression d'un méga-chevauchement en régime conditionnellement stable, généralement attribué à 1) des propriétés de friction favorisant le glissement lent asismique, 2) une pression de fluide élevée induisant une faible contrainte normale effective, 3) une faille peu résistante ou 4) à une combinaison des trois (Saffer et Wallace, 2015 ; Barnes et al., 2020).

Les résultats de ce travail de thèse, mis en perspective avec les travaux préalablement menés dans la marge, les résultats des expéditions IODP 372-375 et les travaux de recherche post-campagne (*e.g.* Barnes et al., 2020) suggèrent que le faible couplage intersismique de la marge nord d'Hikurangi s'explique par une combinaison de 1) propriétés de friction hétérogènes favorisant le glissement lent asismique et les séismes modérés plutôt que les séismes majeurs et 2) d'une distribution hétérogène de la pression de fluide, localement élevée et induisant une faible contrainte normale effective au niveau des zones sources et de propagation de SSEs.

L'analyse de données de sismique réflexion ou de magnétotellurique ont permis de montrer, dans un premier temps, qu'une teneur élevée en fluides et des pressions de fluide élevées pourraient être à l'origine du faible couplage intersmisique et de la formation de SSEs superficiels dans la marge nord d'Hikurangi (Bell et al., 2010 ; Bassett et al., 2014 ; Saffer et Wallace, 2015 ; Heise et al., 2013,

2017 ; Wallace, 2020). Les premiers éléments de contrainte sur les conditions *in situ* associées ont été apportées par les expéditions IODP 372-375. En particulier, la caractérisation minéralogique, pétrophysique et hydrogéologique de la plaque inférieure menée dans le cadre de cette étude (Dutilleul et al., 2020b) confirme les fortes hétérogénéités remarquées à bord entre les différentes unités lithologiques qui composent la séquence sédimentaire entrante. Celles-ci sont amplifiées par les hétérogénéités géométriques de la croûte océanique (comme la subduction de monts sous-marins) et aboutissent à la formation d'un méga-chevauchement à la composition, aux propriétés géométriques, structurales, physiques, hydrogéologiques, de friction et mécaniques très hétérogènes, ce qui, selon Barnes et al. (2020), favoriserait la formation de séisme lents comme des SSEs et des tremors tectoniques (Bell et al., 2014 ; Barker et al., 2018 ; Shaddox et Schwartz, 2019) et la micro-sismicité sous la partie externe de la marge (Figure 111, Figure 112).

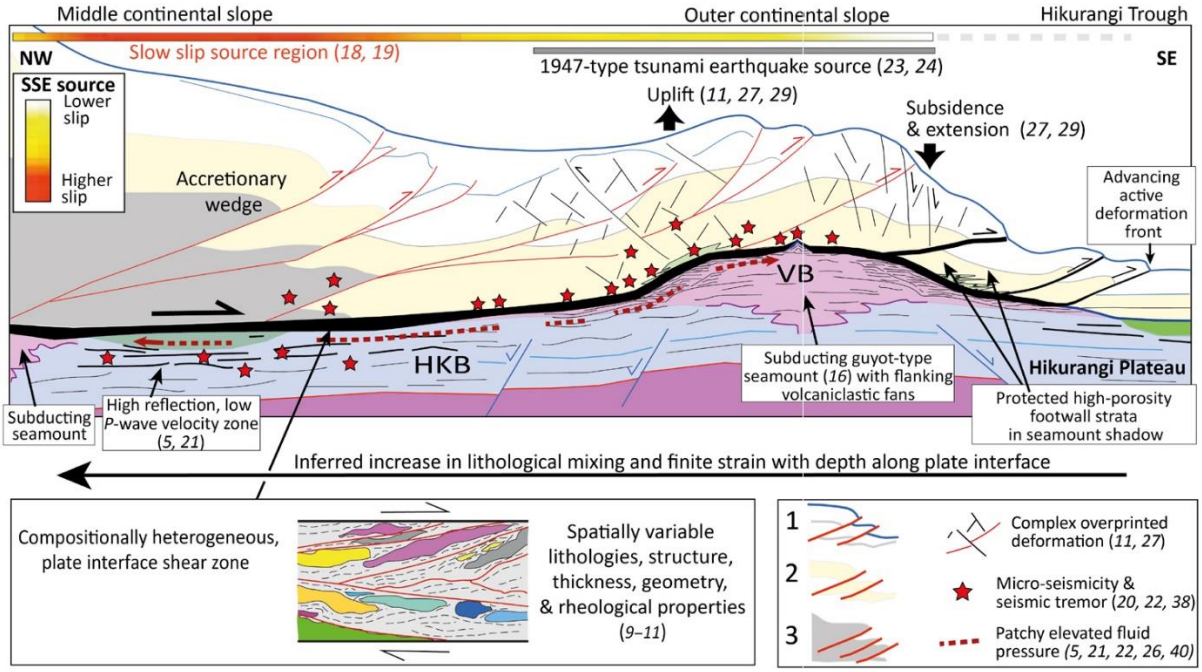


Figure 111 : Coupe schématique (i.e. pas à l'échelle) de Barnes et al. (2020) de la partie externe de la marge nord d'Hikurangi reliant ses propriétés physiques, hydrogéologiques, structurales et sismiques. Dans l'encart en bas à droite, le numéro 1 correspond aux sédiments silicoclastiques d'âge Pliocène à Quarternaire (équivalents aux unités lithologiques I à III du Site U1520) 2, aux sédiments pélagiques carbonatés d'âge Paléogène à Miocène (équivalents à l'unité lithologique IV) avec potentiellement des séquences plus silicoclastiques vers le continent, et 3) à des formations d'âge Mésozoïque à Paléogène. Les numéros entre parenthèses correspondent aux références, voir Barnes et al. (2020) pour plus de détails.

Premièrement, la séquence sédimentaire entrante présente un potentiel de production de fluides élevé dès ~10 kilomètres de la fosse en direction du continent (Ellis et al., 2015), mais hétérogène

selon les lithologies et accrue à la base de la séquence sédimentaire entrante. En conséquence, la séquence sédimentaire entrante subduite sous la partie externe de la marge se caractériserait par une distribution de pression de fluide hétérogène, avec des valeurs localement élevées au delà du mont sous-marin subduit où ont été identifiées les zones sources de SSEs. La production de fluide de la partie externe de la marge a vraisemblablement été sous estimée par le modèle le plus récent (Ellis et al., 2015). La production d'eau liée par déshydratation des smectites pourrait également intervenir de manière moins tardive que dans le modèle d'Ellis et al. (2015) (Figure 112). Faute de forage à proximité du mont sous-marin subduit, ce travail de thèse ne permet pas de caractériser l'influence de la subduction d'un mont sous-marin sur l'évolution des propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques des sédiments voisins. Néanmoins, les hypothèses d'Ellis et al. (2015) et les simulations de Morgan et Bangs (2017) et Sun et al. (2020) suggèrent que la subduction du mont sous-marin sur la transversale des expéditions IODP 372-375 favoriserait le développement d'une pression de fluide élevée et d'une contrainte normale effective réduite à la base de son flanc continental et sur plusieurs kilomètres, ainsi que la formation de SSEs à proximité (Bell et al., 2014 ; Barker et al., 2018 ; Shaddox et Schwartz, 2019) (Figure 111, Figure 112). Comme proposé par Warren-Smith et al. (2019), les SSEs de la marge nord d'Hikurangi pourraient être la manifestation de la dissipation d'un pulse de fluide qui s'accumulent dans la zone de méga-chevauchement (modèle de faille-valve, voir paragraphe II.3.3.3.3). En ce qui concerne la propagation de ces SSEs jusqu'à la fosse, la comparaison des propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques des sédiments accrétés au niveau du chevauchement de Pāpaku au Site U1518 avec ceux de la séquence sédimentaire entrante (Site U1520, Dutilleul et al., 2020a) suggèrent qu'à l'heure actuelle, la faille de Pāpaku, de lithologie homogène (Fagereng et al., 2019) est normalement consolidée et ne présente pas de condition favorable au développement d'un régime conditionnellement stable. En conséquence, les SSEs se propageraient à l'heure actuelle à proximité de la fosse soit le long de l'interface de subduction, soit le long d'autres failles satellitaires. Toutefois, la consolidation normale apparente de la faille de Pāpaku pourrait être temporaire et indiquer que celle-ci a récemment glissé sous la forme d'un SSE, permettant la libération de la pression de fluide accumulée au sein de son mur. Dans ce cas, les CORKs installés pendant l'expédition IODP 375 dans la zone de faille et son mur devraient enregistrer une augmentation progressive de la pression de fluide (phase de recharge du *fault-valve model*), et une chute brutale associé à un SSE proche (phase de décharge) (Warren-Smith et al., 2019). Les failles satellitaires pourraient également être associées à la formation de *tsunami earthquakes* (voir paragraphe II.2.4.2).

Deuxièmement, la diversité des lithologies subduite implique de forts contrastes de propriétés physiques, rhéologiques et mécaniques qui aboutissent à une distribution hétérogène des propriétés

de friction. Les travaux de Rabinowitz et al. (2018) et de Boulton et al. (2019) sur les propriétés de friction des matériaux du Site ODP 1124 montrent que les sédiments riches en argiles, ont un régime conditionnellement stable à sismique instable entre ~25°C et 75°C et asismique au-delà de 150°C, alors que les craies, plus résistantes, ont au contraire un régime asismique stable entre ~25°C et ~75°C et sismique instable au-delà (Figure 11). Rabinowitz et al. (2018) et Boulton et al. (2019) concluent que des surpressions de fluide ne sont pas nécessaires pour que le méga-chevauchement produise des SSEs sous la partie externe de la marge, ce qui pourrait expliquer la large gamme de température dans laquelle ils se produisent (Figure 52). Ces travaux considèrent néanmoins un gradient géothermique (10-15°C/km) bien inférieur à celui déterminé lors des expéditions IODP 372/375, ce qui réduit l'intervalle de profondeur où les surpressions de fluide ne sont pas nécessaires à la formation de SSEs. De plus, de nouvelles mesures des propriétés de friction sont en cours dans le cadre de la recherche post-campagne sur les échantillons du Site U1520, mais n'ont pas encore été publiés. La distribution hétérogène des propriétés de friction au niveau de l'interface de subduction (par exemple, par juxtaposition au niveau de la zone de décollement de carbonates pélagiques résistants et de faciès volcanoclastiques très altérés riches en argiles plus faibles) favoriserait la formation à la fois de séismes lents et de séismes normaux (Skarbek et al., 2012 ; Luo et Ampuero, 2018), en particulier de SSEs plutôt que de méga-séismes (Wang et Bilek, 2014 ; Barnes et al., 2020).

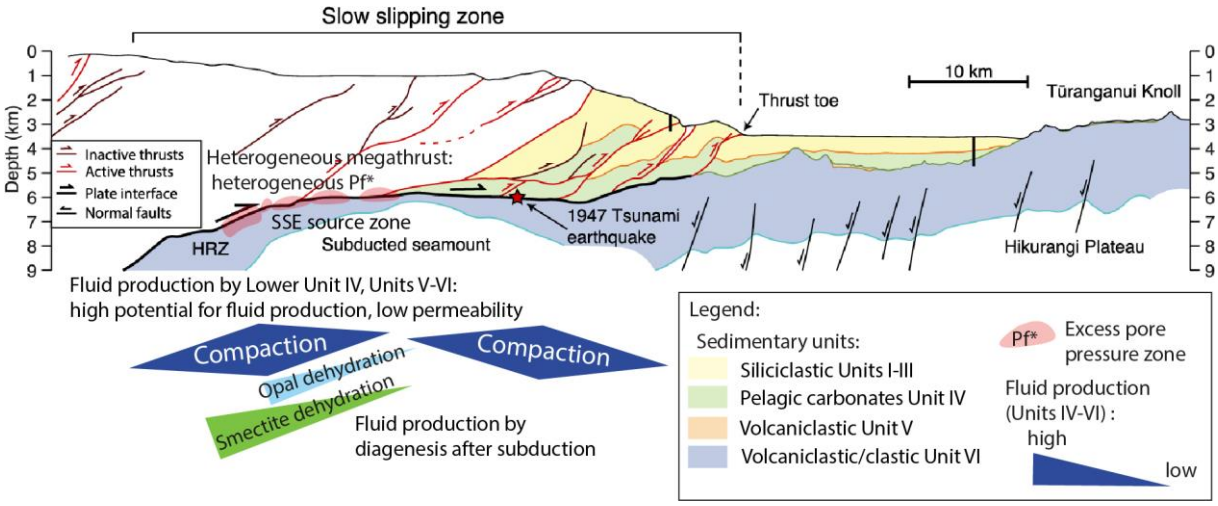


Figure 112 : Synthèse des relations entre les propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques de la marge nord d'Hikurangi et le risque sismique et de tsunami, d'après Ellis et al. (2015), Barnes et al. (2020), Leah et al. (2020) et ce travail de thèse.

Ainsi, la forte hétérogénéité lithologique, pétrophysique, hydrogéologique et mécanique qui caractérise la séquence sédimentaire entrante dans la marge nord d'Hikurangi couplée à la rugosité

de la croûte océanique seraient favorables à l'acquisition de propriétés de friction hétérogènes par le méga-chevauchement qui accomoderait essentiellement la convergence des plaques, dans cette zone, par des séismes lents superficiels caractérisés par des conditions de température (Saffer et Wallace, 2015, voir paragraphe III.2.3.2.3), des magnitudes de moment et des temps de récurrence variés (Wallace, 2020). En contribuant à libérer périodiquement une partie de la contrainte élastique accumulée par le méga-chevauchement (Araki et al., 2017), ces séismes lents récurrents favorisent un faible couplage intersismique caractérisé par une sismicité modérée contrairement à la marge nord de Sumatra par exemple. Enfin, la subduction d'hétérogénéités topographiques de la croûte océanique pourrait contribuer à la migration du décollement vers des horizons plus superficiels, faibles et aux propriétés compatibles, contribuant à maintenir un chevauchement frontal superficiel avec un risque de tsunami accru, qui, couplé à un régime conditionnellement stable, est favorable à la formation de *tsunami earthquakes* (Han et al., 2017 ; Morgan et Bangs, 2017).

VIII.3.3. Comparaison avec d'autres zones de subduction

L'expédition IODP 358 menée dans la marge nord de Sumatra avait pour but initial de comprendre, avec JFAST, les mécanismes et conditions *in situ* à l'origine de la nucléation de séismes de $M_w \geq 9$ au large de Sumatra, en 2004, puis au large de Tōhoku, en 2011, avec propagation de la rupture co-sismique jusqu'à proximité de la fosse ayant provoqué la formation de tsunamis catastrophiques. JFAST a permis de montrer que la richesse en smectite du décollement, associée à un très faible coefficient de frottement, avait facilité la propagation de la rupture co-sismique jusqu'à proximité du plancher océanique lors du méga-séisme de Tōhoku (Ujiie et al., 2013). A la différence, dans la marge nord de Sumatra, l'expédition IODP 358 et la recherche post-campagne dans laquelle s'inscrit ce travail de thèse ont montré que c'est la déshydratation par compaction mécanique et diagenèse avant son entrée en subduction de la séquence sédimentaire entrante, particulièrement épaisse, qui a favorisé l'acquisition d'un régime sismique instable de manière précoce, à proximité de la fosse. La marge nord de Sumatra contraste ainsi avec les autres zones de subduction les plus étudiées comme la fosse du Japon (Fulton et al., 2013), les marges du Costa Rica (Spinelli et Saffer, 2004 ; Bangs et al., 2015), de Nankai (Saffer et al., 2008), de la Barbade (Tribble, 1990 ; Underwood, 2007) ou nord d'Hikurangi (Ellis et al., 2015) où la déshydratation des sédiments intervient en totalité ou en quasi-totalité plus tardivement au cours de la subduction. Dans le détail, un début de diagenèse pré-subduction a été mise en évidence au niveau de la transversale de Muroto de la marge de Nankai en lien avec le gradient géothermique élevé de la chaine de volcans sous-marins de Kinan, bien que l'essentiel de la déshydratation se produise plus en profondeur (Saffer et al., 2008 ; Hüpers et al., 2017). Néanmoins, certaines marges moins étudiées à l'historique de sismicité mal

documenté présentent des séquences sédimentaires entrantes incluant d'épaisses séries deltaïques et une thermicité qui pourraient, de manière similaire à la marge nord de Sumatra, leur octroyer la capacité de propager un glissement co-sismique à faible profondeur, comme les marges des Cascades au large de Washington (2,5-4), du sud d'Hikurangi (> 5 km), du sud des Petites Antilles (1,5-5 km) et des Makrans (jusqu'à 7,5 km) (Smith et al., 2013 ; Han et al., 2017 ; Hüpers et al., 2017 ; McNeill et al., 2017a ; Peterson et Keranen, 2019 ; Olsen et al., 2020).

A contrario, la région d'Hyuga-Nada, qui correspond à la transition entre la partie ouest de la marge de Nankai et la fosse des Ryūkyū est faiblement couplée pendant la phase intersismique et est l'hôte des séismes lents (SSEs superficiels, tremors et VLFEs) bien documentés qui se produisent de manière cyclique tous les 1 à 2 ans (Yamashita et al., 2015 ; Yokota et Ishikawa, 2020 ; Kano et Kato, 2020). Ces séismes lents présentent une migration spatio-temporelle (Asano et al., 2015 ; Takemura et al., 2019) qui pourrait être liée à la subduction de monts sous-marins (comme Toi de la ride Kyushyu-Palau) (Nakata et al., 2020). La région d'Hyuga-Nada semble ainsi représenter un bon analogue de la marge nord d'Hikurangi où des observations similaires ont été réalisées (Bassett et al., 2014 ; Bell et al., 2014 ; Wallace et al., 2016a ; Todd et al., 2018 ; Barker et al., 2018). Elle devrait faire prochainement l'objet d'une campagne de forage en mer visant à comprendre les relations entre la genèse de séismes lents aux caractéristiques variées et les hétérogénéités structurales, géomécaniques et hydrogéologiques de l'interface de subduction en lien avec la subduction de monts sous-marins. Cette campagne comprendra des forages, des échantillonnages et des sondages LWD, ainsi que l'installation d'observatoires au voisinage du mont sous-marin subduit sous la partie externe de la marge (Nakata et al., 2020). Bien que les expéditions IODP 372-375 n'avaient pas pour objectif scientifique principal d'investiguer ces relations dans la marge nord d'Hikurangi, la comparaison des résultats de la campagne en mer qui pourrait avoir lieu prochainement dans la région d'Hyuga-Nada avec ceux des expéditions IODP 372-375 devrait permettre de comprendre comment les caractéristiques des monts sous-marins (comme par exemple leur taille, leur composition ou leur profondeur) affectent 1) l'état de contrainte, la pression de fluide, l'état de compaction des sédiments (Sun et al., 2020) et 2) les propriétés thermiques et hydrogéologiques (Saffer et al., 2008 ; Spinelli et Haris, 2011) de l'interface de subduction, et donc les caractéristiques des séismes lents qui y sont générés (par exemple leur durée, leur magnitude, leur récurrence ou leur localisation) (Nakata et al., 2020). Une comparaison est également possible dans un contexte de marge en érosion avec la Péninsule Nicoya, au large du Costa Rica, où les expéditions IODP 334 et 344 ont mis en évidence une activité paléosismique en lien avec la subduction d'hétérogénéités topographiques de la croûte océanique sous la marge érosive (Hamahashi et al., 2017).

VIII.4. Autres perspectives

VIII.4.1. Améliorations méthodologiques pour la détermination de la teneur en eau liée

Les Sites U1480 et U1520 forés lors des expéditions IODP 362 et 372-375 montrent que les séquences sédimentaires entrant dans les systèmes de subduction sont riches en minéraux hydratés comme la smectite, mais aussi l'opale et les zéolites qui leur procurent un potentiel de production de fluide lié par déshydratation diagénétique ou métamorphique. L'expédition IODP 362 dans la marge nord de Sumatra a montré que la base de la séquence sédimentaire entrante où le décollement est susceptible de se former peut correspondre à des hémipélagites riches en smectites, ainsi qu'en débris biosiliceux et cendres volcaniques consolidées formant des tufs volcaniques. Les expéditions IODP 372-375 dans la marge nord d'Hikurangi ont quant à elles mis en évidence des faciès carbonatés palagiques riches en smectite avec, localement, des lits de cendres volcaniques, ainsi que d'épaisses séquences volcanoclastiques très altérées et riches en smectite, opale et zéolites. Similairement, le Leg ODP 110 a échantillonné des argilites riches smectites et en radiolaires siliceux au Site 672 au niveau du décollement (Moore et al., 1998). A la Barbade, cet intervalle correspond à des argilites riches en smectites et en radiolaires. Au Costa Rica, le décollement correspond à des argilites hémipélagiques riches en smectites et diatomées (Underwood, 2007 ; Ikari et al., 2018). Ces minéraux hydratés présentent des CECs théoriques différentes (voir paragraphe IV.4.1.1) et bien que des relations aient été proposées pour déterminer les proportions en zéolites (Garcia et al., 1993) ou en minéraux argileux (Cheng et Heidari, 2018) à partir de la CEC, il n'est, en pratique, pas possible de déconvoluer la composition des minéraux hydratés à partir de la CEC dans le cas d'un mélange complexe comme c'est communément le cas dans les faciès altérés par exemple. Or, dans le cadre de cette étude, la teneur en eau liée aux argiles a été calculée à partir de la CEC selon Henry (1997), en considérant que la CEC mesurée sur l'échantillon total est uniquement attribuable à la présence de smectite, ce qui n'était pas toujours le cas (par exemple, unité lithologique III du Site U1480 dans la marge nord de Sumatra ou unités V-VI du Site U1520 dans la marge nord d'Hikurangi). La porosité interstitielle déduite pourrait donc être biaisée de quelques pourcents dans les faciès présentant une diversité de minéraux hydratés. Si pour l'étude de Sumatra, le biais induit sur l'estimation de la teneur en eau liée au smectite semble faible (Figure 84), l'erreur pourrait être plus importante dans le cas de la partie inférieure de la séquence sédimentaire entrante de la marge d'Hikurangi où la corrélation entre la CEC et la composition des minéraux hydratés est améliorée en prenant les zéolites en considération (Dutilleul et al., 2020b).

A l'heure actuelle, aucune méthode n'a été proposée pour quantifier la teneur en eau liée à l'opale et aux zéolites à partir de la CEC. Cela s'avère néanmoins nécessaire pour déterminer efficacement la porosité interstitielle qui permet de caractériser l'état de compaction des sédiments de manière représentative. De plus, bien que la déshydratation de l'opale contribue de manière minoritaire au bilan de fluide (Ellis et al., 2015 ; Hüpers et al., 2017) par rapport à la déshydratation de la smectite dans la partie externe des zones de subduction et que les zéolites se déshydratent à de plus fortes profondeurs, le développement de formules permettant de déterminer précisément la contribution de l'opale et des zéolites au bilan de fluide semble nécessaire dans la mesure où ces minéraux sont presque ubiquistes dans les séquences sédimentaires entrant dans les systèmes de subduction.

VIII.4.2. Intégration des propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques et apport de la modélisation numérique

Les analyses menées dans le cadre de cette étude ont permis de produire un jeu de données conséquent et détaillé concernant la porosité, la structure et la géométrie du réseau poreux, ainsi que la perméabilité dans les marges nord de Sumatra et d'Hikurangi essentiellement (voir Annexe 1).

Ces données peuvent être utilisées pour améliorer la définition de certaines corrélations utilisées pour prédire le comportement des sédiments dans les zones de subduction, comme par exemple les lois entre la vitesse de propagation des ondes P et la porosité interstitielle (plutôt que la porosité totale connectée) (Brown et Ransom, 1996 ; Hashimoto et al., 2010 ; Jeppson et Kitajima, 2019).

Ces données peuvent également être intégrées dans des modèles de production de fluides à l'échelle de la marge (Ellis et al., 2015 ; Hüpers et al., 2017) pour réaliser un bilan de fluides fiable et déterminer la distribution des pressions de fluide et leur relation par rapport au couplage intersismique et au type de glissement exprimé. En particulier, le modèle d'Ellis et al. (2015) sur la marge nord d'Hikurangi pourrait être révisé en tenant compte des propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques du Site U1520 déterminées dans cette étude. Ces données peuvent également être utilisées pour modéliser la déformation poro-élastique de la marge au cours du cycle sismique dans une démarche de réduction du risque sismique et de tsunami. Ce type de modélisation pourrait être menée dans la marge d'Hikurangi où l'activité sismique (séismes normaux et séismes lents) est bien documentée (même au large des côtes) par cGPS, où les propriétés physiques, hydrogéologiques, structurales et thermiques de la marge ont été contraintes par les expéditions IODP 372-375 et cette étude, et où des observatoires de type CORKs, mesurant la pression de fluide, la composition chimique du fluide interstitiel et la température ont été installés aux Sites

U1518 et U1519. Les résultats pourraient être comparés avec ceux de la marge de Nankai (région de Kumano fortement couplée, et éventuellement région d'Hyuga-Nada faiblement couplée) où de manière similaire, l'activité sismique à faible profondeur est encore mieux documentée (GEONET, DONET, etc) et où un dispositif de monitorage des conditions *in-situ* plus perfectionné existe (LTBMSs et CORKs, voir paragraphe VII.1.1.2). Cela permettrait, par exemple, d'appréhender les relations entre les variations spatiales et temporelles des propriétés *in situ* (par exemple, les pulses de fluide) et la formation de séismes lents, puis, dans un deuxième temps, d'investiguer les relations entre les séismes lents et les méga-séismes à l'échelle du cycle sismique pour mieux le comprendre, et, à long terme, prévoir l'imminence d'un évènement majeur (voir paragraphe II.2.4.1.2).

VIII.4.3. Caractérisation de l'évolution des propriétés de la séquence sédimentaire entrante en lien avec l'acquisition du comportement sismogène

VIII.4.3.1. Au cours de l'accrétion

Dans le cadre de cette étude, les propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques de sédiments accrétés ont été caractérisées au Site U1518 au niveau du chevauchement de Pāpaku et comparées avec celles de la séquence sédimentaire entrante du Site U1520. Cette étude (Dutilleul et al., 20201a) a mis en évidence de forts contrastes de propriétés pétrophysiques indiquant un toit surconsolidé et une zone de faille et un mur (du moins, sa partie supérieure) normalement consolidée, comme observé dans d'autres prismes d'accrétion actifs comme la Barbade (Saito et Goldberg, 1997) ou fossiles (Hamahashi et al., 2013).

Dans la marge de Nankai, de nombreuses zones de failles ont été identifiées au niveau des Sites C0006 et C0007 dans le chevauchement frontal, y compris récemment lors d'une nouvelle étude des données des différentes expéditions menées à ces sites (Cerchiari et al., 2018). Au niveau de ces sites, comme au Site C0024, les contrastes de propriétés physiques semblent davantage liés aux unités lithologiques ou sismiques. Les diagraphies montrent néanmoins des contrastes de part et d'autre du décollement, mais celui-ci n'a pas été échantillonné pour les Sites C0024 et C0006. Une comparaison de l'état de compaction des failles satellitaires du chevauchement de Pāpaku de la marge d'Hikurangi et du chevauchement frontal de la marge de Nankai pourrait être réalisée pour évaluer leur capacité ou non à propager la rupture co-sismique ou les séismes lents à proximité du plancher océanique (*e.g.* Cummins et Kaneda, 2000 ; Tsuji et al., 2014 ; Araki et al., 2017 ; Fagereng et al., 2019) et les implications en termes de sismogenèse et tsunamigénèse (voir paragraphe II.2.4). Cette comparaison implique une caractérisation précise de l'état de compaction des Sites C0024,

C0006 et C0007 par comparaison avec celui de la séquence sédimentaire entrante au Site C0011 et nécessite donc de mener la démarche méthodologique de cette étude sur les Sites C0007 et C0012 où la porosité interstitielle n'a pas été déterminée.

VIII.4.3.2. Au cours de la subduction

Au cours de ce travail de thèse, l'évolution des propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques initiales de la plaque inférieure depuis le bassin entrant jusqu'à la fosse puis au cours du processus de subduction n'a pas pu être caractérisée. D'une part, le site principal SUMA-10A (Figure 36) à proximité de la fosse de la marge nord de Sumatra n'a finalement pas été foré. Ce site aurait pu permettre de caractériser l'évolution des propriétés de l'épaisse séquence sédimentaire entrante dans la marge nord de Sumatra depuis le Site U1480 à la fosse et de comparer l'avancement réel de l'illitisation avec la modélisation d'Hüpers et al. (2017). D'autre part, l'objectif initial de l'expédition IODP 358, à savoir atteindre la zone sismogène du méga-chevauchement de la marge de Nankai au Site C0002 n'a pu être atteint, ce qui n'a pas permis de comparer les caractéristiques de la séquence sédimentaire dans le bassin entrant (Sites C0012 et C0011), sous le chevauchement frontal (Sites C0006 et C0007) et sous le prisme interne, à profondeur sismogène (Site C0002).

Dans le cas où une nouvelle expédition IODP reprenant les objectifs principaux de l'expédition IODP 358 se présenterait, il serait essentiel d'obtenir des échantillons du méga-chevauchement à profondeur sismogène pour caractériser leurs propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques selon la méthodologie proposée dans le cadre de cette étude. Ces propriétés seraient à comparer avec d'une part, celles des échantillons des Sites C0007, C0006 et C0024 où des données sur le décollement sont disponibles, et, d'autre part, avec celles du Site C0012, dans le bassin entrant, sur lesquels la même démarche reste à appliquer car si la perméabilité et le réseau poreux ont été étudiés (Daigle et Dugan, 2014), la porosité n'a pas été caractérisée dans le détail. En particulier, la correction de porosité totale connectée à partir de la CEC pour déterminer le profil de compaction n'a pas été réalisée, bien que l'état de compaction des sédiments ait été étudiée par Kitajima et Saffer (2014). Ce profil est pourtant indispensable à l'estimation d'une éventuelle surpression de fluide par la méthode des porosités au niveau du chevauchement frontal aux Sites C0024, C0006 et C0007 ainsi qu'au niveau du méga-chevauchement à profondeur sismogène. Des échantillons du méga-chevauchement permettraient également d'investiguer le rôle de la transformation smectite/illite dans la transition d'un régime asismique stable à sismique instable, via des analyses 1) de DRX visant à caractériser finement le type d'argile, 2) de microscopie électronique à balayage pour l'analyse des fabriques et 3) des mesures de CEC et de la composition des cations échangeables car celle-ci influe sur la distance interfoliaire (Salles, 2006).

La marge de Nankai reste, à l'heure actuelle, la zone la plus susceptible de fournir des échantillons et des diagraphies de la zone sismogène, indispensables à la caractérisation des propriétés *in situ* qui conditionnent l'architecture mécanique du méga-chevauchement et contrôlent de ce fait le risque sismique et de tsunami associé.

Conclusion

A partir de plus de 400 échantillons issus de récentes expéditions IODP menées dans 1) la marge nord de Sumatra (expédition IODP 362, en 2016) caractérisée par une séquence sédimentaire entrante très épaisse et une sismicité dominée par les méga-séismes tsunamigènes, 2) la marge nord d'Hikurangi (expéditions IODP 372-375, en 2017-2018) où ont été recensés de rares séismes modérés, des séismes lents superficiels fréquents et des *tsunami earthquakes* et 3) la marge en accrétion de Nankai (expédition IODP 358, 2018-2019) où ont été documentés des méga-séismes tsunamigènes, des séismes lents et des *tsunami earthquakes*, cette étude avait pour but de déterminer l'influence des propriétés lithologiques, physiques et hydrogéologiques des sédiments entrant dans les systèmes de subduction et de l'évolution de ces propriétés au cours de la subduction et de l'accrétion sur le risque sismique et de tsunami.

Les analyses réalisées au laboratoire pour caractériser les propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques, et dans certains cas le détail de la composition minéralogique de ces échantillons sont complémentaires des données de diagraphies et des analyses réalisées lors des expéditions, et incluent :

- Des mesures de capacité d'échange cationique, de la composition des cations échangeables et de la concentration en chlore soluble, qui, couplées à des analyses de diffraction des rayons X, apportent des informations sur la nature et la teneur en eau liée des minéraux argileux abondants dans ces échantillons ;
- Des mesures visant à quantifier la macro- à microporosité et à caractériser la structure du réseau poreux à partir de mesures de pycnométrie à hélium, porosimétrie par injection de mercure, adsorption/désorption d'azote et résonnance magnétique nucléaire, également utilisées pour estimer la perméabilité ;

Les résultats de ces analyses ont permis de corriger les valeurs de porosité totale connectée mesurée au laboratoire, puis, par extrapolation, celles mesurées lors des campagnes en mer ou issues de diagraphies, de manière à tenir compte de la teneur en eau liée aux minéraux hydratés comme les smectites afin de déterminer un profil de porosité interstitielle représentatif de l'état de compaction des sédiments. Les anomalies présentes sur ces profils ont été interprétées en fonction des conditions hydrogéologiques (par exemple, une surpression de fluide) ou tectoniques susceptibles de les avoir provoqués. Ces analyses sur échantillons ont ainsi permis de mettre en évidence les intervalles sources de fluide interstitiel par compaction mécanique et sources de fluide lié par déshydratation diagénétique ainsi que les intervalles présentant un potentiel de développement de surpression de fluide au regard des structures géométrique, thermique et de porosité-perméabilité de la marge. Des relations entre la déformation de la partie externe de la marge et la distribution des propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques, des fluides et des surpressions de fluide ont

enfin été proposées, en particulier en ce qui concerne les caractéristiques et les modalités de mise en place du décollement, la localisation et les types de glissement exprimés et leur influence sur le risque sismique et de tsunami.

Dans la marge nord de Sumatra, cette étude met en évidence à la base de l'épaisse séquence sédimentaire entrante essentiellement argilo-silteuse, aux Sites U1480 et U1481, un intervalle riche en smectites hydratées correspondant à, proximité de la fosse, à la zone de formation d'un décollement mécaniquement faible où s'accumulent les fluides produits par la déshydratation pré-subduction de la partie inférieure la séquence sédimentaire entrante et de la partie supérieure de la croûte océanique altérée. Ce décollement coïncide avec un réflecteur sismique de forte amplitude et la polarité négative, repéré préalablement à l'expédition (Dean et al., 2010 ; Gulick et al., 2011 ; Geersen et al., 2013). La déshydratation pré-subduction par compaction mécanique, déshydratation de l'opale et des smectites de la séquence sédimentaire entrante favorise sa lithification précoce (Hüpers et al., 2017). Cette déshydratation est exacerbée sous la partie externe du prisme par la présence de failles satellitaires drainant les fluides du décollement. Ces conditions favorisent l'acquisition par l'interface de subduction d'un régime favorable à la propagation de la rupture co-sismique du mégaséisme de 2004 jusqu'à la fosse, à l'origine du tsunami catastrophique associé.

Dans la marge nord d'Hikurangi et probablement comme dans d'autres zones de subduction où la croûte océanique présente de fortes hétérogénéités topographiques, le décollement se formerait dans des carbonates pélagiques ou dans des faciès volcanoclastiques altérés riches en fluides, à la base de la séquence sédimentaire entrante échantillonnée au Site U1520. Les contrastes de composition et de propriétés hydrogéologiques et pétrophysiques de la séquence sédimentaire entrante impliquent une distribution de fluides hétérogène le long de l'interface de subduction, avec des pressions de fluide élevées susceptibles de se développer localement sous la partie externe de la marge, à la base de la séquence sédimentaire entrante, notamment au voisinage d'une hétérogénéité topographique de la croûte océanique correspondant à un mont sous-marin, zone source de séismes lents (SSEs, temors tectoniques) et de micro-sismicité. Combinées, ces hétérogénéités lithologiques, pétrophysiques, hydrogéologiques et structurales seraient à l'origine d'une distribution hétérogène des propriétés de friction le long du méga-chevauchement, favorables à une sismicité variée, caractérisée par des séismes, de séismes lents aux caractéristiques très variées et des tsunami earthquakes. En particulier, les séismes lents, superficiels et récurrents, permettraient de libérer régulièrement une partie de la déformation accumulée par le méga-chevauchement ce qui expliquerait la sismicité modérée de la région, contrairement à ce qui est observé dans la marge nord de Sumatra. D'autre part, la caractérisation du chevauchement de Pāpaku au Site U1518 à proximité du chevauchement frontal, montre de forts contrastes de

propriétés pétrophysiques entre un toit surcompacté et une zone de faille et son mur normalement consolidés. Ces résultats suggèrent qu'actuellement, cette faille satellitaire présente des conditions non favorables à la propagation de séismes lents jusqu'à la fosse. Ceux-ci se propageraient ainsi plutôt le long de l'interface de subduction. Les conditions *in situ* actuelles pourraient néanmoins correspondre au début de la phase de recharge d'un cycle de surpression de fluide dont la phase de décharge serait associée à un séisme lent. Dans ce cas, cette faille satellitaire aurait pu par le passé, et pourrait, dans le futur, contribuer à la propagation de séismes lents où éventuellement de *tsunami earthquakes* jusqu'à la fosse. Cette hypothèse devrait pouvoir être prochainement être infirmée ou confirmée par l'analyse de la pression de fluide enregistrée au cours du temps par l'observatoire installé sur le site U1518. Enfin, la caractérisation du glissement de terrain et du bassin Tuaheni aux Sites U1517 et U1519 suggère qu'une surpression de fluide à la base du glissement de terrain pourrait expliquer la déformation lente de ce dernier par fluage plutôt que la présence d'hydrates de méthane sous le glissement.

Les analyses préliminaires réalisées suite à la réorientation des objectifs scientifiques de l'expédition IODP 358 au cours de celle-ci montrent que l'intervalle de la partie inférieure du prisme foré au Site C0002 se caractérise par une porosité, un diamètre de pore moyen et une perméabilité controlés par la consolidation normale, selon une loi valable à la fois sur le bassin d'avant-arc de Kumano et la partie supérieure du prisme. La partie frontale du prisme au Site C0024 présente des propriétés pétrophysiques et hydrogéologiques similaires à celles observées à proximité du front de déformation aux Sites C0006 et C0007, avec une potentielle surpression de fluide au niveau du décollement.

Enfin, cette étude a permis d'apporter des améliorations méthodologiques concernant notamment la détermination de profils de compaction et la caractérisation de la micro- à macroporosité dans les sédiments argileux. Ce travail de thèse représente une étape essentielle à l'amélioration de la gestion du risque sismique et de tsunami en contexte de subduction en apportant les premières données quantitatives détaillées concernant la structure hydrogéologique et pétrophysique des marges nord de Sumatra et d'Hikurangi, ainsi que des données complémentaires à celles déjà disponibles sur la marge de Nankai. Ces données, disponibles en Annexe 1, sont à intégrer pour améliorer la définition de corrélations entre propriétés pétrophysiques, ainsi que la fiabilité des modèles de production de fluide ou de couplage mécanique et sismique à l'échelle de ces marges.

Références

Abe, K. (1979). Size of great earthquakes of 1837–1974 inferred from tsunami data. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 84(B4), 1561. https://doi.org/10.1029/JB084iB04p01561

Abercrombie, R. E., Antolik, M., Felzer, K. et Ekström, G. (2001). The 1994 Java tsunami earthquake: Slip over a subducting seamount. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 106(B4), 6595-6607. https://doi.org/10.1029/2000JB900403

Abers, G. A., Nakajima, J., van Keken, P. E., Kita, S. et Hacker, B. R. (2013). Thermal–petrological controls on the location of earthquakes within subducting plates. Earth and Planetary Science Letters, 369-370, 178-187. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.03.022

Alexander, C. R., J. P. Walsh et Orpin A. R. (2010). Modern sediment dispersal and accumulation on the outer Poverty continental margin, Marine Geology, 270, 213–226, https://doi.org/10.1016/J.MARGEO.2009.10.015

Allis, R.G., Funnell, R.H. et Zhan, X., (1997). Fluid pressure trends in basins astride New Zealand's plate boundary zone. Dans Hendry, J. (Ed.), Geofluids II: Contributions to the Second International Conference on Fluid Evolution, Migration and Interaction in Sedimentary Basins and Orogenic Belts. Anthony Rowe Ltd., Belfast, Northern Ireland, pp. 214–217.

Ammon, C. J. (2005). Rupture Process of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake. Science, 308(5725), 1133-1139. https://doi.org/10.1126/science.1112260

Ammon, C. J., Kanamori, H., Lay, T. et Velasco, A. A. (2006). The 17 July 2006 Java tsunami earthquake. Geophysical Research Letters, 33(24), L24308. https://doi.org/10.1029/2006GL028005

Ammon, C. J., Kanamori, H. et Lay, T. (2008). A great earthquake doublet and seismic stress transfer cycle in the central Kuril islands. Nature, 451(7178), 561-565. https://doi.org/10.1038/nature06521

Ando, R., Takeda, N. et Yamashita, T. (2012). Propagation dynamics of seismic and aseismic slip governed by fault heterogeneity and Newtonian rheology. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117(B11). https://doi.org/10.1029/2012JB009532

Angiboust, S., Kirsch, J., Oncken, O., Glodny, J., Monié, P. et Rybacki, E. (2015), Probing the transition between seismically coupled and decoupled segments along an ancient subduction interface, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 16, 1905– 1922, https://doi.org/10.1002/2015GC005776

Antriasian, A., Harris, R. N., Tréhu, A. M., Henrys, S. A., Phrampus, B. J., Lauer, R., Gorman, A. R., Pecher, I. A. et Barker, D. (2019). Thermal regime of the Northern Hikurangi margin, New Zealand. Geophysical Journal International, 216(2), 1177-1190.

https://doi.org/10.1093/gji/ggy450

Araki, E., Shinohara, M., Obana, K., Yamada, T., Kaneda, Y., Kanazawa, T. et Suyehiro, K. (2006). Aftershock distribution of the 26 December 2004 Sumatra-Andaman earthquake from ocean bottom seismographic observation. Earth, Planets and Space, 58(2), 113-119. https://doi.org/10.1186/BF03353367

Araki, E., Saffer, D. M., Kopf, A. J., Wallace, L. M., Kimura, T., Machida, Y., Ide, S., Davis, E. et IODP Expedition 365 shipboard scientists. (2017). Recurring and triggered slow-slip events near the trench at the Nankai Trough subduction megathrust. Science, 356(6343), 1157-1160. https://doi.org/10.1126/science.aan3120

Araki, E., Saffer, D., Kimura, T., Machida, Y. et Kawaguchi, K. (2018, mai). Seafloor Borehole Observatory Array for Monitoring Slow Slip Events in the Nankai Trough Seismogenic Zone [communication]. 2018 OCEANS - MTS/IEEE Kobe Techno-Ocean (OTO), Kobe, Japon. https://doi.org/10.1109/OCEANSKOBE.2018.8559185

Archie, G. E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Transactions of the American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, 146, 54–62. https://doi.org/10.2118/942054-G

Ariyoshi, K., Matsuzawa, T., Ampuero, J.-P., Nakata, R., Hori, T., Kaneda, Y., Hino, R. et Hasegawa, A. (2012). Migration process of very low-frequency events based on a chain-reaction model and its application to the detection of preseismic slip for megathrust earthquakes. Earth, Planets and Space, 64(8), 693-702. https://doi.org/10.5047/eps.2010.09.003

Ariyoshi, K., Matsuzawa, T., Hino, R., Hasegawa, A., Hori, T., Nakata, R. et Kaneda, Y. (2014). A trial derivation of seismic plate coupling by focusing on the activity of shallow slow earthquakes. Earth, Planets and Space, 66(1), 55. https://doi.org/10.1186/1880-5981-66-55

Ariyoshi, K., Iinuma, T., Nakano, M., Kimura, T., Araki, E., Machida, Y., Sueki, K., Yada, S., Nishiyama, T., Suzuki, K., Hori, T., Takahashi, N. et Kodaira, S. (2021). Characteristics of Slow Slip Event in March 2020 Revealed From Borehole and DONET Observatories. Frontiers in Earth Science, 8, 600793. https://doi.org/10.3389/feart.2020.600793

Asano, Y., Obara, K., Matsuzawa, T., Hirose, H. et Ito, Y. (2015). Possible shallow slow slip events in Hyuga-nada, Nankai subduction zone, inferred from migration of very low frequency earthquakes. Geophysical Research Letters, 42(2), 331-338. https://doi.org/10.1002/2014GL062165

Athy, L.F. (1930) Density, Porosity and Compaction of Sedimentary Rocks. Bulletin of the

American Association of Petroleum Geologists (AAPG Bulletin), 14, 1-24.

Audet, P., Bostock, M. G., Christensen, N. I. et Peacock, S. M. (2009). Seismic evidence for overpressured subducted oceanic crust and megathrust fault sealing. Nature, 457(7225), 76-78. https://doi.org/10.1038/nature07650

Audet, P. (2010). Temporal Variations in Crustal Scattering Structure near Parkfield, California, Using Receiver Functions. Bulletin of the Seismological Society of America, 100(3) 1356-1362. https://doi.org/10.1785/0120090299

Audet, P. et Schwartz, S. Y. (2013). Hydrologic control of forearc strength and seismicity in the Costa Rican subduction zone. Nature Geoscience, 6(10), 852-855. https://doi.org/10.1038/ngeo1927

Bailey, S.W., Brindley, G.W., Johns, W.D., Martin, R.T. et Ross, M. (1971). Clay Mineral Society report of nomenclature committee 1969-1970. Clays & Clay Minerals, 19, 132-133. https://doi.org/ 10.1346/CCMN.1971.0190211

Ballance, P. F. (1976). Evolution of the Upper Cenozoic Magmatic Arc and plate boundary in northern New Zealand. Earth and Planetary Science Letters, 28(3), 356-370. https://doi.org/10.1016/0012-821X(76)90197-7

Banerjee, P., Pollitz, F. F. et Bürgmann, R. (2005). The Size and Duration of the Sumatra-Andaman Earthquake from Far-Field Static Offsets. Science, 308(5729), 1769. https://doi.org/10.1126/science.1113746

Bangs, N. L. B., Westbrook, G. K., Ladd, J. W. et Buhl, P. (1990). Seismic velocities from the Barbados Ridge Complex: Indicators of high pore fluid pressures in an accretionary complex. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 95(B6), 8767. https://doi.org/10.1029/JB095iB06p08767

Bangs, N. L. B., Shipley, T. H., Moore, J. C. et Moore, G. F. (1999). Fluid accumulation and channeling along the northern Barbados Ridge decollement thrust. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 104(B9), 20399-20414. https://doi.org/10.1029/1999JB900133

Bangs, N. L., Shipley, T. H., Gulick, S. P. S., Moore, G. F., Kuromoto, S. et Nakamura, Y. (2004). Evolution of the Nankai Trough décollement from the trench into the seismogenic zone: Inferences from three-dimensional seismic reflection imaging. Geology, 32(4), 273. https://doi.org/10.1130/G20211.2

Bangs, N. L. B., Gulick, S. P. S. et Shipley, T. H. (2006). Seamount subduction erosion in the Nankai Trough and its potential impact on the seismogenic zone. Geology, 34(8), 701-704. https://doi.org/10.1130/G22451.1

Bangs, N. L. B., Moore, G. F., Gulick, S. P. S., Pangborn, E. M., Tobin, H. J., Kuramoto, S. et

Taira, A. (2009). Broad, weak regions of the Nankai Megathrust and implications for shallow coseismic slip. Earth and Planetary Science Letters, 284(1), 44-49. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.04.026

Bangs, N. L., McIntosh, K. D., Silver, E. A., Kluesner, J. W. et Ranero, C. R. (2015). Fluid accumulation along the Costa Rica subduction thrust and development of the seismogenic zone. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 120(1), 67-86. https://doi.org/10.1002/2014JB011265

Bannister, S. (1988). Microseismicity and Velocity Structure in the Hawkes Bay Region, New Zealand: Fine Structure of the Subducting Pacific Plate. Geophysical Journal International, 95(1), 45-62. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1988.tb00449.x

Barnes, P. M., Ching Cheung, K., Smits, A. P., Almagor, G., Read, S. A. L., Barker, P. R. et Froggatt, P. C. (1991). Geotechnical analysis of the Kidnappers Slide, upper continental slope, New Zealand, Marine Geotechnology, 10, 159–188, https://doi.org/10.1080/10641199109379888

Barnes, P. M. et Mercier de Lépinay, B. (1997). Rates and mechanics of rapid frontal accretion along the very obliquely convergent southern Hikurangi margin, New Zealand. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 102(B11), 24931-24952. https://doi.org/10.1029/97JB01384

Barnes, P. M., A. Nicol et Harrison T. (2002). Late Cenozoic evolution and earthquake potential of an active listric thrust complex above the Hikurangi subduction zone, New Zealand, Geological Society of America Bulletin, 114(11), 1379–1405, https://doi.org/10.1130/0016-7606(2002)114<1379:LCEAEP>2.0.CO;2.

Barnes, P. M., Lamarche, G., Bialas, J., Henrys, S., Pecher, I., Netzeband, G. L., Greinert, J., Mountjoy, J. J., Pedley, K. et Crutchley, G. (2010). Tectonic and geological framework for gas hydrates and cold seeps on the Hikurangi subduction margin, New Zealand. Marine Geology, 272(1-4), 26-48. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.03.012

Barnes, P. M., Ghisetti, F. C., Ellis, S. et Morgan, J. K. (2018). The role of protothrusts in frontal accretion and accommodation of plate convergence, Hikurangi subduction margin, New Zealand. Geosphere, 14(2), 440-468. https://doi.org/10.1130/GES01552.1

Barnes, P.M., Wallace, L.M., Saffer, D.M., Pecher, I.A., Petronotis, K.E., LeVay, L.J., Bell, R.E., Crundwell, M.P., Engelmann de Oliveira, C.H., Fagereng, A., Fulton, P.M., Greve, A., Harris, R.N., Hashimoto, Y., Hüpers, A., Ikari, M.J., Ito, Y., Kitajima, H., Kutterolf, S., Lee, H., Li, X., Luo, M., Malie, P.R., Meneghini, F., Morgan, J.K., Noda, A., Rabinowitz, H.S., Savage, H.M., Shepherd, C.L., Shreedharan, S., Solomon, E.A., Underwood, M.B., Wang,

M., Woodhouse, A.D., Bourlange, S.M., Brunet, M.M.Y., Cardona, S., Clennell, M.B., Cook, A.E., Dugan, B., Elger, J., Gamboa, D., Georgiopoulou, A., Han, S., Heeschen, K.U., Hu, G., Kim, G.Y., Koge, H., Machado, K.S., McNamara, D.D., Moore, G.F., Mountjoy, J.J., Nole, M.A., Owari, S., Paganoni, M., Rose, P.S., Screaton, E.J., Shankar, U., Torres, M.E., Wang, X., et Wu, H.-Y., (2019a). Site U1519. In Wallace, L.M., Saffer, D.M., Barnes, P.M., Pecher, I.A., Petronotis, K.E., LeVay, L.J., and the Expedition 372/375 Scientists, Hikurangi Subduction Margin Coring, Logging, and Observatories. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 372B/375: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). https://doi.org/10.14379/iodp.proc.372B375.104.2019

Barnes, P.M., Wallace, L.M., Saffer, D.M., Pecher, I.A., Petronotis, K.E., LeVay, L.J., Bell, R.E., Crundwell, M.P., Engelmann de Oliveira, C.H., Fagereng, A., Fulton, P.M., Greve, A., Harris, R.N., Hashimoto, Y., Hüpers, A., Ikari, M.J., Ito, Y., Kitajima, H., Kutterolf, S., Lee, H., Li, X., Luo, M., Malie, P.R., Meneghini, F., Morgan, J.K., Noda, A., Rabinowitz, H.S., Savage, H.M., Shepherd, C.L., Shreedharan, S., Solomon, E.A., Underwood, M.B., Wang, M., Woodhouse, A.D., Bourlange, S.M., Brunet, M.M.Y., Cardona, S., Clennell, M.B., Cook, A.E., Dugan, B., Elger, J., Gamboa, D., Georgiopoulou, A., Han, S., Heeschen, K.U., Hu, G., Kim, G.Y., Koge, H., Machado, K.S., McNamara, D.D., Moore, G.F., Mountjoy, J.J., Nole, M.A., Owari, S., Paganoni, M., Rose, P.S., Screaton, E.J., Shankar, U., Torres, M.E., Wang, X., et Wu, H.-Y., (2019b). Site U1520. In Wallace, L.M., Saffer, D.M., Barnes, P.M., Pecher, I.A., Petronotis, K.E., LeVay, L.J., and the Expedition 372/375 Scientists, Hikurangi Subduction Margin Coring, Logging, and Observatories. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 372B/375: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). https://doi.org/10.14379/iodp.proc.372B375.105.2019

Barnes, P.M., Pecher, I.A., LeVay, L.J., Bourlange, S.M., Brunet, M.M.Y., Cardona, S., Clennell, M.B., Cook, A.E., Crundwell, M.P., Dugan, B., Elger, J., Gamboa, D., Georgiopoulou, A., Greve, A., Han, S., Heeschen, K.U., Hu, G., Kim, G.Y., Kitajima, H., Koge, H., Li, X., Machado, K.S., McNamara, D.D., Moore, G.F., Mountjoy, J.J., Nole, M.A., Owari, S., Paganoni, M., Petronotis, K.E., Rose, P.S., Screaton, E.J., Shankar, U., Shepherd, C.L., Torres, M.E., Underwood, M.B., Wang, X., Woodhouse, A.D. et Wu, H.-Y. (2019c). Expedition 372A summary. Dans Pecher, I.A., Barnes, P.M., LeVay, L.J., and the Expedition 372A Scientists, Creeping Gas Hydrate Slides. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 372A: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). https://doi.org/10.14379/iodp.proc.372A.101.2019

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., Kitajima, H., Kutterolf, S., Hashimoto, Y., Engelmann de Oliveira, C. H., Noda, A., Crundwell, M. P., Shepherd, C. L., Woodhouse, A. D., Harris, R. N., and IODP Expedition 372 Scientists. (2020). Slow slip source characterized by lithological and geometric heterogeneity. Science Advances, 6(13), eaay3314. https://doi.org/10.1126/sciadv.aay3314

Barker, D. H. N., Sutherland, R., Henrys, S. et Bannister, S. (2009). Geometry of the Hikurangi subduction thrust and upper plate, North Island, New Zealand. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 10(2), https://doi.org/10.1029/2008GC002153

Barker, D. H. N., Henrys, S., Caratori Tontini, F., Barnes, P. M., Bassett, D., Todd, E. et Wallace, L. (2018). Geophysical Constraints on the Relationship Between Seamount Subduction, Slow Slip, and Tremor at the North Hikurangi Subduction Zone, New Zealand. Geophysical Research Letters, 45(23), 12, 804-12,813. https://doi.org/10.1029/2018GL080259

Barrett, E. P., Joyner, L. G. et Halenda, P. P. (1951). The Determination of Pore Volume and Area Distributions in Porous Substances. I. Computations from Nitrogen Isotherms. Journal of the American Chemical Society, 73(1), 373-380. https://doi.org/10.1021/ja01145a126

Bartlow, N. M., Wallace, L. M., Beavan, R. J., Bannister, S. et Segall, P. (2014). Time-dependent modeling of slow slip events and associated seismicity and tremor at the Hikurangi subduction zone, New Zealand. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119(1), 734-753. https://doi.org/10.1002/2013JB010609

Bassett, D., Sutherland, R. et Henrys, S. (2014). Slow wavespeeds and fluid overpressure in a region of shallow geodetic locking and slow slip, Hikurangi subduction margin, New Zealand. Earth and Planetary Science Letters, 389, 1-13. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.12.021

Beanland, S. et Haines, J. (1998). The kinematics of active deformation in the North Island, New Zealand, determined from geological strain rates. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 41(4), 311-323. https://doi.org/10.1080/00288306.1998.9514813

Beavan, J., Tregoning, P., Bevis, M., Kato, T. et Meertens, C. (2002). Motion and rigidity of the Pacific Plate and implications for plate boundary deformation. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 107(B10), ETG 19-1-ETG 19-15. https://doi.org/10.1029/2001JB000282

Beavan, J., Wallace, L., Fletcher, H. et Douglas, A. (2007). Slow Slip Events on the Hikurangi Subduction Interface, New Zealand. Dans P. Tregoning et C. Rizos (dir.), Dynamic Planet (vol. 130, p. 438-444). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-540-49350-1_64

Becker, K., Fisher, A. T. et Davis, E. E. (1997). The Cork experiment in Hole 949C: Long-term observations of pressure and temperature in the Barbados accretionary prism. Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results 156.

Becker, K. et Davis, E. E. (2005). A review of CORK designs and operations during the Ocean Drilling Program. In A. T. Fisher, T. Urabe, A. Klaus, & Expedition 301 Scientists (Eds.), Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. College Station, TX: Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc. https://doi.org/10.2204/iodp.proc.301.104.2005

Bekins, B. A. et Dreiss, S. J. (1992). A simplified analysis of parameters controlling dewatering in accretionary prisms. Earth and Planetary Science Letters, 109(3-4), 275-287. https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90092-A

Bekins, B. A., McCaffrey, A. M. et Dreiss, S. J. (1995). Episodic and constant flow models for the origin of low-chloride waters in a modern accretionary complex. Water Resources Research, 31(12), 3205-3215. https://doi.org/10.1029/95WR02569

Bell, R., Sutherland, R., Barker, D. H. N., Henrys, S., Bannister, S., Wallace, L. et Beavan, J. (2010). Seismic reflection character of the Hikurangi subduction interface, New Zealand, in the region of repeated Gisborne slow slip events. Geophysical Journal International, 180(1), 34-48. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04401.x

Bell, R., Holden, C., Power, W., Wang, X. et Downes, G. (2014). Hikurangi margin tsunami earthquake generated by slow seismic rupture over a subducted seamount. Earth and Planetary Science Letters, 397, 1-9. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.04.005

Benioff, H. et Press, F. (1958). Progress Report on Long Period Seismographs. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 1(3), 208-215. https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1958.tb00054.x

Benioff, H. (1963). Source wave forms of three earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, 53(5), 893-903.

Beroza, G. C. et Ide, S. (2011). Slow Earthquakes and Nonvolcanic Tremor. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 39(1), 271-296. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040809-152531

Bertrand, L., Géraud, Y. et Diraison, M. (2021) Petrophysical properties in faulted basement rocks: Insights from outcropping analogues on the West European Rift shoulders. Geothermics, 95, 102144, https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2021.102144

Bevis, M., Taylor, F. W., Schutz, B. E., Recy, J., Isacks, B. L., Helu, S., Singh, R., Kendrick, E., Stowell, J., Taylor, B. et Calmantli, S. (1995). Geodetic observations of very rapid

convergence and back-arc extension at the Tonga arc. Nature, 374(6519), 249-251. https://doi.org/10.1038/374249a0

Bialas, J., Greinert, J., Linke, P. et Pfannkuche, O. (2007). RV Sonne Fahrtbericht / Cruise Report SO191 - New Vents « Puaretanga Hou » : Wellington - Napier - Auckland, 11.01. - 23.03.2007(vol. 09). IFM-GEOMAR. https://doi.org/10.3289/ifm-geomar_rep_9_2007

Bibby, H. M., Caldwell, T. G., Davey, F. J. et Webb, T. H. (1995). Geophysical evidence on the structure of the Taupo Volcanic Zone and its hydrothermal circulation. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 68(1-3), 29-58. https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)00007-H

Bilek, S. L. et Lay, T. (2002). Tsunami earthquakes possibly widespread manifestations of frictional conditional stability. Geophysical Research Letters, 29(14), 18-1-18-4. https://doi.org/10.1029/2002GL015215

Bilek, S. L. et Lay, T. (2018). Subduction zone megathrust earthquakes. Geosphere, 14(4), 1468-1500. https://doi.org/10.1130/GES01608.1

Bilham, R., Engdahl, R., Feldl, N. et Satyabala, S. P. (2005). Partial and Complete Rupture of the Indo-Andaman Plate Boundary 1847-2004. Seismological Research Letters, 76(3), 299-311. https://doi.org/10.1785/gssrl.76.3.299

Bird, P. (1984). Laramide crustal thickening event in the Rocky Mountain Foreland and Great Plains. Tectonics, 3(7), 741-758. https://doi.org/10.1029/TC003i007p00741

Bland, K. J., Uruski, C. I. et Isaac, M. J. (2015). Pegasus Basin, eastern New Zealand: A stratigraphic record of subsidence and subduction, ancient and modern. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 58(4), 319-343. https://doi.org/10.1080/00288306.2015.1076862

Bletery, Q., Sladen, A., Jiang, J. et Simons, M. (2016). A Bayesian source model for the 2004 great Sumatra-Andaman earthquake. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 121(7), 5116-5135. https://doi.org/10.1002/2016JB012911

Blum, P. (1997). Physical properties handbook: a guide to the shipboard measurement of physical properties of deep-sea cores, ODP Tech. Note, 26.College Station, TX: International Ocean Discovery Program. https://doi.org/10.2973/odp.tn.26.1997

Bock, Y. (2003). Crustal motion in Indonesia from Global Positioning System measurements. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B8). https://doi.org/10.1029/2001JB000324

Boles, J. R. et Franks, S. G. (1979). Clay diagenesis in Wilcox sandstones of Southwest Texas; implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. Journal of Sedimentary

Research, 49(1), 55-70. https://doi.org/10.1306/212F76BC-2B24-11D7-8648000102C1865D

Boneh, Y., Schottenfels, E., Kwong, K., Zelst, I., Tong, X., Eimer, M., Miller, M. S., Moresi, L., Warren, J. M., Wiens, D. A., Billen, M., Naliboff, J. et Zhan, Z. (2019). Intermediate-Depth Earthquakes Controlled by Incoming Plate Hydration Along Bending-Related Faults. Geophysical Research Letters, 46(7), 3688-3697. https://doi.org/10.1029/2018GL081585

Bossennec, C., Géraud, Y., Moretti, I., Mattioni, L. et Stemmelen, D. (2018). Pore network properties of sandstones in a fault damage zone. Journal of Structural Geology, 110, 24-44. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.02.003

Boston, B., Moore, G. F., Jurado, M. J. et Sone, H. (2016). Deformation of the Nankai Trough inner accretionary prism: The role of inherited structures. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 17(2), 485-500. https://doi.org/10.1002/2015GC006185

Böttner, C., Gross, F., Geersen, J., Crutchley, G.J., Mountjoy J.J. et Krastel, S. (2018). Marine Forearc Extension in the Hikurangi Margin: New Insights From High-Resolution 3-D Seismic Data. Tectonics. 37(5), 1472-1491. https://doi.org/10.1029/2017TC004906

Boulton, C., Niemeijer, A. R., Hollis, C. J., Townend, J., Raven, M. D., Kulhanek, D. K. et Shepherd, C. L. (2019). Temperature-dependent frictional properties of heterogeneous Hikurangi Subduction Zone input sediments, ODP Site 1124. Tectonophysics, 757, 123-139. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.02.006

Bourlange, S. et 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(3), 323-334. https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2007.00181.x

Bourlange, S., Henry, P., Moore, J. C., Mikada, H. et 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(1-2), 103-112. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00082-7

Brace, W. F. et Byerlee, J. D. (1966). Stick-Slip as a Mechanism for Earthquakes. Science, 153(3739), 990. https://doi.org/10.1126/science.153.3739.990

Brace, W. F. (1984). Permeability of crystalline rocks: New in situ measurements. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 89(B6), 4327-4330. https://doi.org/10.1029/JB089iB06p04327

Bray, C. J. et Karig, D. E. (1985). Porosity of sediments in accretionary prisms and some implications for dewatering processes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth,

90(B1), 768-778. https://doi.org/10.1029/JB090iB01p00768

Briggs, R. W. (2006). Deformation and Slip Along the Sunda Megathrust in the Great 2005 Nias-Simeulue Earthquake. Science, 311(5769), 1897-1901. https://doi.org/10.1126/science.1122602

Brown, K. M. et Ransom, B. (1996). Porosity corrections for smectite-rich sediments: Impact on studies of compaction, fluid generation, and tectonic history. Geology, 24(9), 843-846. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0843:PCFSRS>2.3.CO;2

Brown, K. M., Kopf, A., Underwood, M. B. et Weinberger, J. L. (2003). Compositional and fluid pressure controls on the state of stress on the Nankai subduction thrust: A weak plate boundary. Earth and Planetary Science Letters, 214(3-4), 589-603. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00388-1

Brown, K., Tryon, M., Deshon, H., Dorman, L. et Schwartz, S. (2005). Correlated transient fluid pulsing and seismic tremor in the Costa Rica subduction zone. Earth and Planetary Science Letters, 238(1-2), 189-203. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.055

Brown, J. R., Beroza, G. C., Ide, S., Ohta, K., Shelly, D. R., Schwartz, S. Y., Rabbel, W., Thorwart, M. et Kao, H. (2009). Deep low-frequency earthquakes in tremor localize to the plate interface in multiple subduction zones. Geophysical Research Letters, 36(19), L19306. https://doi.org/10.1029/2009GL040027

Brown, J. R., Prejean, S. G., Beroza, G. C., Gomberg, J. S. et Haeussler, P. J. (2010, décembre). Evidence for Deep Tectonic Tremor in the Alaska-Aleutian Subduction Zone. [communication par affiche]. American Geophysical Union, Fall Meeting, San Fracisco, Etats Unis d'Amérique. https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2010AGUFM.S23A2091B

Brudzinski, M. R. et Allen, R. M. (2007). Segmentation in episodic tremor and slip all along Cascadia. Geology, 35(10), 907. https://doi.org/10.1130/G23740A.1

Brunauer, S., Emmett, P. H. et Teller, E. (1938). Adsorption of Gases in Multimolecular Layers. Journal of the American Chemical Society, 60(2), 309-319. https://doi.org/10.1021/ja01269a023

Bussian, A. E. (1983). Electrical conductance in a porous medium. Geophysics, 48(9), 1258–1268. https://doi.org/10.1190/1.1441549

Byrne, T. et Hibbard, J. (1987). Landward vergence in accretionary prisms: The role of the backstop and thermal history. Geology, 15(12), 1163-1167. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<1163:LVIAPT>2.0.CO;2

Calahorrano AB, Sallares V, Collot J-Y, Sage F, et Ranero C. R. (2008). Nonlinear variations of the physical properties along the southern Ecuador subduction channel: results from depth-

migrated seismic data. Earth and Planetary Science Letters, 267(3–4), 453–67. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.061

Carey, J.M., Crutchley, G.J., Mountjoy, J.J., Petley, D.N., McSaveney, M.J., et Lyndsell, B. (2019). Slow episodic movement driven by elevated pore-fluid pressures in shallow subaqueous slopes. Geomorphology. 329, 99-107. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.12.034

Carothers J.E. (1968) A statistical study of the formation factor, The Log Analyst 9(5), 13-20.

Carr, H. Y. et Purcell, E. M. (1954). Effects of diffusion on free precession in nuclear magnetic resonance experiments. Physical Review, 94(3), 630–638. https://doi.org/10.1103/PhysRev.94.630

Carrier, B. (2013). Influence of water on the short-term and long-term mechanical properties of swelling clays: experiments on self-supporting films and molecular simulations. [thèse de doctorat, Université Paris-Est]. HAL. https://pastel.archives-ouvertes.fr/pastel-00960833

Carson, B. et Screaton, E. J. (1998). Fluid flow in accretionary prisms: Evidence for focused, time-variable discharge. Reviews of Geophysics, 36(3), 329-351. https://doi.org/10.1029/97RG03633

Cerchiari, A., Fukuchi, R., Gao, B., Hsiung, K.-H., Jaeger, D., Kaneki, S., Keller, J., Kimura, G., Kuo, S.-T., Lymer, G., Maison, T., Motohashi, G., Regalla, C., Singleton, D. et Yabe, S. (2018). IODP workshop: Core-Log Seismic Investigation at Sea – Integrating legacy data to address outstanding research questions in the Nankai Trough Seismogenic Zone Experiment. Scientific Drilling, 24, 93-107. https://doi.org/10.5194/sd-24-93-2018

Cheng, K. et Heidari, Z. (2017). Combined interpretation of NMR and TGA measurements to quantify the impact of relative humidity on hydration of clay minerals. Applied Clay Science, 143, 362-371. https://doi.org/10.1016/j.clay.2017.04.006

Cheng, K. et Heidari, Z. (2018). A new method for quantifying cation exchange capacity in clay minerals. Applied Clay Science, 161, 444-455. https://doi.org/10.1016/j.clay.2018.05.006

Chester, F. M., Mori, J. J., Toczko, S., Eguchi, N., et Expedition 343/343T Scientists. (2012). JapanTrench Fast Drilling Project (JFAST). Integrated Ocean Drilling Program. https://doi.org/10.2204/iodp.pr.343343T.2012

Chlieh, M., Avouac, J.-P., Hjorleifsdottir, V., Song, T.-R. A., Ji, C., Sieh, K., Sladen, A., Hebert, H., Prawirodirdjo, L., Bock, Y. et Galetzka, J. (2007). Coseismic Slip and Afterslip of the Great Mw 9.15 Sumatra-Andaman Earthquake of 2004. Bulletin of the Seismological Society of America, 97(1A), S152-S173. https://doi.org/10.1785/0120050631

Chlieh, M., Avouac, J. P., Sieh, K., Natawidjaja, D. H. et Galetzka, J. (2008). Heterogeneous coupling of the Sumatran megathrust constrained by geodetic and paleogeodetic

measurements. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 113(B5). https://doi.org/10.1029/2007JB004981

Clift, P. et Vanucchi, P. (2004). Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. Reviews of Geophysics, 42(2). https://doi.org/10.1029/2003RG000127

Cloos, M. et Shreve, R. L. (1988). Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 1. Background and description. Pure and Applied Geophysic, 128(3-4), 455-500. https://doi.org/10.1007/BF00874548

Cochrane, G. R., Moore, J. C., MacKay, M. E. et Moore, G. F. (1994). Velocity and inferred porosity model of the Oregon accretionary prism from multichannel seismic reflection data: Implications on sediment dewatering and overpressure. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 99(B4), 7033. https://doi.org/10.1029/93JB03206

Colella, H. V., J. H. Dieterich et Richards-Dinger, K. B. (2011). Multievent simulations of slow slip events for a Cascadia-like subduction zone. Geophysical Research Letters, 38, L16312, https://doi.org/10.1029/2011GL048817

Collot, J.-Y., Delteil, J., Lewis, K. B., Davy, B., Lamarche, G., Audru, J.-C., Barnes, P., Chanier, F., Chaumillon, E., Lallemand, S., de Lepinay, B. M., Orpin, A., Pelletier, B., Sosson, M., Toussaint, B. et Uruski, C. (1996). From oblique subduction to intra-continental transpression: Structures of the southern Kermadec-Hikurangi margin from multibeam bathymetry, side-scan sonar and seismic reflection. Marine Geophysical Researches, 18(2-4), 357-381. https://doi.org/10.1007/BF00286085

Collot, J.-Y., Lewis, K., Lamarche, G. et Lallemand, S. (2001). The giant Ruatoria debris avalanche on the northern Hikurangi margin, New Zealand: Result of oblique seamount subduction. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 106(B9), 19271-19297. https://doi.org/10.1029/2001JB900004

Colten-Bradley, V. A. (1987). Role of Pressure in Smectite Dehydration—Effects on Geopressure and Smectite-to-Illite Transformation. AAPG Bulletin, 71(11), 1414-1427. https://doi.org/10.1306/703C8092-1707-11D7-8645000102C1865D

Comer, R. P. (1980). Tsunami height and earthquake magnitude: Theoretical basis of an empirical relation. Geophysical Research Letters, 7(6), 445-448. https://doi.org/10.1029/GL007i006p00445

Conin, M. (2011). 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 [thèse de doctorat,

Université Paul Cézanne Aix-Marseille III].

Conin, M., Henry, P., Bourlange, S., Raimbourg, H. et 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. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 12(3), 1-17. https://doi.org/10.1029/2010GC003381

Contreras-Reyes, E., Flueh, E. R. et Grevemeyer, I. (2010). Tectonic control on sediment accretion and subduction off south central Chile: Implications for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes. Tectonics, 29(6). https://doi.org/10.1029/2010TC002734

Cook, A.E., Paganoni, M., Clennell, M.B., McNamara, D.D., Nole, M., Wang, X., Han, S., Bell, R.E., Solomon, E.A., Saffer, D.M., et al. (2020). Physical Properties and Gas Hydrate at a Near-Seafloor Thrust Fault, Hikurangi Margin, New Zealand. Geophysical Research Letters, 47, https://doi.org/10.1029/2020GL088474

Corbi, F., Herrendörfer, R., Funiciello, F. et van Dinther, Y. (2017). Controls of seismogenic zone width and subduction velocity on interplate seismicity: Insights from analog and numerical models. Geophysical Research Letters, 44(12), 6082-6091. https://doi.org/10.1002/2016GL072415

Couvin, B., Georgiopoulou, A., Mountjoy, J.J., Amy, L., Crutchley, G.J., Brunet, M., Cardona, S., Gross, F., Böttner, C., Krastel, S. et Pecher, I. (2020). A new depositional model for the Tuaheni Landslide Complex, Hikurangi Margin, New Zealand. Geological Society, London, Special Publications. 500(1), 551–566. https://doi.org/10.1144/SP500-2019-180

Crutchley, G. J., Pecher, I. A., Gorman, A. R., Henrys, S. A. et Greinert, J. (2010). Seismic imaging of gas conduits beneath seafloor seep sites in a shallow marine gas hydrate province, Hikurangi Margin, New Zealand. Methane seeps at the Hikurangi Margin, New Zealand, 272(1), 114-126. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.03.007

Crutchley, G. J., Klaeschen, D., Henrys, S. A., Pecher, I. A., Mountjoy, J. J. et Woelz, S. (2020). Subducted sediments, upper-plate deformation and dewatering at New Zealand's southern Hikurangi subduction margin. Earth and Planetary Science Letters, 530, 115945. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115945

Cummins, P. R. et Kaneda, Y. (2000). Possible splay fault slip during the 1946 Nankai earthquake. Geophysical Research Letters, 27(17), 2725-2728. https://doi.org/10.1029/1999GL011139

Cummins, P. R., Hori, T. et Kaneda, Y. (2001). Splay fault and megathrust earthquake slip in the Nankai Trough. Earth, Planets and Space, 53(4), 243-248.

https://doi.org/10.1186/BF03352381

Curray, J. et Moore, D.G. (1971). Growth of the Bengal Deep-Sea Fan and Denudation in the Himalayas. Geological Society of America Bulletin, 82, 563-572. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[563:GOTBDF]2.0.CO;2

Currie, C. A., Hyndman, R. D., Wang, K. et Kostoglodov, V. (2002). Thermal models of the Mexico subduction zone: Implications for the megathrust seismogenic zone: Thermal Models Of The Mexico Subduction Zone. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 107(B12), ETG 15-1-ETG 15-13. https://doi.org/10.1029/2001JB000886

Dahlen, F. A. (1990). Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 18(1), 55-99. https://doi.org/10.1146/annurev.ea.18.050190.000415

Dai, S., Santamarina, J.C., Waite, W.F. et Kneafsey, T.J. (2012). Hydrate morphology: Physical properties of sands with patchy hydrate saturation. Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 117(B11205). https://doi.org/10.1029/2012JB009667

Dai, S. et Seol, Y. (2014). Water permeability in hydrate-bearing sediments: a pore-scale study. Geophysical Research Letters. 41(12), 4176–4184. https://doi.org/10.1002/2014GL060535

Daigle, H. et Dugan, B. (2009). Extending NMR data for permeability estimation in fine-grained sediments. Marine and Petroleum Geology, 26(8), 1419-1427. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.02.008

Daigle, H. (2014). Microporosity development in shallow marine sediments from the Nankai Trough. Marine Geology, 357, 293-303. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.09.041

Daigle, H. et Dugan, B. (2014). Data report: permeability, consolidation, stress state, and pore system characteristics of sediments from Sites C0011, C0012, and C0018 of the Nankai Trough. In Henry, P., Kanamatsu, T., Moe, K., and the Expedition 333 Scientists, Proc. IODP, 333: Tokyo (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). https://doi.org/10.2204/iodp.proc.

Daigle, H., Thomas, B., Rowe, H. et Nieto, M. (2014). Nuclear magnetic resonance characterization of shallow marine sediments from the Nankai Trough, Integrated Ocean Drilling Program Expedition 333: NMR of Nankai Trough sediments. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119(4), 2631-2650. https://doi.org/10.1002/2013JB010784

Daigle, H., Ghanbarian, B., Henry, P. et Conin, M. (2015a). Universal scaling of the formation factor in clays: Example from the Nankai Trough. Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 120(11), 7361–7375. https://doi.org/10.1002/2015JB012262

Daigle, H., Cook, A. et Malinverno, A. (2015b). Permeability and porosity of hydrate-bearing sediments in the northern Gulf of Mexico. Marine and Petroleum Geology. 68(A), 551-564. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.10.004

Darby, D. et Beavan, J. (2001). Evidence from GPS measurements for contemporary interplate coupling on the southern Hikurangi subduction thrust and for partitioning of strain in the upper plate. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 106(B12), 30881-30891. https://doi.org/10.1029/2000JB000023

Darby, D. et Funnell, R, H. (2001). Overpressure associated with a convergent plate margin: East Coast Basin, New Zealand. Petroleum Geoscience, 7, 291-299, https://doi.org/10.1144/petgeo.7.3.291

Das, P., Lin, A. T.-S., Chen, M.-P. P., Miramontes, E., Liu, C.-S., Huang, N.-W., Kung, J., Hsu, S.-K., Pillutla, R. K. et Nayak, K. (2021). Deep-sea submarine erosion by the Kuroshio Current in the Manila accretionary prism, offshore Southern Taiwan. Tectonophysics, 807, 228813, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228813

Davey, F. J., Hampton, M., Childs, J., Fisher, M. A., Lewis, K. et Pettinga, J. R. (1986). Structure of a growing accretionary prism, Hikurangi margin, New Zealand. Geology, 14(8), 663. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<663:SOAGAP>2.0.CO;2

Davey, F. J., Henrys, S. et Lodolo, E. (1997). A seismic crustal section across the East Cape convergent margin, New Zealand. Tectonophysics, 269(3-4), 199-215. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00165-5

Davies, J. H. (1999). The role of hydraulic fractures and intermediate-depth earthquakes in generating subduction-zone magmatism. Nature, 398(6723), 142-145. https://doi.org/10.1038/18202

Davis, D., Suppe, J. et Dahlen, F. A. (1983). Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 88(B2), 1153. https://doi.org/10.1029/JB088iB02p01153

Davis, E. E., K. Becker, K. Wang, K. Obara, Y. Ito, et Kinoshita, M. (2006). A discrete episode of seismic and aseismic deformation of the Nankai trough subduction zone accretionary prism and incoming Philippine Sea plate, Earth Planet. Sci. Lett., 242, 73–84, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.11.054

Davis, E., Becker, K., Wang, K. et Kinoshita, M. (2009). Co-seismic and post-seismic pore-fluid pressure changes in the Philippine Sea plate and Nankai decollement in response to a seismogenic strain event off Kii Peninsula, Japan. Earth, Planets and Space, 61(6), 649-657. https://doi.org/10.1186/BF03353174

Davis, E., Heesemann, M. et Wang, K. (2011). Evidence for episodic aseismic slip across the subduction seismogenic zone off Costa Rica: CORK borehole pressure observations at the subduction prism toe. Earth and Planetary Science Letters, 306(3-4), 299-305. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.017

Davis, E., Kinoshita, M., Becker, K., Wang, K., Asano, Y. et Ito, Y. (2013). Episodic deformation and inferred slow slip at the Nankai subduction zone during the first decade of CORK borehole pressure and VLFE monitoring. Earth and Planetary Science Letters, 368, 110-118. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.03.009

Davis, E. E., Villinger, H. et Sun, T. (2015). Slow and delayed deformation and uplift of the outermost subduction prism following ETS and seismogenic slip events beneath Nicoya Peninsula, Costa Rica. Earth and Planetary Science Letters, 410, 117-127. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.11.015

Davy, B. W. (1992). The Influence of Subducting Plate Buoyancy on Subduction of the Hikurangi-Chatham Plateau beneath the North Island, New Zealand. Dans J. S. Watkins, F. Zhiqiang et K. J. McMillen (dir.), Geology and Geophysics of Continental Margins (vol. 53, p. 0). American Association of Petroleum Geologists. https://doi.org/10.1306/M53552C6

Davy, B. et Wood, R. (1994). Gravity and magnetic modelling of the Hikurangi Plateau. Marine Geology, 118(1-2), 139-151. https://doi.org/10.1016/0025-3227(94)90117-1

Davy, B., Hoernle, K. et Werner, R. (2008). Hikurangi Plateau: Crustal structure, rifted formation, and Gondwana subduction history. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9(7), n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2007GC001855

Dean, S. M., McNeill, L. C., Henstock, T. J., Bull, J. M., Gulick, S. P. S., Austin, J. A., Bangs, N. L. B., Djajadihardja, Y. S. et Permana, H. (2010). Contrasting Decollement and Prism Properties over the Sumatra 2004-2005 Earthquake Rupture Boundary. Science, 329(5988), 207-210. https://doi.org/10.1126/science.1189373

De Boer, J.H. (1958). The structure and properties of porous materials. Dans: Proceedings of the Tenth Symposium of the Colston Research Society Held in the University of Bristol, Butterworths, London, 68–94.

Delahaye, E. J., Townend, J., Reyners, M. E. et Rogers, G. (2009). Microseismicity but no tremor accompanying slow slip in the Hikurangi subduction zone, New Zealand. Earth and Planetary Science Letters, 277(1-2), 21-28. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.038

DeMets, C., Gordon, R. G. et Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. Geophysical Journal International, 181(1), 1-80. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x

Deng, X. et Underwood, M. B. (2001). Abundance of smectite and the location of a plate-boundary

fault, Barbados accretionary prism. GSA Bulletin, 113(4), 495-507. https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<0495:AOSATL>2.0.CO;2

Dennis, B. (1997). Pores explored. Middle East well evaluation review (Vol. 19, 53–65). Schlumberger.

Derkowski, A., Środoń, J. et McCarty, D. K. (2015). Cation exchange capacity and water content of opal in sedimentary basins: Example from the Monterey Formation, California. American Mineralogist, 100(5-6), 1244-1256. https://doi.org/10.2138/am-2015-5008

Dewhurst, D.N., Aplin, A.C., Sarda, J.P. et Yang, Y. (1998). Compaction-driven evolution of porosity and permeability in natural mudstones: an experimental study. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 10, 651–661, http://dx.doi.org/10.1029/97jb02540

Dewhurst, D.N., Aplin, A.C. et Sarda, J.P. (1999). Influence of clay fraction on pore-scale properties and hydraulic conductivity of experimentally compacted mudstones. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 104, B12, 29261–29274, http://dx.doi.org/10.029/1999jb900276

Dieterich, J. H. (1979). Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 84(B5), 2161-2168. https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02161

Director General for disaster Managmenet Cabinet Office, Government of Japan. Mars 2015. Disaster management in Japan. http://www.bousai.go.jp/1info/pdf/saigaipamphlet_je.pdf

Dixon, T. et Moore, J. C. (dir.). (2007). 10. How Accretionary Prisms Elucidate Seismogenesis in Subduction Zones. Dans The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults (p. 288-315). Columbia University Press. https://doi.org/10.7312/dixo13866-010

Dixon, T. H., Jiang, Y., Malservisi, R., McCaffrey, R., Voss, N., Protti, M. et Gonzalez, V. (2014). Earthquake and tsunami forecasts: Relation of slow slip events to subsequent earthquake rupture. Proceedings of the National Academy of Sciences, 111(48), 17039-17044. https://doi.org/10.1073/pnas.1412299111

Doglioni, C. (1993). Geological evidence for a global tectonic polarity. Journal of the Geological Society, 150(5), 991. https://doi.org/10.1144/gsjgs.150.5.0991

Doser, D. I. et Webb, T. H. (2003). Source parameters of large historical (1917-1961) earthquakes, North Island, New Zealand. Geophysical Journal International, 152(3), 795-832. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01895.x

Douglas, A., Beavan, J., Wallace, L. et Townend, J. (2005). Slow slip on the northern Hikurangi subduction interface, New Zealand. Geophysical Research Letters, 32(16).

https://doi.org/10.1029/2005GL023607

Downes, G. L. (2006). The 1904 Ms 6.8 Mw 7.0-7.2 Cape Turnagain, New Zealand, earthquake. Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering, 39(4), 183-207. https://doi.org/10.5459/bnzsee.39.4.183-207

Dragert, H. (2001). A Silent Slip Event on the Deeper Cascadia Subduction Interface. Science, 292(5521), 1525-1528. https://doi.org/10.1126/science.1060152

Dragert, H., Wang, K. et Rogers, G. (2004). Geodetic and seismic signatures of episodic tremor and slip in the northern Cascadia subduction zone. Earth, Planets and Space, 56(12), 1143-1150. https://doi.org/10.1186/BF03353333

Draut, A. E. et Clift, P. D. (2013). Differential preservation in the geologic record of intraoceanic arc sedimentary and tectonic processes. Earth-Science Reviews, 116, 57-84. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.11.003

Dugan, B., (2015). Data report: porosity and pore size characteristics of sediments from Site C0002 of the Nankai Trough determined by mercury injection. In Strasser, M., Dugan, B., Kanagawa, K., Moore, G.F., Toczko, S., Maeda, L., and the Expedition 338 Scientists, Proceedings IODP, 338: Yokohama (Integrated Ocean Drilling Program). https://doi.org/10.2204/iodp.proc.338.202.2015

Dunn, K. J., Bergman, D. J., et LaTorraca, G. A. (2002). Nuclear magnetic resonance: Petrophysical and logging applications, handbook of geophysical exploration: Seismic exploration (Vol. 32). Kidlington, Oxford, UK: Pargamon.

Dutilleul, J., Bourlange, S., Conin, M. et Géraud, Y. (2020a). 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

Dutilleul, J., Bourlange, S., Géraud, Y. et Stemmelen, D. (2020b). Porosity, Pore Structure, and Fluid Distribution in the Sediments Entering the Northern Hikurangi Margin, New Zealand. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 125(11). https://doi.org/10.1029/2020JB020330

Dutilleul, J., Bourlange, S. et Géraud, Y. Porosity and compaction state at the active Pāpaku thrust fault in the frontal accretionary wedge of the Northern Hikurangi margin. Article soumis pour publication.

Dutilleul, J., Bourlange, S., Géraud, Y. et Reuschlé, T. Porosity and permeability evolution in the Tuaheni Landslide Complex at North Hikurangi margin from IODP Sites U1517 and

U1519. Article soumis pour publication.

Eberhart-Phillips, D. et Reyners, M. (1999). Plate interface properties in the Northeast Hikurangi Subduction Zone, New Zealand, from converted seismic waves. Geophysical Research Letters, 26(16), 2565-2568. https://doi.org/10.1029/1999GL900567

Eberhart-Phillips, D., Reyners, M., Chadwick, M. et Chiu, J.-M. (2005). Crustal heterogeneity and subduction processes: 3-D Vp, Vp/Vs and Q in the southern North Island, New Zealand. Geophysical Journal International, 162(1), 270-288. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02530.x

Eberhart-Phillips, D., Chadwick, M. et Bannister, S. (2008). Three-dimensional attenuation structure of central and southern South Island, New Zealand, from local earthquakes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 113(B5). https://doi.org/10.1029/2007JB005359

Eberhart-Phillips, D. et Bannister, S. (2015). 3-D imaging of the northern Hikurangi subduction zone, New Zealand: variations in subducted sediment, slab fluids and slow slip. Geophysical Journal International, 201(2), 838-855. https://doi.org/10.1093/gji/ggv057

Eberhart-Phillips, D., Bannister, S. et Reyners, M. (2017). Deciphering the 3-D distribution of fluid along the shallow Hikurangi subduction zone using P- and S-wave attenuation. Geophysical Journal International, 211, 1032-1045. https://doi.org/10.1093/gji/ggx348

El Hariri, M., Bilek, S. L., DeShon, H. R., Engdahl, E. R. et Bisrat, S. (2013). Along-strike variability of rupture duration in subduction zone earthquakes: variation in earthquake rupture duration. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 118(2), 646-664. https://doi.org/10.1029/2012JB009548

Ellis, DV. (1986). Neutron porosity devices—what do they measure? First Break, 4(3), 11–17. https://doi.org/10.3997/1365-2397.1986005

Ellis, D. V. et Singer, Julian M. (2007). Well logging for earth scientists (2nd ed). Springer.

Ellis, S., Fagereng, Å., Barker, D., Henrys, S., Saffer, D., Wallace, L., Williams, C. et Harris, R. (2015). Fluid budgets along the northern Hikurangi subduction margin, New Zealand: the effect of a subducting seamount on fluid pressure. Geophysical Journal International, 202(1), 277-297. https://doi.org/10.1093/gji/ggv127

El Sayed, A. M. (2016). Petrophysical Properties of Clastic Reservoirs Using NMR Relaxometry and Mercury Injection Data: Bahariya Formation, Egypt. IOP Conference Series Earth and Environmental Science 3(3), 28-32. https://doi.org/10.1088/1755-1315/44/4/042018

Engdahl, E. R., Villasenor, A., DeShon, H. R. et Thurber, C. H. (2007). Teleseismic Relocation and Assessment of Seismicity (1918-2005) in the Region of the 2004 Mw 9.0 Sumatra-Andaman

and 2005 Mw 8.6 Nias Island Great Earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, 97(1A), S43-S61. https://doi.org/10.1785/0120050614

Evain, M. (2011). Structure sismique de la zone de subduction des Petites Antilles : implications sur les dimensions de la zone sismogene interplaque, [thèse de doctorat, Université de Nice Sophia Antipolis].

Evanzia, D., Wilson, T., Savage, M. K., Lamb, S. et Hirschberg, H. (2017). Stress Orientations in a Locked Subduction Zone at the Southern Hikurangi Margin, New Zealand: Stress Orientations. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 122(10), 7895-7911. https://doi.org/10.1002/2017JB013998

Expedition 314 Scientists. (2009). Expedition 314 Site C0006. Dans Kinoshita, M., Tobin, H., Ashi, J., Kimura, G., Lallemant, S., Screaton, E.J., Curewitz, D., Masago, H., Moe, K.T., and the Expedition 314/315/316 Scientists, Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, 314/315/316: Washington, DC (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). https://doi.org/10.2204/iodp.proc.314315316.118.2009

Expedition 316 Scientists. (2009). Expedition 316 Site C0006. In Kinoshita, M., Tobin, H., Ashi, J., Kimura, G., Lallemant, S., Screaton, E.J., Curewitz, D., Masago, H., Moe, K.T., and the Expedition 314/315/316 Scientists, Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, 314/315/316: Washington, DC (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). https://doi.org/10.2204/iodp.proc.314315316.134.2009

Expedition 317 Scientists. (2011). Site U1352. Dans Fulthorpe, C.S., Hoyanagi, K., Blum, P., and the Expedition 317 Scientists, Proc. IODP, 317: Tokyo (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). https://doi.org/10.2204/iodp.proc.317.104.2011

Expedition 334 Scientists. (2012a). Site U1378. Dans Vannucchi, P., Ujiie, K., Stroncik, N., Malinverno, A., and the Expedition 334 Scientists, Proc. IODP, 334: Tokyo (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). https://doi.org/10.2204/iodp.proc.334.103.2012

Expedition 334 Scientists. (2012b). Site U1379. Dans Vannucchi, P., Ujiie, K., Stroncik, N., Malinverno, A., and the Expedition 334 Scientists, Proc. IODP, 334: Tokyo (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). https://doi.org/10.2204/iodp.proc.334.104.2012

Fagereng, A. et Ellis, S. (2009). On factors controlling the depth of interseismic coupling on the Hikurangi subduction interface, New Zealand. Earth and Planetary Science Letters, 278(1-2), 120-130. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.11.033

Fagereng, Å., Diener, J. F. A., Ellis, S. et Remitti, F. (2018). Fluid-related deformation processes at

the up- and downdip limits of the subduction thrust seismogenic zone: What do the rocks tell us? Special Paper of the Geological Society of America, 534(12), 187-215. https://doi.org/10.1130/2018.2534(12)

Fagereng, Å., Savage, H. M., Morgan, J. K., Wang, M., Meneghini, F., Barnes, P. M., Bell, R., Kitajima, H., McNamara, D. D., Saffer, D. M., Wallace, L. M., Petronotis, K. et LeVay, L. (2019). Mixed deformation styles observed on a shallow subduction thrust, Hikurangi margin, New Zealand. Geology, 47(9), 6. https://doi.org/10.1130/G46367.1

Feng, L., Hill, E. M., Elósegui, P., Qiu, Q., Hermawan, I., Banerjee, P. et Sieh, K. (2015). Hunt for slow slip events along the Sumatran subduction zone in a decade of continuous GPS data. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 120, 6223-8632. https://doi.org/10.1002/2015JB012503

Fernández-Blanco, D., Philippon, M. et von Hagke, C. (2016). Structure and kinematics of the Sumatran Fault System in North Sumatra (Indonesia). Tectonophysics, 693, 453-464. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.04.050

Ferrage, E. (2004). Etude expérimentale de l'hydratation des smectites par simulation des raies 00ℓ de diffraction des rayons X. Implications pour l'étude d'une perturbation thermique sur la minéralogie de l'argilite du site Meuse-Haute Marne. [thèse de doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble I]. HAL. https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00008341

Ferrage, E. (2006). Investigation of smectite hydration properties by modeling experimental X-ray diffraction patterns: Part I. Montmorillonite hydration properties. American Mineralogist, 90(8-9), 1358-1374. https://doi.org/10.2138/am.2005.1776

Ferrage, E., Lanson, B., Michot, L. J. et Robert, J.-L. (2010). Hydration Properties and Interlayer Organization of Water and Ions in Synthetic Na-Smectite with Tetrahedral Layer Charge. Part 1. Results from X-ray Diffraction Profile Modeling. The Journal of Physical Chemistry C, 114(10), 4515-4526. https://doi.org/10.1021/jp909860p

Ferrage, E. (2016). Investigation of the Interlayer Organization of Water and Ions In Smectite from the Combined Use of Diffraction Experiments And Molecular Simulations. a Review of Methodology, Applications, And Perspectives. Clays and Clay Minerals, 64(4), 348-373. https://doi.org/10.1346/CCMN.2016.0640401

Ferrand, T. P., Hilairet, N., Incel, S., Deldicque, D., Labrousse, L., Gasc, J., Renner, J., Wang, Y., Green II, H. W. et Schubnel, A. (2017). Dehydration-driven stress transfer triggers intermediate-depth earthquakes. Nature Communications, 8(1), 15247. https://doi.org/10.1038/ncomms15247

Festa, A., Dilek, Y., Mittempergher, S., Ogata, K., Pini, G. A. et Remitti, F. (2018). Does subduction

of mass transport deposits (MTDs) control seismic behavior of shallow–level megathrusts at convergent margins? Gondwana Research, 60, 186-193. https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.05.002

Field, B. D., Uruski, C. I., Beu, A. G., Browne, G. H., Crampton, J. S., Funnell, R. H., Killops, S.D., S. D., Laird, M., Mazengarb, C., Morgans, H. E. G., Rait, G. J., Smale, D. et Strong, C. P. (1997). Cretaceous-Cenozoic geology and petroleum systems of the East Coast region, New Zealand. Lower Hutt, N.Z: Institute of Geological & Nuclear Sciences.

Fisher, R.V. et Schmincke, H.-U. (1984). Pyroclastic Rocks: Berlin (Springer-Verlag). http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-74864-6

Fisher, D. M., Brantley, S. L., Everett, M. et Dzvonik, J. (1995). Cyclic fluid flow through a regionally extensive fracture network within the Kodiak accretionary prism. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 100(B7), 12881-12894. https://doi.org/10.1029/94JB02816

Fitch, T. J. (1972). Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the western Pacific. Journal of Geophysical Research, 77(23), 4432-4460. https://doi.org/10.1029/JB077i023p04432

Fitts, T. G. et Brown, K. M. (1999). Stress-induced smectite dehydration: ramifications for patterns of freshening and fluid expulsion in the N. Barbados accretionary wedge. Earth and Planetary Science Letters, 172(1-2), 179-197. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00168-5

Flemings, P. B. et Saffer, D. M. (2018). Pressure and Stress Prediction in the Nankai Accretionary Prism: A Critical State Soil Mechanics Porosity-Based Approach. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 123(2), 1089-1115. https://doi.org/10.1002/2017JB015025

France-Lanord, C., Spiess, V., Klaus, A., Schwenk, T., and the Expedition 354 Scientists, (2016). Bengal Fan. Proceedings of the International Ocean Dis- covery Program, 354: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). http://dx.doi.org/10.14379/iodp.proc.354.2016

François-Holden, C., Bannister, S., Beavan, J., Cousins, J., Field, B., McCaffrey, R., McVerry, G., Reyners, M., Ristau, J., Samsonov, S., et Wallace, L. (2008). The Mw 6.6 Gisborne earthquake of 2007. Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering, 41(4), 266-277. https://doi.org/10.5459/bnzsee.41.4.266-277

Frank, W. B., N. M. Shapiro, A. L. Husker, V. Kostoglodov, H. S. Bhat etCampillo M. (2015). Along-fault pore-pressure evolution during a slow-slip event in Guerrero, Mexico. Earth and Planetary Science Letters, 413, 135–143. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.051

Franke, D., Schnabel, M., Ladage, S., Tappin, D. R., Neben, S., Djajadihardja, Y. S., Müller, C., Kopp, H. et Gaedicke, C. (2008). The great Sumatra–Andaman earthquakes — Imaging the boundary between the ruptures of the great 2004 and 2005 earthquakes. Earth and Planetary Science Letters, 269(1), 118-130. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.01.047

Freed, R. et Peacor, D. (1989). Geopressured Shale and Sealing Effect of Smectite to Illite Transition. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 73, 1223-1232.

French, M. E. et Morgan, J. K. (2020). Pore Fluid Pressures and Strength Contrasts Maintain Frontal Fault Activity, Northern Hikurangi Margin, New Zealand. Geophysical Research Letters, 47(21). https://doi.org/10.1029/2020GL089209

Frisch, W., Meschede, M. et Blakey, R. C. (2011). Plate Tectonics. Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-540-76504-2

Fry, B., Chao, K., Bannister, S., Peng, Z. et Wallace, L. (2011). Deep tremor in New Zealand triggered by the 2010 Mw8.8 Chile earthquake. Geophysical Research Letters, 38(L15306), 5. https://doi.org/10.1029/2011GL048319

Fuchs, F., Lupi, M. et Miller, S. A. (2014). Remotely triggered nonvolcanic tremor in Sumbawa, Indonesia. Geophysical Research Letters, 41(12), 4185-4193. https://doi.org/10.1002/2014GL060312

Fujiwara, T., Kodaira, S., No, T., Kaiho, Y., Takahashi, N. et Kaneda, Y. (2011). The 2011 Tohoku-Oki Earthquake: Displacement Reaching the Trench Axis. Science, 334(6060), 1240-1240. https://doi.org/10.1126/science.1211554

Fukao, Y. (1979). Tsunami earthquakes and subduction processes near deep-sea trenches. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 84(B5), 2303. https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02303

Fulton, P. M. et Harris, R. N. (2012). Thermal considerations in inferring frictional heating from vitrinite reflectance and implications for shallow coseismic slip within the Nankai Subduction Zone. Earth and Planetary Science Letters, 335-336, 206-215. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.04.012

Fulton, P. M., Brodsky, E. E., Kano, Y., Mori, J., Chester, F., Ishikawa, T., Harris, R. N., Lin, W., Eguchi, N. et Toczko, S. (2013). Low Coseismic Friction on the Tohoku-Oki Fault Determined from Temperature Measurements. Science, 342(6163), 1214-1217. https://doi.org/10.1126/science.1243641

Gale, N., Gledhill, K., Chadwick, M. et Wallace, L. (2015). The Hikurangi Margin Continuous GNSS and Seismograph Network of New Zealand. Seismological Research Letters, 86(1), 101-108. https://doi.org/10.1785/0220130181

Gallego, A., Russo, R. M., Comte, D., Mocanu, V. I. et Murdie, R. E. (2006, décembre). Non-Volcanic Seismic Tremor in the Chile Triple Junction Region. [communication par affiche]. American Geophysical Union, Fall Meeting., San Fracisco, Etats Unis d'Amérique. https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2006AGUFM.T54A..02G/

Gamage, K., Screaton, E., Bekins, B. et Aiello, I. (2011). Permeability–porosity relationships of subduction zone sediments. Marine Geology, 279(1-4), 19-36. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.10.010

Gasc, J., Hilairet, N., Yu, T., Ferrand, T., Schubnel, A. et Wang, Y. (2017). Faulting of natural serpentinite: Implications for intermediate-depth seismicity. Earth and Planetary Science Letters, 474, 138-147. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.06.016

Geist, E. L., Bilek, S. L., Arcas, D. et Titov, V. V. (2006). Differences in tsunami generation between the December 26, 2004 and March 28, 2005 Sumatra earthquakes. Earth, Planets and Space, 58(2), 185-193. https://doi.org/10.1186/BF03353377

Genrich, J. F., Bock, Y., McCaffrey, R., Prawirodirdjo, L., Stevens, C. W., Puntodewo, S. S. O., Subarya, C. et Wdowinski, S. (2000). Distribution of slip at the northern Sumatran fault system. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 105(B12), 28327-28341. https://doi.org/10.1029/2000JB900158

Geersen, J., McNeill, L., Henstock, T. J. et Gaedicke, C. (2013). The 2004 Aceh-Andaman Earthquake: Early clay dehydration controls shallow seismic rupture: Shallow Rupture off Northern Sumatra. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 14(9), 3315-3323. https://doi.org/10.1002/ggge.20193

Geersen, J., Ranero, C. R., Klaucke, I., Behrmann, J. H., Kopp, H., Tréhu, A. M., Contreras-Reyes, E., Barckhausen, U. et Reichert, C. (2018). Active Tectonics of the North Chilean Marine Forearc and Adjacent Oceanic Nazca Plate. Tectonics, 37(11), 4194-4211. https://doi.org/10.1029/2018TC005087

Ghisetti, F. C., Barnes, P. M., Ellis, S., Plaza-Faverola, A. A. et Barker, D. H. N. (2016). The last 2 Myr of accretionary wedge construction in the central Hikurangi margin (North Island, New Zealand): Insights from structural modeling. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 17(7), 2661-2686. https://doi.org/10.1002/2016GC006341

Glover, P. W. J., Hole, M. J. et Pous, J. (2000). A modified Archie's law for two conducting phases. Earth and Planetary Science Letters, 180(3), 369-383. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00168-0

Goldberg, D., Kleinberg, R., Weinberger, J., Malinverno, A., McLellan, P. et Collett, T. (2010). 16. Evaluation of natural gas-hydrate systems using borehole logs, Dans Geophysical

Characterization of Gas Hydrates, M. Riedel, E. C. Willoughby et S. Chopra, 239–261, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Okla.

Gomez, C., Lavigne, F., Paris, R. et Tabarly, S. (2010). Séisme et tsunami à Sumatra, 2004 - 2010 : de la catastrophe environnementale et humaine de décembre 2004 à la reconstruction. Géoconfluences. http://geoconfluences.ens-lyon.fr/doc/transv/Risque/RisqueScient5.htm

Gorbatov, A. et Kostoglodov, V. (1997). Maximum depth of seismicity and thermal parameter of the subducting slab: general empirical relation and its application. Tectonophysics, 277(1-3), 165-187. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00084-X

Gray, M., Bell, R. E., Morgan, J. V., Henrys, S., Barker, D. H. N., et the IODP Expedition 372 and 375 science parties. (2019). Imaging the Shallow Subsurface Structure of the North Hikurangi Subduction Zone, New Zealand, Using 2-D Full-Waveform Inversion. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 124(8), 9049-9074. https://doi.org/10.1029/2019JB017793

Green, H. W., Chen, W.-P. et Brudzinski, M. R. (2010). Seismic evidence of negligible water carried below 400-km depth in subducting lithosphere. Nature, 467(7317), 828-831. https://doi.org/10.1038/nature09401

Greene, H. G., Murai, L. Y., Watts, P., Maher, N. A., Fisher, M. A., Paull, C. E. et Eichhubl, P. (2006). Submarine landslides in the Santa Barbara Channel as potential tsunami sources. Natural Hazards and Earth System Sciences, 6(1), 63-88. https://doi.org/10.5194/nhess-6-63-2006

Greinert, J., Lewis, K. B., Bialas, J., Pecher, I. A., Rowden, A., Bowden, D. A., De Batist, M. et Linke, P. (2010). Methane seepage along the Hikurangi Margin, New Zealand: Overview of studies in 2006 and 2007 and new evidence from visual, bathymetric and hydroacoustic investigations. Marine Geology, 272(1-4), 6-25. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.01.017

Greve, A., Kars, M., Zerbst, L., Stipp, M. et Hashimoto, Y. (2020). Strain partitioning across a subduction thrust fault near the deformation front of the Hikurangi subduction margin, New Zealand: A magnetic fabric study on IODP Expedition 375 Site U1518. Earth and Planetary Science Letters, 542, 116322. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116322

Gross, F., Mountjoy, J., Crutchle, G., Koch, S., Bialas, J., Pecher, I., Woelz, S., Dannowski, A., Carey, J., Micallef, A., Böttner, C., Huhn, K. et Krastel, S. (2016, 16-22 avril). Submarine creeping landslide deformation controlled by the presence of gas hydrates: The Tuaheni Landslide Complex, New Zealand. [communication]. EGU General Assembly, Vienne,

Autriche. https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2016EGUGA..18.2078G

Gross, F., Mountjoy, J. J., Crutchley, G. J., Böttner, C., Koch, S., Bialas, J., Pecher, I., Woelz, S., Dannowski, A., Micallef, A., Huhn, K. et Krastel, S. (2018). Free gas distribution and basal shear zone development in a subaqueous landslide – Insight from 3D seismic imaging of the Tuaheni Landslide Complex, New Zealand. Earth and Planetary Science Letters, 502, 231-243. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.09.002

Grunewald, E. et Knight, R. (2009). A laboratory study of NMR relaxation times and pore coupling in heterogeneous media. Geophysics, 74(6), E215-E221. https://doi.org/10.1190/1.3223712

Gulick, S. P. S., Meltzer, A. M. et Clarke Jr., S. H. (1998). Seismic structure of the southern Cascadia subduction zone and accretionary prism north of the Mendocino triple junction. Journal of Geophysical Research B: Solid Earth, 103(B11), 27207-27222. http://pubs.er.usgs.gov/publication/70020266

Gulick, S. P. S., Austin, J. A., McNeill, L. C., Bangs, N. L. B., Martin, K. M., Henstock, T. J., Bull, J. M., Dean, S., Djajadihardja, Y. S. et Permana, H. (2011). Updip rupture of the 2004 Sumatra earthquake extended by thick indurated sediments. Nature Geoscience, 4(7), 453-456. https://doi.org/10.1038/ngeo1176

Guo, J., Likos, W.J., Underwood, M.B., Skarbek, R.M., Adamson, N., and Saffer, D. (2011). Data report: consolidation characteristics of sediments from Sites C0002, C0006, and C0007, IODP Expeditions 315 and 316, NanTroSEIZE Stage 1. Dans Kinoshita, M., Tobin, H., Ashi, J., Kimura, G., Lallemant, S., Screaton, E.J., Curewitz, D., Masago, H., Moe, K.T., and the Expedition 314/315/316 Scientists, Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, 314/315/316: Washington, DC (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). https://doi.org/10.2204/iodp.proc.314315316.213.2011

Gusiakov, V. K. (2005). Tsunami generation potential of different tsunamigenic regions in the Pacific. Marine Geology, 215(1-2), 3-9. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.033

Gutenberg, B. (1939). Tsunamis and earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, 29(4), 517-526.

Gutscher, M.-A., Klaeschen, D., Flueh, E. et Malavieille, J. (2001). Non-Coulomb wedges, wrong-way thrusting, and natural hazards in Cascadia. Geology, 29(5), 379-382. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0379:NCWWWT>2.0.CO;2

Hacker, B. R., Peacock, S. M., Abers, G. A. et Holloway, S. D. (2003). Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B1).

https://doi.org/10.1029/2001JB001129

Hamada, Y., Sakaguchi, A., Tanikawa, W., Yamaguchi, A., Kameda, J. et Kimura, G. (2015). Estimation of slip rate and fault displacement during shallow earthquake rupture in the Nankai subduction zone. Earth, Planets and Space, 67(1), 39. https://doi.org/10.1186/s40623-015-0208-0

Hamahashi, M., Saito, S., Kimura, G., Yamaguchi, A., Fukuchi, R., Kameda, J., Hamada, Y., Kitamura, Y., Fujimoto, K., Hashimoto, Y., Hina, S. et Eida, M. (2013). Contrasts in physical properties between the hanging wall and footwall of an exhumed seismogenic megasplay fault in a subduction zone-An example from the Nobeoka Thrust Drilling Project. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 14(12), 5354-5370. https://doi.org/10.1002/2013GC004818

Hamling, I. J., Hreinsdóttir, S., Clark, K., Elliott, J., Liang, C., Fielding, E., Litchfield, N., Villamor, P., Wallace, L., Wright, T. J., D'Anastasio, E., Bannister, S., Burbidge, D., Denys, P., Gentle, P., Howarth, J., Mueller, C., Palmer, N., Pearson, C. et Stirling, M. (2017). Complex multifault rupture during the 2016 Mw 7.8 Kaikōura earthquake, New Zealand. Science, 356(6334), eaam7194. https://doi.org/10.1126/science.aam7194

Han, S., Bangs, N. L., Carbotte, S. M., Saffer, D. M. et Gibson, J. C. (2017). Links between sediment consolidation and Cascadia megathrust slip behaviour. Nature Geoscience, 10(12), 954-959. https://doi.org/10.1038/s41561-017-0007-2

Hananto, N. D., Leclerc, F., Li, L., Etchebes, M., Carton, H., Tapponnier, P., Qin, Y., Avianto, P., Singh, S. C. et Wei, S. (2020). Tsunami earthquakes: Vertical pop-up expulsion at the forefront of subduction megathrust. Earth and Planetary Science Letters, 538, 116197. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116197

Hanks, T. C. et Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 84(B5), 2348. https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02348

Hart, B. S., Flemings, P. B. et Deshpande, A. (1995). Porosity and pressure: Role of compaction disequilibrium in the development of geopressures in a Gulf Coast Pleistocene basin. Geology, 23(1), 45-48. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0045:PAPROC>2.3.CO;2

Hasegawa, H. S. et Kanamori, H. (1987). Source mechanism of the magnitude 7.2 Grand Banks earthquake of November 1929: Double couple or submarine landslide? Bulletin of the Seismological Society of America, 77(6), 1984-2004.

Hashimoto, Y., Tobin, H. J. et Knuth, M. (2010). Velocity-porosity relationships for slope apron and accreted sediments in the Nankai Trough Seismogenic Zone Experiment, Integrated

Ocean Drilling Program Expedition 315 Site C0001. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 11(12). https://doi.org/10.1029/2010GC003217

He, J., Liu, X., Yu, Z. et al. (2013). Factors influencing the porosity of gas hydrate bearing sediments. Science China Earth Sciences. 56, 557-567. https://doi-org/10.1007/s11430-012-4452-x

Heise, W., Caldwell, T. G., Bertrand, E. A., Hill, G. J., Bennie, S. L. et Ogawa, Y. (2013). Changes in electrical resistivity track changes in tectonic plate coupling. Geophysical Research Letters, 40(19), 5029-5033. https://doi.org/10.1002/grl.50959

Heise, W., Caldwell, T. G., Bannister, S., Bertrand, E. A., Ogawa, Y., Bennie, S. L. et Ichihara, H. (2017). Mapping subduction interface coupling using magnetotellurics: Hikurangi margin, New Zealand. Geophysical Research Letters, 44(18), 9261-9266. https://doi.org/10.1002/2017GL074641

Henry, P. et Le Pichon, X. (1991). Fluid flow along a decollement layer: A Model applied to the 16°N section of the Barbados Accretionary Wedge. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 96(B4), 6507-6528. https://doi.org/10.1029/90JB02694

Henry, P. (1997). Relationship between Porosity, Electrical Conductivity, and Cation Exchange Capacity in Barbados wedge Sediments. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 156. https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.156.1997

Henry, P., Lallemant, S., Nakamura, K., Tsunogai, U., Mazzotti, S. et Kobayashi, K. (2002). Surface expression of fluid venting at the toe of the Nankai wedge and implications for flow paths. Marine Geology, 187(1), 119-143. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00262-1

Henry, P., Jouniaux, L., Screaton, E. J., Hunze, S. et Saffer, D. M. (2003). Anisotropy of electrical conductivity record of initial strain at the toe of the Nankai accretionary wedge. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B9). https://doi.org/10.1029/2002JB002287

Henry, P. et Bourlange, S. (2004). Smectite and fluid budget at Nankai ODP sites derived from cation exchange capacity. Earth and Planetary Science Letters, 219(1-2), 129-145. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00694-0

Henrys, S., Reyners, M. et Bibby, H. (2003). Exploring the plate boundary structure of the North Island, New Zealand. Eos, Transactions American Geophysical Union, 84(31), 289. https://doi.org/10.1029/2003EO310002

Henrys, S., Reyners, M., Pecher, I., Bannister, S., Nishimura, Y. et Maslen, G. (2006). Kinking of the subducting slab by escalator normal faulting beneath the North Island of New Zealand. Geology, 34(9), 777. https://doi.org/10.1130/G22594.1

Hensen, C., Wallmann, K., Schmidt, M., Ranero, C. R. et Suess, E. (2004). Fluid expulsion related

to mud extrusion off Costa Rica—A window to the subducting slab. Geology, 32(3), 201. https://doi.org/10.1130/G20119.1

Henstock, T. J., McNeill, L. C. et Tappin, D. R. (2006). Seafloor morphology of the Sumatran subduction zone: Surface rupture during megathrust earthquakes? Geology, 34(6), 485. https://doi.org/10.1130/22426.1

Henstock, T. J., McNeill, L. C., Bull, J. M., Cook, B. J., Gulick, S. P. S., Austin, J. A., Jr, Permana, H. et Djajadihardja, Y. S. (2016). Downgoing plate topography stopped rupture in the A.D. 2005 Sumatra earthquake. Geology, 44(1), 71-74. https://doi.org/10.1130/G37258.1

Heslot, F., Baumberger, T., Perrin, B., Caroli, B. et Caroli, C. (1994). Creep, stick-slip, and dry-friction dynamics: Experiments and a heuristic model. Physical Review E, 49(6), 4973-4988. https://doi.org/10.1103/PhysRevE.49.4973

Heuret, A. (2005). Dynamique des zones de subduction : étude statistique globale et approche analogique. [thèse de doctorat, Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc] https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00108728

Heuret, A., Conrad, C. P., Funiciello, F., Lallemand, S. et Sandri, L. (2012). Relation between subduction megathrust earthquakes, trench sediment thickness and upper plate strain: Conditions for mega-events genesis. Geophysical Research Letters, 39(5), n/a-n/a. 10.1029/2011GL050712

Hippchen, S. et Hyndman, R. D. (2008). Thermal and structural models of the Sumatra subduction zone: Implications for the megathrust seismogenic zone. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 113(B12), B12103. https://doi.org/10.1029/2008JB005698

Hirose, H., Hirahara, K., Kimata, F., Fujii, N. et Miyazaki, S. (1999). A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada Earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan. Geophysical Research Letters, 26(21), 3237-3240. https://doi.org/10.1029/1999GL010999

Hirose, H. et Obara, K. (2005). Repeating short- and long-term slow slip events with deep tremor activity around the Bungo channel region, southwest Japan. Earth, Planets and Space, 57(10), 961-972. https://doi.org/10.1186/BF03351875

Hirose, T., Ikari, M., Kanagawa, K., Kimura, G., Kinoshita, M., Kitajima, H., Saffer, D., Tobin, H., Yamaguchi, A., Eguchi, N., Maeda, L., Toczko, S., Bedford, J., Chiyonobu, S., Colson, T.A., Conin, M., Cornard, P.H., Dielforder, A., Doan, M.-L., Dutilleul, J., Faulkner, D.R., Fukuchi, R., Guérin, G., Hamada, Y., Hamahashi, M., Hong, W.-L., Ijiri, A., Jaeger, D., Jeppson, T., Jin, Z., John, B.E., Kitamura, M., Kopf, A., Masuda, H., Matsuoka, A., Moore, G.F., Otsubo, M., Regalla, C., Sakaguchi, A., Sample, J., Schleicher, A., Sone, H.,

Stanislowski, K., Strasser, M., Toki, T., Tsuji, T., Ujiie, K., Underwood, M.B., Yabe, S., Yamamoto, Y., Zhang, J., Sanada, Y., Kido, Y., Le Ber, E., et Saito, S. (2020). Expedition 358 methods. With contributions by T. Kanamatsu. Dans 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, 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.358.102.2020

Hofmann, A. W. (1997). Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. Nature, 385(6613), 219-229. https://doi.org/10.1038/385219a0

Holtzapffel, T. (1985). Les mineraux argileux, Preparation. Analyse diffractometrique et determination. Société Géologique du Nord, 12, 3-136

Hornbach, M.J., Holbrook, W.S., Gorman, A.R., Hackwith, K.L., Lizarralde, D. et Pecher, I. (2003). Direct seismic detection of methane hydrate on the Blake Ridge, Geophysics, 68(1), 92–100. https://doi.org/10.1190/1.1543196

Housen, B. A., Tobin, H. J., Labaume, P., Leitch, E. C., Maltman, A. J., et Ocean Drilling Program Leg 156 Shipboard Science Party. (1996). Strain decoupling across the decollement of the Barbados accretionary prism. Geology, 24(2), 127-130. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0127:SDATDO>2.3.CO;2

Hower, J., Eslinger, E. V., Hower, M. E. et Perry, E. A. (1976). Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence. GSA Bulletin, 87(5), 725-737. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87<725:MOBMOA>2.0.CO;2

Hsieh, P. A., Tracy, J. V., Neuzil, C. E., Bredehoeft, J. D. et Silliman, S. E. (1981). A transient laboratory method for determining the hydraulic properties of 'tight' rocks—I. Theory. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts, 18(3), 245-252. https://doi.org/10.1016/0148-9062(81)90979-7

Hubbert, K. M. et Rubey, W. W. (1959). Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. Geological Society of America Bulletin, 70(2), 115. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1959)70[115:ROFPIM]2.0.CO;2

Huhn, K. (2016). DSRV Sonne SO247 Cruise Report—SlamZ: slide activity on the Hikurangi margin, New Zealand, Wellington–Auckland, 27 March–27 April 2016. Bundesministerium für Bildung und Forschung. https://www.portal-forschungsschiffe.de/lw_resource/datapool/_items/item_183/fahrtbericht_so247.pdf

Huot, G. et Singh, S. C. (2018). Seismic Evidence for Fluid/Gas Beneath the Mentawai Fore-Arc

Basin, Central Sumatra. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 123(2), 957-976. https://doi.org/10.1002/2017JB014849)

Hüpers, A. et Kopf, A. J. (2012). Effect of smectite dehydration on pore water geochemistry in the shallow subduction zone: An experimental approach. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 13(10), n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2012GC004212

Hüpers, A., Ikari, M. J., Dugan, B., Underwood, M. B. et Kopf, A. J. (2015). Origin of a zone of anomalously high porosity in the subduction inputs to Nankai Trough. Marine Geology, 361, 147-162. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.01.004

Hüpers, A., Torres, M. E., Owari, S., McNeill, L. C., Dugan, B., Henstock, T. J., Milliken, K. L., Petronotis, K. E., Backman, J., Bourlange, S., Chemale, F., Chen, W., Colson, T. A., Frederik, M. C. G., Guèrin, G., Hamahashi, M., House, B. M., Jeppson, T. N., Kachovich, S., … Zhao, X. (2017). Release of mineral-bound water prior to subduction tied to shallow seismogenic slip off Sumatra. Science, 356(6340), 841-844. https://doi.org/10.1126/science.aal3429

Hsieh, P. A., Tracy, J. V., Neuzil, C. E., Bredehoeft, J. D. et Silliman, S. E. (1981). A transient laboratory method for determining the hydraulic properties of 'tight' rocks—I. Theory. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts, 18(3), 245-252. https://doi.org/10.1016/0148-9062(81)90979-7

Hsu, Y. J., Simons, M., Avouac, J. P., Galetzka, J., Sieh, K., Chlieh, M., Natawidjaja, D., Prawirodirdjo, L., et Bock, Y. (2006). Frictional afterslip following the 2005 Nias-Simeulue earthquake, Sumatra. Science, 312(5782), 1921–1926. https://doi.org/10.1126/science.1126960

Husen, S. et Kissling, E. (2001). Postseismic fluid flow after the large subduction earthquake of Antofagasta, Chile. Geology, 29(9), 847-850. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0847:PFFATL>2.0.CO;2

Hyndman, R. D., Yamano, M. et Oleskevich, D. A. (1997). The seismogenic zone of subduction thrust faults. Island Arc, 6(3), 244-260. https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.1997.tb00175.x

Hyndman, R. D. (2007). The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults. Dans T. H. Dixon, C. Moore, T. Dixon et J. C. Moore (dir.), (p. 15-40). Columbia University Press. https://doi.org/10.7312/dixo13866-002

Ide, S., Beroza, G. C., Shelly, D. R. et Uchide, T. (2007). A scaling law for slow earthquakes. Nature, 447(7140), 76-79. https://doi.org/10.1038/nature05780

Ide, S., Imanishi, K., Yoshida, Y., Beroza, G. C. et Shelly, D. R. (2008). Bridging the gap between

seismically and geodetically detected slow earthquakes. Geophysical Research Letters, 35(10). https://doi.org/10.1029/2008GL034014

Ide, S., Baltay, A. et Beroza, G. C. (2011). Shallow Dynamic Overshoot and Energetic Deep Rupture in the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake. Science, 332(6036), 1426-1429. https://doi.org/10.1126/science.1207020

Ide, S. (2012). Variety and spatial heterogeneity of tectonic tremor worldwide: Tectonic Tremor Worldwide. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117(B3). https://doi.org/10.1029/2011JB008840

Ikari, M. J., Saffer, D. M. et Marone, C. (2009). Frictional and hydrologic properties of clay-rich fault gouge. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 114(B5). https://doi.org/10.1029/2008JB006089

Ikari, M. J., Kopf, A. J., Hüpers, A. et Vogt, C. (2018). Lithologic control of frictional strength variations in subduction zone sediment inputs. Geosphere, 14(2), 604-625. https://doi.org/10.1130/GES01546.1

Ike, T., Moore, G. F., Kuramoto, S., Park, J.-O., Kaneda, Y. et Taira, A. (2008a). Tectonics and sedimentation around Kashinosaki Knoll: A subducting basement high in the eastern Nankai Trough. Island Arc, 17(3), 358-375. https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2008.00625.x

Ike, T., Moore, G. F., Kuramoto, S., Park, J.-O., Kaneda, Y. et Taira, A. (2008b). Variations in sediment thickness and type along the northern Philippine Sea Plate at the Nankai Trough. Island Arc, 17(3), 342-357. https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2008.00624.x

International Seismological Centre (2021), ISC-GEM Earthquake Catalogue, https://doi.org/10.31905/d808b825.

Ishii, M., Shearer, P. M., Houston, H. et Vidale, J. E. (2005). Extent, duration and speed of the 2004 Sumatra–Andaman earthquake imaged by the Hi-Net array. Nature, 435(7044), 933-936. https://doi.org/10.1038/nature03675

Ito, A., Fujie, G., Miura, S., Kodaira, S., Kaneda, Y. et Hino, R. (2005). Bending of the subducting oceanic plate and its implication for rupture propagation of large interplate earthquakes off Miyagi, Japan, in the Japan Trench subduction zone. Geophysical Research Letters, 32, L05310. https://doi.org.10.1029/2004GL022307

Ito, Y. et Obara, K. (2006). Very low frequency earthquakes within accretionary prisms are very low stress-drop earthquakes. Geophysical Research Letters, 33(9). https://doi.org/10.1029/2006GL025883

Ito, Y., Obara, K., Shiomi, K., Sekine, S. et Hirose, H. (2007). Slow Earthquakes Coincident with

Episodic Tremors and Slow Slip Events. Science, 315(5811), 503. https://doi.org/10.1126/science.1134454

Jackson, D. D. et Kagan, Y. Y. (1993). Reply [to "Comment on « Seismic gap hypothesis: Ten years after » by Y. Y. Kagan and D. D. Jackson"]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 98(B6), 9917-9920. https://doi.org/10.1029/93JB00699

Janssen, C., Wirth, R., Reinicke, A., Rybacki, E., Naumann, R., Wenk, H.-R. et Dresen, G. (2011). Nanoscale porosity in SAFOD core samples (San Andreas Fault). Earth and Planetary Science Letters, 301(1-2), 179-189. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.10.040

Jarrard, R. D. (1986). Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. Geology, 14(9), 780-783. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<780:TMBSFO>2.0.CO;2

Jeppson, K et Kitajima, H. (2019, 9-13 décembre). Evolution of compressional wave velocity and porosity in carbonate and siliceous subduction zone input materials [communication par affiche]. American Geophysical Union, Fall Meeting, San Francisco, Etats Unis d'Amérique. https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2019AGUFM.T41I0240J

Jullien, M., Raynal, J., Kohler, É. et Bildstein, O. (2005). Physicochemical Reactivity in Clay-Rich Materials: Tools for Safety Assessment. Oil & Gas Science and Technology - Rev. IFP, 60(1), 107-120. https://doi.org/10.2516/ogst:2005007

Jung, H., Fei, Y., Silver, P. G. et Green, H. W. (2009). Frictional sliding in serpentine at very high pressure. Earth and Planetary Science Letters, 277(1-2), 273-279. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.10.019

Kagan, Y. Y. et Jackson, D. D. (1991). Seismic Gap Hypothesis: Ten years after. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 96(B13), 21419-21431. https://doi.org/10.1029/91JB02210

Kagan, Y. Y. et Jackson, D. D. (1995). New seismic gap hypothesis: Five years after. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 100(B3), 3943-3959. https://doi.org/10.1029/94JB03014

Kameda, J., Hina, S., Kobayashi, K., Yamaguchi, A., Hamada, Y., Yamamoto, Y., Hamahashi, M. et Kimura, G. (2012). Silica diagenesis and its effect on interplate seismicity in cold subduction zones. Earth and Planetary Science Letters, 317-318, 136-144. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.11.041

Kameda, J., Harris, R. N., Shimizu, M., Ujiie, K., Tsutsumi, A., Ikehara, M., Uno, M., Yamaguchi, A., Hamada, Y., Namiki, Y. et Kimura, G. (2015). Hydrogeological responses to incoming materials at the erosional subduction margin, offshore Osa Peninsula, Costa Rica: incoming materials at erosional margins. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 16(8), 2725-2742.

https://doi.org/10.1002/2015GC005837

Kamei, R., Pratt, R. G. et Tsuji, T. (2012). Waveform tomography imaging of a megasplay fault system in the seismogenic Nankai subduction zone. Earth and Planetary Science Letters, 317-318, 343-353. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.10.042

Kanamori, H. (1972). Mechanism of tsunami earthquakes. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 6(5), 346-359. https://doi.org/10.1016/0031-9201(72)90058-1

Kanamori, H. et Allen, C.R. (1986). Earthquake Repeat Time and Average Stress Drop. In Earthquake Source Mechanics (eds S. Das, J. Boatwright and C.H. Scholz). https://doi.org/10.1029/GM037p0227

Kano, M. et Kato, A. (2020). Detailed Spatial Slip Distribution for Short-Term Slow Slip Events Along the Nankai Subduction Zone, Southwest Japan. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 125(7), e2020JB019613. https://doi.org/10.1029/2020JB019613

Karato, S., Riedel, M. R. et Yuen, D. A. (2001). Rheological structure and deformation of subducted slabs in the mantle transition zone: implications for mantle circulation and deep earthquakes. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 127(1-4), 83-108. https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00223-0

Karig, D. E., Caldwell, J. G. et Parmentier, E. M. (1976). Effects of accretion on the geometry of the descending lithosphere. Journal of Geophysical Research, 81(35), 6281-6291. https://doi.org/10.1029/JB081i035p06281

Karig, D. E., Moore, G. F., Curray, J. R. et Lawrence, M. B. (1980). Morphology and Shallow Structure of the Lower Trench Slope Off Nias Island, Sunda Arc. Dans The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands (p. 179-208). American Geophysical Union. https://doi.org/10.1029/GM023p0179

Kastner, M., Elderfield, H., Martin, J. B., Tarney, J., Pickering, K. T., Knipe, R. J. et Dewey, J. F. (1991). Fluids in convergent margins: what do we know about their composition, origin, role in diagenesis and importance for oceanic chemical fluxes? Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Physical and Engineering Sciences, 335(1638), 243-259. https://doi.org/10.1098/rsta.1991.0045

Kastner, M., Solomon, E. A., Harris, R. N. et Torres, M. E. (2014). Chapter 4.4.3 - Fluid Origins, Thermal Regimes, and Fluid and Solute Fluxes in the Forearc of Subduction Zones. Dans R. Stein, D. K. Blackman, F. Inagaki et H.-C. Larsen (dir.), Developments in Marine Geology (vol. 7, p. 671-733). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-62617-2.00022-0

Kato, A., Obara, K., Igarashi, T., Tsuruoka, H., Nakagawa, S. et Hirata, N. (2012). Propagation of

Slow Slip Leading Up to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake. Science, 335(6069), 705-708. https://doi.org/10.1126/science.1215141

Katsumata, A. et Kamaya, N. (2003). Low-frequency continuous tremor around the Moho discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan. Geophysical Research Letters, 30(1), 20-1. https://doi.org/10.1029/2002GL015981

Katz, A.J., et Thompson, A.H. (1986). Quantitative prediction of permeability in porous rock. Physical Review, B, 34, 8179–8181, https://doi.org/10.1103/PhysRevB.34.8179.

Katz, A.J., et Thompson, A.H. (1987). Prediction of rock electrical conductivity from mercury injection measurements. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 92, 599-607, https://doi.org/10.1029/JB092iB01p00599.

Kawamura, K., Kuranaga, M., Mochizuki, K. et Kanamatsu, T. (2020). The role of pre-subduction sediment diagenesis in a shallow tsunami-generated slip, Sunda Trench, south of Sumatra. Geological Society, London, Special Publications, SP501-2019-44. https://doi.org/10.1144/SP501-2019-44

Kerrick, D. M. et Connolly, J. A. D. (2001). Metamorphic devolatilization of subducted marine sediments and the transport of volatiles into the Earth's mantle. Nature, 411(6835), 293-296. https://doi.org/10.1038/35077056

Kim, M. J., Schwartz, S. Y. et Bannister, S. (2011). Non-volcanic tremor associated with the March 2010 Gisborne slow slip event at the Hikurangi subduction margin, New Zealand. Geophysical Research Letters, 38(14). https://doi.org/10.1029/2011GL048400

Kimura, G., Kitamura, Y., Hashimoto, Y., Yamaguchi, A., Shibata, T., Ujiie, K. et Okamoto, S. (2007). Transition of accretionary wedge structures around the up-dip limit of the seismogenic subduction zone. Earth and Planetary Science Letters, 255(3), 471-484. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.01.005

Kimura, G., Hashimoto, Y., Kitamura, Y., Yamaguchi, A. et Koge, H. (2014). Middle Miocene swift migration of the TTT triple junction and rapid crustal growth in southwest Japan: A review. Tectonics, 33(7), 1219-1238. https://doi.org/10.1002/2014TC003531

Kimura, G., Koge, H. et Tsuji, T. (2018). Punctuated growth of an accretionary prism and the onset of a seismogenic megathrust in the Nankai Trough. Progress in Earth and Planetary Science, 5(1), 78. https://doi.org/10.1186/s40645-018-0234-1

Kimura, G., Hirose, T., Ikari, M., Kanagawa, K., Kinoshita, M., Kitajima, H., Saffer, D., Tobin, H., Yamaguchi, A., Eguchi, N., Maeda, L., Toczko, S., Bedford, J., Chiyonobu, S., Colson, T.A., Conin, M., Cornard, P.H., Dielforder, A., Doan, M.-L., Dutilleul, J., Faulkner, D.R., Fukuchi, R., Guérin, G., Hamada, Y., Hamahashi, M., Hong, W.-L., Ijiri, A., Jaeger, D.,

Jeppson, T., Jin, Z., John, B.E., Kitamura, M., Kopf, A., Masuda, H., Matsuoka, A., Moore, G.F., Otsubo, M., Regalla, C., Sakaguchi, A., Sample, J., Schleicher, A., Sone, H., Stanislowski, K., Strasser, M., Toki, T., Tsuji, T., Ujiie, K., Underwood, M.B., Yabe, S., Yamamoto, Y., Zhang, J., Sanada, Y., Kido, Y., Le Ber, E., et Saito, S. (2020). Site C0025. With contributions by T. Kanamatsu. In 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, 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.358.105.2020

Kinoshita, M., Goto, S., Hamamoto, H. et Yamano, M. (2003, décembre). Heat flow distribution and thermal regime across the Nankai accretionary complex. [communication orale] American Geophysical Union, Fall Meeting. https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2003AGUFM.T42C..06K

Kinoshita, M., Becker, K., Toczko, S., Edgington, J., Kimura, T., Machida, Y., Roesner, A., Senyener, B. et Sun, T. (2018a). Site C0006. In Becker, K., Kinoshita, M., Toczko, S., and the Expedition 380 Scientists, NanTroSEIZE Stage 3: Frontal Thrust Long-Term Borehole Monitoring System (LTBMS). Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 380: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). https://doi.org/10.14379/iodp.proc.380.103.2018

Kinoshita, C., Saffer, D., Kopf, A., Roesner, A., Wallace, L. M., Araki, E., Kimura, T., Machida, Y., Kobayashi, R., Davis, E., Toczko, S. et Carr, S. (2018b). Changes in Physical Properties of the Nankai Trough Megasplay Fault Induced by Earthquakes, Detected by Continuous Pressure Monitoring. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 123(2), 1072-1088. https://doi.org/10.1002/2017JB014924

Kirby, S. H., Stein, S., Okal, E. A. et Rubie, D. C. (1996). Metastable mantle phase transformations and deep earthquakes in subducting oceanic lithosphere. Reviews of Geophysics, 34(2), 261-306. http://pubs.er.usgs.gov/publication/70018535

Kitajima, H. et Saffer, D. M. (2012). Elevated pore pressure and anomalously low stress in regions of low frequency earthquakes along the Nankai Trough subduction megathrust. Geophysical Research Letters, 39(23). https://doi.org/10.1029/2012GL053793

Kitajima, H. et Saffer, D. M. (2014). Consolidation state of incoming sediments to the Nankai Trough subduction zone: Implications for sediment deformation and properties. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 15(7), 2821-2839.

https://doi.org/10.1002/2014GC005360

Kitajima, H., Hirose, T., Ikari, M., Kanagawa, K., Kimura, G., Kinoshita, M., Saffer, D., Tobin, H., Yamaguchi, A., Eguchi, N., Maeda, L., Toczko, S., Bedford, J., Chiyonobu, S., Colson, T.A., Conin, M., Cornard, P.H., Dielforder, A., Doan, M.-L., Dutilleul, J., Faulkner, D.R., Fukuchi, R., Guérin, G., Hamada, Y., Hamahashi, M., Hong, W.-L., Ijiri, A., Jaeger, D., Jeppson, T., Jin, Z., John, B.E., Kitamura, M., Kopf, A., Masuda, H., Matsuoka, A., Moore, G.F., Otsubo, M., Regalla, C., Sakaguchi, A., Sample, J., Schleicher, A., Sone, H., Stanislowski, K., Strasser, M., Toki, T., Tsuji, T., Ujiie, K., Underwood, M.B., Yabe, S., Yamamoto, Y., Zhang, J., Sanada, Y., Kido, Y., Le Ber, E., et Saito, S. (2020). Site C0002. With contributions by T. Kanamatsu. Dans 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, 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.358.103.2020

Kleinberg, R.L., Flaum, C., Straley, C., Brewer, P.G., Malby, G.E., Peltzer, E.T., III, Freiderich, G., et Yesinowski, J.P. (2003). Seafloor nuclear magnetic resonance assay of methane hydrate in sediment and rock. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B3), 2137. https://doi.org/10.1029/2001JB000919

Klingelhoefer, F., Gutscher, M.-A., Ladage, S., Dessa, J.-X., Graindorge, D., Franke, D., André, C., Permana, H., Yudistira, T. et Chauhan, A. (2010). Limits of the seismogenic zone in the epicentral region of the 26 December 2004 great Sumatra-Andaman earthquake: Results from seismic refraction and wide-angle reflection surveys and thermal modeling. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 115(B1). https://doi.org/10.1029/2009JB006569

Kluesner, J. W., Silver, E. A., Bangs, N. L., McIntosh, K. D., Gibson, J., Orange, D., Ranero, C. R. et von Huene, R. (2013). High density of structurally controlled, shallow to deep water fluid seep indicators imaged offshore Costa Rica. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 14(3), 519-539. https://doi.org/10.1002/ggge.20058

Kodaira, S. (2004). High Pore Fluid Pressure May Cause Silent Slip in the Nankai Trough. Science, 304(5675), 1295-1298. https://doi.org/10.1126/science.1096535

Koerner, A., Kissling, E. et Miller, S. A. (2004). A model of deep crustal fluid flow following the Mw = 8.0 Antofagasta, Chile, earthquake. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 109(B6). https://doi.org/10.1029/2003JB002816

Kominz, M.A., Patterson, K. et Odette, D. (2011). Lithology Dependence of Porosity In Slope and

Deep Marine Sediments. Journal of Sedimentary Research. 81, 730–742. https://doi.org/10.2110/jsr.2011.60

Konca, A. O., Avouac, J.-P., Sladen, A., Meltzner, A. J., Sieh, K., Fang, P., Li, Z., Galetzka, J., Genrich, J., Chlieh, M., Natawidjaja, D. H., Bock, Y., Fielding, E. J., Ji, C. et Helmberger, D. V. (2008). Partial rupture of a locked patch of the Sumatra megathrust during the 2007 earthquake sequence. Nature, 456(7222), 631-635. https://doi.org/10.1038/nature07572

Kondo, H., Kimura, G., Masago, H., Ohmori-Ikehara, K., Kitamura, Y., Ikesawa, E., Sakaguchi, A., Yamaguchi, A. et Okamoto, S. (2005). Deformation and fluid flow of a major out-of-sequence thrust located at seismogenic depth in an accretionary complex: Nobeoka Thrust in the Shimanto Belt, Kyushu, Japan. Tectonics, 24(6). https://doi.org/10.1029/2004TC001655

Kopf, A. et Brown, K. M. (2003). Friction experiments on saturated sediments and their implications for the stress state of the Nankai and Barbados subduction thrusts. Marine Geology, 202(3-4), 193-210. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00286-X

Kopf, A. (2013). Effective strength of incoming sediments and its implications for plate boundary propagation: Nankai and Costa Rica as type examples of accreting vs. erosive convergent margins. Tectonophysics, 608, 958-969. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.023

Kopp, H., Hindle, D., Klaeschen, D., Oncken, O., Reichert, C. et Scholl, D. (2009). Anatomy of the western Java plate interface from depth-migrated seismic images. Earth and Planetary Science Letters, 288(3), 399-407. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.09.043

Koulali, A., McClusky, S., Wallace, L., Allgeyer, S., Tregoning, P., D'Anastasio, E. et Benavente, R. (2017). Slow slip events and the 2016 Te Araroa Mw 7.1 earthquake interaction: Northern Hikurangi subduction, New Zealand: Slow Slip and the Te Araroa Earthquake. Geophysical Research Letters, 44(16), 8336-8344. https://doi.org/10.1002/2017GL074776

Kuhlmann, J., Orpin, A.R., Mountjoy, J.J., Crutchley, G.J., Henrys, S., Lunenburg, R. et Huhn, K. (2019). Seismic and lithofacies characterization of a gravity core transect down the submarine Tuaheni Landslide Complex, NE New Zealand. Geological Society, London, Special Publications. 477(1), 479-495. https://doi.org/10.1144/SP477.37

Kuila, U. et Prasad, M. (2013). Specific surface area and pore-size distribution in clays and shales. Geophysical Prospecting, 61(2), 341-362. https://doi.org/10.1111/1365-2478.12028

Labani, M. M., Rezaee, R., Saeedi, A. et Hinai, A. A. (2013). Evaluation of pore size spectrum of gas shale reservoirs using low pressure nitrogen adsorption, gas expansion and mercury porosimetry: A case study from the Perth and Canning Basins, Western Australia. Journal of Petroleum Science and Engineering, 112, 7-16.

https://doi.org/10.1016/j.petrol.2013.11.022

Labaume P, Kastner M, Trave A et Henry P. (1997). Carbonate veins from the décollement zone at the toe of the northern Barbados accretionary prism: microstructure, mineralogy, geochemistry, and relations with prism structures and fluid regime. Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results, ed. TH Shipley, Y Ogawa, P Blum, JM Bahr, 156:79–96. College Station, TX: Ocean Drill. Program. https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.156.012.1997

Lafuerza, S., Sultan, N., Canals, M., Lastras, G., Cattaneo, A., Frigola, J., Costa, S. et Berndt, C. (2012). Failure mechanisms of Ana Slide from geotechnical evidence, Eivissa Channel, Western Mediterranean Sea. Marine Geology, 307-310, 1-21. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.02.010

Lallemand, S. E. (1996). Impact of tectonic erosion by subduction processes on intensity of arc volcanism. The Island Arc, 5(1), 16-24. https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.1996.tb00009.x

Lallemand, S., (1999). La Subduction Océanique. Gordon and Breach Science Publishers.

Lallemand, S., Huchon, P., Jolivet, L. et Prouteau, G. (2005a). Convergence lithosphérique. Vuibert. https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00023534

Lallemand, S., Heuret, A. et Boutelier, D. (2005b). On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones: Subduction Zone Dynamics. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 6(9). https://doi.org/10.1029/2005GC000917

Lallemand, S. et Funiciello, F. (2009). Subduction zone geodynamics. (Frontiers in Earth Science, Vol. XIX). Springer, Berlin, Heidelberg https://doi.org/10.1007/978-3-540-87974-9

Lallemand, S. (2014). Subduction. Dans J. Harff, M. Meschede, S. Petersen et J. Thiede (dir.), Encyclopedia of Marine Geosciences (p. 1-16). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-007-6644-0_103-1

Lamb, S. (2011). Cenozoic tectonic evolution of the New Zealand plate-boundary zone: A paleomagnetic perspective. Tectonophysics, 509(3-4), 135-164. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.06.005

Lamb, S. et Smith, E. (2013). The nature of the plate interface and driving force of interseismic deformation in the New Zealand plate-boundary zone, revealed by the continuous GPS velocity field. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 118(6), 3160-3189. https://doi.org/10.1002/jgrb.50221

Lay, T. et Kanamori, H. (1981). An Asperity Model of Large Earthquake Sequences. In Earthquake

Prediction (eds D.W. Simpson and P.G. Richards). https://doi-org/10.1029/ME004p0579

Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C. J., Nettles, M., Ward, S. N., Aster, R. C., Beck, S. L., Bilek, S. L., Brudzinski, M. R., Butler, R., DeShon, H. R., Ekström, G., Satake, K. et Sipkin, S. (2005). The Great Sumatra-Andaman Earthquake of 26 December 2004. Science, 308(5725), 1127. https://doi.org/10.1126/science.1112250

Lay, T. et Bilek, S. L. (dir.). (2007). 15. Anomalous Earthquake Ruptures at Shallow Depths on Subduction Zone Megathrusts. Dans The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults (p. 476-511). Columbia University Press. https://doi.org/10.7312/dixo13866-015

Lay, T., Ammon, C. J., Kanamori, H., Yamazaki, Y., Cheung, K. F. et Hutko, A. R. (2011). The 25 October 2010 Mentawai tsunami earthquake (Mw 7.8) and the tsunami hazard presented by shallow megathrust ruptures. Geophysical Research Letters, 38(6). https://doi.org/10.1029/2010GL046552

Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C. J., Koper, K. D., Hutko, A. R., Ye, L., Yue, H. et Rushing, T. M. (2012). Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117(B4). https://doi.org/10.1029/2011JB009133

Leah, H., Fagereng, Å., Meneghini, F., Morgan, J. K., Savage, H. M., Wang, M., et al. (2020). Mixed brittle and viscous strain localization in pelagic sediments seaward of the Hikurangi Margin, New Zealand. Tectonics, 39, e2019TC005965. https://doi.org/10.1029/2019TC005965

Leat, P. T. et Larter, R. D. (2003). Intra-oceanic subduction systems: introduction. Geological Society, London, Special Publications, 219(1), 1-17. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.219.01.01

Leeman, J., Saffer, D., Scuderi, M. et al. (2016). Laboratory observations of slow earthquakes and the spectrum of tectonic fault slip modes. Nature Communications, 7, 11104. https://doi.org/10.1038/ncomms11104

Le Pichon, X., Henry, P. et Lallemant, S. (1993). Accretion and Erosion in Subduction Zones: The Role of Fluids. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 21(1), 307-331 https://doi.org/10.1146/annurev.ea.21.050193.001515

Leroy, P. et Revil, A. (2004). A triple-layer model of the surface electrochemical properties of clay minerals. Journal of Colloid and Interface Science, 270(2), 371-380. https://doi.org/10.1016/j.jcis.2003.08.007

Lewis, K. B. (1994). The 1500-km-long Hikurangi Channel: Trench-axis channel that escapes its trench, crosses a plateau, and feeds a fan drift. Geo-Marine Letters, 14(1), 19-28. https://doi.org/10.1007/BF01204467

Lewis, K. B., Collot, J. et Lallemand, S. E. (1998). The dammed Hikurangi Trough: a channel-fed

trench blocked by subducting seamounts and their wake avalanches (New Zealand–France GeodyNZ Project). Basin Research, 10(4), 441-468. https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1998.00080.x

Li, Y. et Wardlaw, N.C. (1986a). The influence of wettability and critical pore throat size ratio on snap-off. Journal of Colloid and Interface Science, 109(2), 461-472, https://doi.org/10.1016/0021-9797(86)90324-3

Li, Y. et Wardlaw, N.C. (1986b). Mechanisms of nonwetting phase trapping during imbibition at slow rates. Journal of Colloid and Interface Science, 109(2), 473-486, https://doi.org/10.1016/0021-9797(86)90325-5

Li, S., Freymueller, J. et McCaffrey, R. (2016). Slow slip events and time-dependent variations in locking beneath Lower Cook Inlet of the Alaska-Aleutian subduction zone. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 121, 1060-1079. https://doi.org/10.1002/2015JB012491

Lippens, B. C. et de Boer, J. H. (1965). Studies on pore systems in catalysts: V. The t method. Journal of Catalysis, 4(3), 319-323. https://doi.org/10.1016/0021-9517(65)90307-6

Liu, Y. et Rice, J. R. (2007). Spontaneous and triggered aseismic deformation transients in a subduction fault model. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 112(B9). https://doi.org/10.1029/2007JB004930

Luo, Y. et Ampuero, J.-P. (2018). Stability of faults with heterogeneous friction properties and effective normal stress. Tectonophysics, 733, 257-272. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.006

Luo, M., Torres, M.E., Kasten, S., Mountjoy, J.J. (2020). Constraining the Age and Evolution of the Tuaheni Landslide Complex, Hikurangi Margin, New Zealand, Using Pore-Water Geochemistry and Numerical Modeling. Geophysical Research Letters. 47(11). https://doi.org/10.1029/2020GL087243

MacKay, M. E., Moore, G. F., Cochrane, G. R., Casey Moore, J. et Kulm, L. D. (1992). Landward vergence and oblique structural trends in the Oregon margin accretionary prism: Implications and effect on fluid flow. Earth and Planetary Science Letters, 109(3), 477-491. https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90108-8

Mannu, U., Ueda, K., Willett, S. D., Gerya, T. V. et Strasser, M. (2016). Impact of sedimentation on evolution of accretionary wedges: Insights from high-resolution thermomechanical modeling. Tectonics, 35(12), 2828-2846. https://doi.org/10.1002/2016TC004239

Marschall, D., Gardner, J. S., Mardon, D., et Coates, R. (1995, 12-14 septembre). Method for correlating NMR relaxometry and mercury injection data. [communication orale]. Society

of Core Analysts International Symposium, San Francisco, Etats Unis d'Amérique.

Martin, K. M., Gulick, S. P. S., Bangs, N. L. B., Moore, G. F., Ashi, J., Park, J.-O., Kuramoto, S. et Taira, A. (2010). Possible strain partitioning structure between the Kumano fore-arc basin and the slope of the Nankai Trough accretionary prism. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 11(5). https://doi.org/10.1029/2009GC002668

Martin, K. M., Gulick, S. P. S., Austin, J. A., Berglar, K., Franke, D., et Udrekh. (2014). The West Andaman Fault: A complex strain-partitioning boundary at the seaward edge of the Aceh Basin, offshore Sumatra. Tectonics, 33(5), 786-806. https://doi.org/10.1002/2013TC003475

Matsuzawa, T., Hirose, H., Shibazaki, B. et Obara, K. (2010). Modeling short- and long-term slow slip events in the seismic cycles of large subduction earthquakes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 115(B12). https://doi.org/10.1029/2010JB007566

Mazzotti, S., Henry, P. et Le Pichon, X. (2001). Transient and permanent deformation of central Japan estimated by GPS: 2. Strain partitioning and arc–arc collision. Earth and Planetary Science Letters, 184(2), 455-469. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00336-8

Mazzullo, J. et Graham, A.G. (Eds.) (1988). Technical Note 8: Handbook for shipboard sedimentologists. Ocean Drilling Program. http://dx.doi.org/10.2973/odp.tn.8.1988

McCaffrey, R. (1991). Slip vectors and stretching of the Sumatran fore arc. Geology, 19(9), 881-884. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0881:SVASOT>2.3.CO;2

McCaffrey, R. (1992). Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 97(B6), 8905-8915. https://doi.org/10.1029/92JB00483

McCaffrey, R., Zwick, P. C., Bock, Y., Prawirodirdjo, L., Genrich, J. F., Stevens, C. W., Puntodewo, S. S. O. et Subarya, C. (2000). Strain partitioning during oblique plate convergence in northern Sumatra: Geodetic and seismologic constraints and numerical modeling. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 105(B12), 28363-28376. https://doi.org/10.1029/1999JB900362

McCaffrey, R., Long, M. D., Goldfinger, C., Zwick, P. C., Nabelek, J. L., Johnson, C. K. et Smith, C. (2000). Rotation and plate locking at the Southern Cascadia Subduction Zone. Geophysical Research Letters, 27(19), 3117-3120. https://doi.org/10.1029/2000GL011768

McCaffrey, R., Wallace, L. M. et Beavan, J. (2008). Slow slip and frictional transition at low temperature at the Hikurangi subduction zone. Nature Geoscience, 1(5), 316-320. https://doi.org/10.1038/ngeo178

McCaffrey, R. (2009). The Tectonic Framework of the Sumatran Subduction Zone. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 37(1), 345-366. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.031208.100212

McIntosh, K. D., et al. (2007), The Nicaragua convergent margin: Seismic reflection imaging of the source of a tsunami earthquake, dans The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults (Edité par T. Dixon et C. Moore, 257–287) Columbia Univ. Press, New York.

McKenzie, D. et Jackson, J. (2012). Tsunami earthquake generation by the release of gravitational potential energy. Earth and Planetary Science Letters, 345, 1-8. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.06.036

McLoughlin, I. V., Wong, K. J. et Tan, S. L. (2011). Data Collection, Communications and Processing in the Sumatran GPS Array (SuGAr). Proceedings of the World Congress on Engineering 2011 Vol II, WCE 2011, 6. https://kar.kent.ac.uk/id/eprint/48875

McNeill, L., Henstock, T., Tappin, D. et Curray, J. (2006, décembre). Forearc morphology and thrust vergence, Sunda subduction zone. [communication orale]. American Geophysical Union, Fall Meeting. https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2006AGUFM.U44A..07M

McNeill, L. C. et Henstock, T. J. (2014). Forearc structure and morphology along the Sumatra-Andaman subduction zone. Tectonics, 33(2), 112-134. https://doi.org/10.1002/2012TC003264

McNeill, L.C., Dugan, B., Petronotis, K.E., Backman, J., Bourlange, S., Chemale, F., Chen, W., Colson, T.A., Frederik, M.C.G., Guèrin, G., Hamahashi, M., Henstock, T., House, B.M., Hüpers, A., Jeppson, T.N., Kachovich, S., Kenigsberg, A.R., Kuranaga, M., Kutterolf, S., Milliken, K.L., Mitchison, F.L., Mukoyoshi, H., Nair, N., Owari, S., Pickering, K.T., Pouderoux, H.F.A., Yehua, S., Song, I., Torres, M.E., Vannucchi, P., Vrolijk, P.J., Yang, T., et Zhao, X. (2017a). Expedition 362 summary. Dans McNeill, L.C., Dugan, B., Petronotis, K.E., and the Expedition 362 Scientists, Sumatra Subduction Zone. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 362: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). https://doi.org/10.14379/iodp.proc.362.101.2017

McNeill, L.C., Dugan, B., Petronotis, K.E., Backman, J., Bourlange, S., Chemale, F., Chen, W., Colson, T.A., Frederik, M.C.G., Guèrin, G., Hamahashi, M., Henstock, T., House, B.M., Hüpers, A., Jeppson, T.N., Kachovich, S., Kenigsberg, A.R., Kuranaga, M., Kutterolf, S., Milliken, K.L., Mitchison, F.L., Mukoyoshi, H., Nair, N., Owari, S., Pickering, K.T., Pouderoux, H.F.A., Yehua, S., Song, I., Torres, M.E., Vannucchi, P., Vrolijk, P.J., Yang, T., et Zhao, X. (2017b). Expedition 362 methods. Dans McNeill, L.C., Dugan, B., Petronotis, K.E., and the Expedition 362 Scientists, Sumatra Subduction Zone. Proceedings of the

International Ocean Discovery Program, 362: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). https://doi.org/10.14379/iodp.proc.362.102.2017

McNeill, L.C., Dugan, B., Petronotis, K.E., Backman, J., Bourlange, S., Chemale, F., Chen, W., Colson, T.A., Frederik, M.C.G., Guèrin, G., Hamahashi, M., Henstock, T., House, B.M., Hüpers, A., Jeppson, T.N., Kachovich, S., Kenigsberg, A.R., Kuranaga, M., Kutterolf, S., Milliken, K.L., Mitchison, F.L., Mukoyoshi, H., Nair, N., Owari, S., Pickering, K.T., Pouderoux, H.F.A., Yehua, S., Song, I., Torres, M.E., Vannucchi, P., Vrolijk, P.J., Yang, T., et Zhao, X. (2017c). Site U1480. Dans McNeill, L.C., Dugan, B., Petronotis, K.E., and the Expedition 362 Scientists, Sumatra Subduction Zone. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 362: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). https://doi.org/10.14379/iodp.proc.362.103.2017

McNeill, L.C., Dugan, B., Petronotis, K.E., Backman, J., Bourlange, S., Chemale, F., Chen, W., Colson, T.A., Frederik, M.C.G., Guèrin, G., Hamahashi, M., Henstock, T., House, B.M., Hüpers, A., Jeppson, T.N., Kachovich, S., Kenigsberg, A.R., Kuranaga, M., Kutterolf, S., Milliken, K.L., Mitchison, F.L., Mukoyoshi, H., Nair, N., Owari, S., Pickering, K.T., Pouderoux, H.F.A., Yehua, S., Song, I., Torres, M.E., Vannucchi, P., Vrolijk, P.J., Yang, T., et Zhao, X. (2017d). Site U1481. Dans McNeill, L.C., Dugan, B., Petronotis, K.E., and the Expedition 362 Scientists, Sumatra Subduction Zone. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 362: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). https://doi.org/10.14379/iodp.proc.362.104.2017

McNeill, L. C., Dugan, B., Backman, J., Pickering, K. T., Pouderoux, H. F. A., Henstock, T. J., Petronotis, K. E., Carter, A., Chemale, F., Milliken, K. L., Kutterolf, S., Mukoyoshi, H., Chen, W., Kachovich, S., Mitchison, F. L., Bourlange, S., Colson, T. A., Frederik, M. C. G., Guèrin, G., … Thomas, E. (2017e). Understanding Himalayan erosion and the significance of the Nicobar Fan. Earth and Planetary Science Letters, 475, 134-142. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.07.019

Meiboom, S. et Gill, D. (1958). Modified Spin-Echo Method for Measuring Nuclear Relaxation Times. Review of Scientific Instruments, 29(8), 688-691. https://doi.org/10.1063/1.1716296

Meltzner, A. J., Sieh, K., Chiang, H.-W., Shen, C.-C., Suwargadi, B. W., Natawidjaja, D. H., Philibosian, B. et Briggs, R. W. (2012). Persistent termini of 2004- and 2005-like ruptures of the Sunda megathrust. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117(B4), n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2011JB008888

Meltzner, A. J., Sieh, K., Chiang, H.-W., Wu, C.-C., Tsang, L. L. H., Shen, C.-C., Hill, E. M.,

Suwargadi, B. W., Natawidjaja, D. H., Philibosian, B. et Briggs, R. W. (2015). Time-varying interseismic strain rates and similar seismic ruptures on the Nias–Simeulue patch of the Sunda megathrust. Quaternary Science Reviews, 122, 258-281. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.06.003

Mienert, J., Posewang, J., et Baumann, M. (1998). Gas hydrates along the northeastern Atlantic margin: possible hydrate-bound margin instabilities and possible release of methane. Dans Henriet, J.-P., and Mienert, J. (Eds.), Gas Hydrates: Relevance to World Margin Stability and Climate Change. Geological Society Special Publication, 137(1):275–291. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.137.01.22

Mikada, H., Moore, G.F., Taira, A., Becker, K., Moore, J. C., et Klaus, A. (Eds.) (2005). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 190/196 (pp. 1–26). College Station, TX: Ocean Drilling Program. https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.190196.201.2005

Misyura, S. (2016). The influence of porosity and structural parameters on different kinds of gas hydrate dissociation. Science Report 6, 30324. https://doi.org/10.1038/srep30324

Mitsui, N. et Hirahara, K. (2006). Slow slip events controlled by the slab dip and its lateral change along a trench. Earth and Planetary Science Letters, 245(1-2), 344-358. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.03.001

Miyazaki, S. et Heki, K. (2001). Crustal velocity field of southwest Japan: Subduction and arc-arc collision. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 106(B3), 4305-4326. https://doi.org/10.1029/2000JB900312

Miyazaki, S., Segall, P., McGuire, J. J., Kato, T. et Hatanaka, Y. (2006). Spatial and temporal evolution of stress and slip rate during the 2000 Tokai slow earthquake. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 111(B03409), 17. https://doi.org/10.1029/2004JB003426

Mochizuki, K., Sutherland, R., Henrys, S., Bassett, D., Van Avendonk, H., Arai, R., Kodaira, S., Fujie, G., Yamamoto, Y., Bangs, N. et Barker, D. (2019). Recycling of depleted continental mantle by subduction and plumes at the Hikurangi Plateau large igneous province, southwestern Pacific Ocean. Geology, 47(8), 795-798. https://doi.org/10.1130/G46250.1

Moeremans, R., Singh, S. C., Mukti, M., McArdle, J. et Johansen, K. (2014). Seismic images of structural variations along the deformation front of the Andaman–Sumatra subduction zone: Implications for rupture propagation and tsunamigenesis. Earth and Planetary Science Letters, 386, 75-85. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.003

Moernaut, J., De Batist, M., Charlet, F., Heirman, K., Chapron, E., Pino, M., Brümmer, R. et Urrutia, R. (2007). Giant earthquakes in South-Central Chile revealed by Holocene mass-

wasting events in Lake Puyehue. Sedimentary Geology, 195(3), 239-256. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.08.005

Molnar, P. et Atwater, T. (1978). Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere. Earth and Planetary Science Letters, 41(3), 330-340. https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90187-5

Mondol, N. H., Bjørlykke, K., Jahren, J. et Høeg, K. (2007). Experimental mechanical compaction of clay mineral aggregates-Changes in physical properties of mudstones during burial. Marine and Petroleum Geology, 24(5), 289-311. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.03.006

Moore, G.F., Curray, J.R., Moore, D.G. et Karig, D.E. (1980). Variations in Geologic Structure Along the Sunda Fore Arc, Northeastern Indian Ocean. Dans The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands, D.E. Hayes (Ed.). http://dx.doi.org/10.1029/GM023p0145

Moore, J. C. (1989). Tectonics and hydrogeology of accretionary prisms: role of the décollement zone. Journal of Structural Geology, 11(1), 95-106. https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90037-0

Moore, J. C. et Vrolijk, P. (1992). Fluids in accretionary prisms. Reviews of Geophysics, 30(2), 113. https://doi.org/10.1029/92RG00201

Moore, G. F. et Shipley, T. H. (1993). Character of the décollement in the Leg 131 area, Nankai Through. In Hill, I. A. et al. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results (Vol. 131, pp. 73–82). College Station, TX: Ocean Drilling Program. https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.131.111.1993

Moore, J.C. et Tobin, H. (1997). Estimated fluid pressures of the Barbados accretionary prism and adjacent sediments. Proceeding of the Ocean Drilling Program Scientific Results, ed. TH Shipley, Y Ogawa, P Blum, JM Bahr, 156:229–38. College Station, TX: Ocean Drill. Program. https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.156.030.1997

Moore, J. C., Klaus, A., Bangs, N. L., Bekins, B., Bücker, C. J., Brückmann, W., Erickson, S. N., Hansen, O., Horton, T., Ireland, P., Major, C. O., Moore, G. F., Peacock, S., Saito, S., Screaton, E. J., Shimeld, J. W., Henry Stauffer, P., Taymaz, T., Teas, P. A. et Tokunaga, T. (1998). Consolidation patterns during initiation and evolution of a plate-boundary decollement zone: Northern Barbados accretionary prism. Geology, 26(9), 811-814. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0811:CPDIAE>2.3.CO;2

Moore, J. C., Rowe, C. et Meneghini, F. (2007). 10. How Accretionary Prisms Elucidate Seismogenesis in Subduction Zones. Dans T. H. Dixon, C. Moore, T. Dixon et J. C. Moore

(dir.), (p. 288-315). Columbia University Press. https://doi.org/10.7312/dixo13866-010

Moore, G.F., et al., (2009). Structural and seismic stratigraphic framework of the NanTroSEIZE Stage 1 transect, in Kinoshita, M., et al., Proceedings of Integrated Ocean Drilling Program, Volume 314/315/316: Washington, D.C., Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc., 46 p., https://doi.org/10.2204 /iodp.proc.314315316.102.2009.

Moore, G. F., Boston, B. B., Strasser, M., Underwood, M. B. et 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

Moreno, M., Li, S., Melnick, D., Bedford, J. R., Baez, J. C., Motagh, M., Metzger, S., Vajedian, S., Sippl, C., Gutknecht, B. D., Contreras-Reyes, E., Deng, Z., Tassara, A. et Oncken, O. (2018). Chilean megathrust earthquake recurrence linked to frictional contrast at depth. Nature Geoscience, 11(4), 285-290. https://doi.org/10.1038/s41561-018-0089-5

Morgan, P. M., Feng, L., Meltzner, A. J., Lindsey, E. O., Tsang, L. L. H. et Hill, E. M. (2017). Sibling earthquakes generated within a persistent rupture barrier on the Sunda megathrust under Simeulue Island. Geophysical Research Letters, 44(5), 2159-2166. https://doi.org/10.1002/2016GL071901

Morgan, J. K. et Bangs, N. L. (2017). Recognizing seamount-forearc collisions at accretionary margins: Insights from discrete numerical simulations. Geology, 45(7), 635-638. https://doi.org/10.1130/G38923.1

Morgan, J., et al. (2018). Seafloor Overthrusting Creates Ductilely Deformed Fault Rocks in Marine Sediments at the Hikurangi Margin: Implications for Fault Zone Evolution and Mechanics at IODP Site U1518. AGU Fall Meeting 2018.

Morita, S., Ashi, J., Aoike, K., et Kuramoto, S. (2004, mars 9). Evolution of Kumano basin and sources of clastic ejecta and pore fluid in Kumano mud volcanoes, Eastern Nankai Trough. [communication] International Symposium on Methane Hydrates and Fluid Flow in Upper Accretionary Prisms, Kyoto, Japon. http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.515.5431&rep=rep1&type=pdf

Morrow, C. A., B. Radney et J. Byerlee (1992), Frictional strength and the effective pressure law of montmorillonite and illite clays, Dans Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks, edited by Evans, B., and T. F. Wong, pp. 69–88, Academic Press, San Diego.

Mosher, D. C., Austin, J. A., Fisher, D. et Gulick, S. P. S. (2008). Deformation of the northern Sumatra accretionary prism from high-resolution seismic reflection profiles and ROV observations. Marine Geology, 252(3-4), 89-99.

https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.03.014

Mountjoy, J. J., Barnes, P. M. et Pettinga, J. R. (2009a). Morphostructure and evolution of submarine canyons across an active margin: Cook Strait sector of the Hikurangi Margin, New Zealand. Marine Geology, 260(1-4), 45-68. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.01.006

Mountjoy, J. J., McKean, J., Barnes, P. M. et Pettinga, J. R. (2009b). Terrestrial-style slow-moving earthflow kinematics in a submarine landslide complex. Marine Geology, 267(3-4), 114-127. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.09.007

Mountjoy, J. J. et Barnes, P. M. (2011). Active upper plate thrust faulting in regions of low plate interface coupling, repeated slow slip events, and coastal uplift: Example from the Hikurangi Margin, New Zealand. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 12(1), n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2010GC003326

Mountjoy, J., Pecher, I., Henrys, S., Barnes, P. et Plaza-Faverola, A. (2013, 7-12 avril). Creeping deformation mechanisms for mixed hydrate-sediment submarine landslides. [communication]. EGU General Assembly, Vienne, Autriche. https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2013EGUGA..15.3489M

Mountjoy, J. J., Pecher, I., Henrys, S., Crutchley, G., Barnes, P. M. et Plaza-Faverola, A. (2014). Shallow methane hydrate system controls ongoing, downslope sediment transport in a low-velocity active submarine landslide complex, Hikurangi Margin, New Zealand. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 15(11), 4137-4156. https://doi.org/10.1002/2014GC005379

Mouslopoulou, V., Saltogianni, V., Nicol, A., Oncken, O., Begg, J., Babeyko, A., Cesca, S. et Moreno, M. (2019). Breaking a subduction-termination from top to bottom: The large 2016 Kaikōura Earthquake, New Zealand. Earth and Planetary Science Letters, 506, 221-230. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.10.020

Mukti, M. M., Singh, S. C., Deighton, I., Hananto, N. D., Moeremans, R. et Permana, H. (2012). Structural evolution of backthrusting in the Mentawai Fault Zone, offshore Sumatran forearc. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 13(12). https://doi.org/10.1029/2012GC004199

Nakajima, J., Yoshida, K. et Hasegawa, A. (2013). An intraslab seismic sequence activated by the 2011 Tohoku-oki earthquake: Evidence for fluid-related embrittlement. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 118(7), 3492-3505. https://doi.org/10.1002/jgrb.50246

Nakajima, J. et Uchida, N. (2018). Repeated drainage from megathrusts during episodic slow slip.

Nature Geoscience, 11(5), 351-356. https://doi.org/10.1038/s41561-018-0090-z

Nakano, M., Hyodo, M., Nakanishi, A., Yamashita, M., Hori, T., Kamiya, S., Suzuki, K., Tonegawa, T., Kodaira, S., Takahashi, N. et Kaneda, Y. (2018). The 2016 Mw 5.9 earthquake off the southeastern coast of Mie Prefecture as an indicator of preparatory processes of the next Nankai Trough megathrust earthquake. Progress in Earth and Planetary Science, 5(1), 30. https://doi.org/10.1186/s40645-018-0188-3

Nakata, R., Kinoshita, M., Hashimoto, Y., Hamada, Y., Wallace, L., Sun, T., Araki, E., Yamashita, Y., Kato, A., Fulton, P., Kitajima, H., Lallemand, S., Miura, S., Mochizuki, K., Obara, K., Saffer, D., Yamamoto, Y., Yokota, Y., Tonegawa, T. et Yamashita, M. (2020). Drilling and monitoring in Hyuga-Nada: Unveiling effects of ridge subduction on slow earthquakes, Huyga Nada Observatory, IODP Proposal 990-Full.

Natawidjaja, D. H., Sieh, K., Ward, S. N., Cheng, H., Edwards, R. L., Galetzka, J. et Suwargadi, B. W. (2004). Paleogeodetic records of seismic and aseismic subduction from central Sumatran microatolls, Indonesia. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 109(B4). https://doi.org/10.1029/2003JB002398

Natawidjaja, D. H., Sieh, K., Galetzka, J., Suwargadi, B. W., Cheng, H., Edwards, R. L. et Chlieh, M. (2007). Interseismic deformation above the Sunda Megathrust recorded in coral microatolls of the Mentawai islands, West Sumatra. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 112(B2). https://doi.org/10.1029/2006JB004450

Navelot, V. (2018). Caractérisations structurale et pétrophysique d'un système géothermique en contexte volcanique d'arc de subduction. Exemple de l'archipel de Guadeloupe. [thèse de doctorat, Université de Lorraine]. HAL. https://hal.univ-lorraine.fr/tel-02324899

Netzeband, G. L., Krabbenhoeft, A., Zillmer, M., Petersen, C. J., Papenberg, C. et Bialas, J. (2010). The structures beneath submarine methane seeps: Seismic evidence from Opouawe Bank, Hikurangi Margin, New Zealand. Marine Geology, 272(1-4), 59-70. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.07.005

Neuzil, C. (1995). Abnormal pressures as hydrodynamic phenomena. American Journal of Science, 295, 742-786. https://doi.org/10.2475/ajs.295.6.742

Newcomb, K. R. et McCann, W. R. (1987). Seismic history and seismotectonics of the Sunda Arc. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 92(B1), 421. https://doi.org/10.1029/JB092iB01p00421

Newman, A. V., Hayes, G., Wei, Y., et Convers, J. (2011), The 25 October 2010 Mentawai tsunami earthquake, from real-time discriminants, finite-fault rupture, and tsunami excitation, Geophysical Research Letters, 38, L05302, https://doi.org/10.1029/2010GL046498.

Nicol, A. et Beavan, J. (2003). Shortening of an overriding plate and its implications for slip on a subduction thrust, central Hikurangi Margin, New Zealand. Tectonics, 22(6), 1-13. https://doi.org/10.1029/2003TC001521

Nicol, A. et Wallace, L. M. (2007). Temporal stability of deformation rates: Comparison of geological and geodetic observations, Hikurangi subduction margin, New Zealand. Earth and Planetary Science Letters, 258(3-4), 397-413. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.03.039

Nicol, A., Mazengarb, C., Chanier, F., Rait, G., Uruski, C. et Wallace, L. (2007). Tectonic evolution of the active Hikurangi subduction margin, New Zealand, since the Oligocene. Tectonics, 26(4). https://doi.org/10.1029/2006TC002090

Niitsuma, N. (2004). Japan Trench and tectonics of the Japanese Island Arcs. Island Arc, 13(1), 306-317. https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2003.00427.x

Nimblett, J. et Ruppel, C. (2003). Permeability evolution during the formation of gas hydrates in marine sediments. Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 108(B8), 2420-2003. https://doi.org/10.1029/2001JB001650

Nippress, S. E. J. et Rietbrock, A. (2007). Seismogenic zone high permeability in the Central Andes inferred from relocations of micro-earthquakes. Earth and Planetary Science Letters, 263(3), 235-245. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.08.032

Nishide N, Hashimoto T, Funasaki J, Nakazawa H, Oka M, et al. (2000). Nationwide activity of low-frequency earthquakes in the lower crust in Japan. Proceedings of the Japan Earth and Planetary Science Joint Meeting, Sk-P002. 200010401. Tokyo

Nishiyama, N. et Yokoyama, T. (2014). Estimation of permeability of sedimentary rocks by applying water-expulsion porosimetry to Katz and Thompson model. Engineering Geology, 177, 75-82. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2014.05.016

Nooruddin, H. A., Hossain, M. E., Al-Yousef, H. et Okasha, T. (2014). Comparison of permeability models using mercury injection capillary pressure data on carbonate rock samples. Journal of Petroleum Science and Engineering, 121, 9-22. https://doi.org/10.1016/j.petrol.2014.06.032

Obara, K. (2002). Nonvolcanic Deep Tremor Associated with Subduction in Southwest Japan. Science, 296(5573), 1679-1681. https://doi.org/10.1126/science.1070378

Obara, K., Hirose, H., Yamamizu, F. et Kasahara, K. (2004). Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone. Geoophysical Research Letters, 31(L23602), 4. https://doi.org/10.1029/2004GL020848

Obara, K. et Hirose, H. (2006). Non-volcanic deep low-frequency tremors accompanying slow

slips in the southwest Japan subduction zone. Tectonophysics, 417(1-2), 33-51. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.04.013

Obara, K. et Kato, A. (2016). Connecting slow earthquakes to huge earthquakes. Science, 353(6296), 253-257. https://doi.org/10.1126/science.aaf1512

Obara, K. (2020). Characteristic activities of slow earthquakes in Japan. Proceedings of the Japan Academy, Series B, 96(7), 297-315. https://doi.org/10.2183/pjab.96.022

Ohta, Y. (2004). Reexamination of the interplate coupling in the Tokai region, central Japan, based on the GPS data in 1997–2002. Geophysical Research Letters, 31(24). https://doi.org/10.1029/2004GL021404

Ohta, Y., Freymueller, J., Hreinsdottir, S. et Suito, H. (2006). A large slow slip event and the depth of the seismogenic zone in the south central Alaska subduction zone. Earth and Planetary Science Letters, 247(1-2), 108-116. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.05.013

Okino, K., Shimakawa, Y. et Nagaoka, S. (1994). Evolution of the Shikoku Basin. Journal of geomagnetism and geoelectricity, 46(6), 463-479. https://doi.org/10.5636/jgg.46.463

Oleskevich, D. A., Hyndman, R. D. et Wang, K. (1999). The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 104(B7), 14965-14991. https://doi.org/10.1029/1999JB900060

Olsen, K. M., Bangs, N. L., Tréhu, A. M., Han, S., Arnulf, A. et Contreras-Reyes, E. (2020). Thick, strong sediment subduction along south-central Chile and its role in great earthquakes. Earth and Planetary Science Letters, 538, 116195. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116195

Otsuki, K. (1989). Empirical relationships among the convergence rate of plates, rollback rate of trench axis and island-arc tectonics: "laws of convergence rate of plates". Tectonophysics, 159(1-2), 73-94. https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90171-6

Outerbridge, K. C., Dixon, T. H., Schwartz, S. Y., Walter, J. I., Protti, M., Gonzalez, V., Biggs, J., Thorwart, M. et Rabbel, W. (2010). A tremor and slip event on the Cocos-Caribbean subduction zone as measured by a global positioning system (GPS) and seismic network on the Nicoya Peninsula, Costa Rica. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 115(B10), B10408. https://doi.org/10.1029/2009JB006845

Ozawa, S., Suito, H. et Tobita, M. (2007). Occurrence of quasi-periodic slow-slip off the east coast of the Boso peninsula, Central Japan. Earth, Planets and Space, 59(12), 1241-1245. https://doi.org/10.1186/BF03352072

Pabalan, R. T. et Bertetti, F. P. (2001). Cation-Exchange Properties of Natural Zeolites. Reviews

in Mineralogy and Geochemistry, 45(1), 453-518. https://doi.org/10.2138/rmg.2001.45.14

Pacheco, J. F., Sykes, L. R. et Scholz, C. H. (1993). Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 98(B8), 14133-14159. https://doi.org/10.1029/93JB00349

Paris, R., Lavigne, F., Wassmer, P. et Sartohadi, J. (2007). Coastal sedimentation associated with the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, west Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). Marine Geology, 238(1-4), 93-106. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.12.009

Park, J.-O., Tsuru, T., Kodaira, S., Nakanishi, A., Miura, S., Kaneda, Y., Kono, Y. et Takahashi, N. (2000). Out-of-sequence thrust faults developed in the coseismic slip zone of the 1946 Nankai Earthquake (Mw=8.2) off Shikoku, southwest Japan. Geophysical Research Letters, 27(7), 1033-1036. https://doi.org/10.1029/1999GL008443

Park, J.-O., Tsuru, T., Takahashi, N., Hori, T., Kodaira, S., Nakanishi, A., Miura, S. et Kaneda, Y. (2002a). A deep strong reflector in the Nankai accretionary wedge from multichannel seismic data: Implications for underplating and interseismic shear stress release: underplating and stress release of Nankai wedge. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 107(B4), ESE 3-1-ESE 3-16. https://doi.org/10.1029/2001JB000262

Park, J. O., Tsuru, T., Kodaira, S., Cummins, P. R., et Kaneda, Y. (2002b). Splay fault branching along the Nankai subduction zone. Science, 297(5584), 1157–1160. https://doi.org/10.1126/science.1074111

Pastén-Araya, F., Potin, B., Ruiz, S., Zerbst, L., Aden-Antoniów, F., Azúa, K., Rivera, E., Rietbrock, A., Salazar P. et Fuenzalida A. (2021). Seismicity in the upper plate of the Northern Chilean offshore forearc: Evidence of splay fault south of the Mejillones Peninsula. Tectonophysics, 800, 228706. https://doi.org.10.1016/j.tecto.2020.228706

Patton, J. R., Goldfinger, C., Morey, A. E., Ikehara, K., Romsos, C., Stoner, J., Djadjadihardja, Y., Udrekh, Ardhyastuti, S., Gaffar, E. Z. et Vizcaino, A. (2015). A 6600 year earthquake history in the region of the 2004 Sumatra-Andaman subduction zone earthquake. Geosphere, 11(6), 2067-2129. https://doi.org/10.1130/GES01066.1

Paull, C.K. et Ussler, W. (2001). History and significance of gas sampling during DSDP and ODP drilling associated with gas hydrates. Dans Paull, C.K., et Dillon, W.P. (Eds.), Natural Gas Hydrates: Occurrence, Distribution, and Detection. Geophysical Monograph, 124, 53-66. https://doi.org/10.1029/GM124p0053

Payero, J. S., Kostoglodov, V., Shapiro, N., Mikumo, T., Iglesias, A., Perez-Campos, X. et Clayton, R. W. (2008). Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone. Geophysical Research Letters, 35(L07305), 6. https://doi.org/10.1029/2007GL032877

Peacock, S. M. (2001). Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle? Geological Society of America Bulletin, 29(4), 229-302. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0299:ATLPOD>2.0.CO;2

Peacock, S. M. (2009). Thermal and metamorphic environment of subduction zone episodic tremor and slip. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 114, B00A07. https://doi.org/10.1029/2008JB005978

Pecher, I. A., Henrys, S. A., Ellis, S., Chiswell, S. M. et Kukowski, N. (2005). Erosion of the seafloor at the top of the gas hydrate stability zone on the Hikurangi Margin, New Zealand. Geophysical Research Letters, 32(24). https://doi.org/10.1029/2005GL024687

Pedley, K. L., Barnes, P. M., Pettinga, J. R. et Lewis, K. B. (2010). Seafloor structural geomorphic evolution of the accretionary frontal wedge in response to seamount subduction, Poverty Indentation, New Zealand. Marine Geology, 270(1-4), 119-138. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.11.006

Peng, Z. et Gomberg, J. (2010). An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena. Nature Geoscience, 3, 9. https://doi.org/10.1038/ngeo940

Perry, E. A., Jr. et Hower, J. (1972). Late-Stage Dehydration in Deeply Buried Pelitic Sediments1. AAPG Bulletin, 56(10), 2013-2021. https://doi.org/10.1306/819A41A8-16C5-11D7-8645000102C1865D

Peterson, C. L. et Christensen, D. H. (2009). Possible relationship between nonvolcanic tremor and the 1998–2001 slow slip event, south central Alaska. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 114(B6), B06302. https://doi.org/10.1029/2008JB006096

Peterson, D. E. et Keranen, K. M. (2019). A High Wave Speed Basal Sedimentary Layer Identified From Seismic Imaging of the Plate Boundary in Central Cascadia. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 124(7), 6832-6847. https://doi.org/10.1029/2018JB017227

Philibosian, B. et Meltzner, A. J. (2020). Segmentation and supercycles: A catalog of earthquake rupture patterns from the Sumatran Sunda Megathrust and other well-studied faults worldwide. Quaternary Science Reviews, 241, 106390. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106390

Plaza-Faverola, A., Klaeschen, D., Barnes, P., Pecher, I., Henrys, S. et Mountjoy, J. (2012). Evolution of fluid expulsion and concentrated hydrate zones across the southern Hikurangi subduction margin, New Zealand: An analysis from depth migrated seismic data. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 13(8). https://doi.org/10.1029/2012GC004228

Plaza-Faverola, A., Pecher, I., Crutchley, G., Barnes, P. M., Bünz, S., Golding, T., Klaeschen, D., Papenberg, C. et Bialas, J. (2014). Submarine gas seepage in a mixed contractional and shear

deformation regime: Cases from the Hikurangi oblique-subduction margin: Submarine Gas Seepage Along Hikurangi. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 15(2), 416-433. https://doi.org/10.1002/2013GC005082

Plaza-Faverola, A., Henrys, S., Pecher, I., Wallace, L. et Klaeschen, D. (2016). Splay fault branching from the Hikurangi subduction shear zone: Implications for slow slip and fluid flow. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 17(12), 5009-5023. https://doi.org/10.1002/2016GC006563

Polet, J. et Kanamori, H. (2000). Shallow subduction zone earthquakes and their tsunamigenic potential. Geophysical Journal International, 142(3), 684-702. https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00205.x

Pollitz, F. F., Wech, A., Kao, H. et Bürgmann, R. (2013). Annual modulation of non-volcanic tremor in northern Cascadia. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 118(5), 2445-2459. https://doi.org/10.1002/jgrb.50181

Porter, C.R. et Carothers, J.E., (1970, mai). Formation factor-porosity relation derived from well log data. SPWLA 11th Annual Logging Symposium [communication]. Los Angeles, Etats-Unis d'Amérique.

Prawirodirdjo, L., Bocl, Y., McCaffrey, R., Genrich, J., Calais, E., Stevens, C., Puntodewo, S. S. O., Subarya, C., Rais, J., Zwick, P. et Fauzi, R. M. (1997). Geodetic observations of interseismic strain segmentation at the Sumatra Subduction Zone. Geophysical Research Letters, 24(21), 2601-2604. https://doi.org/10.1029/97GL52691

Prawirodirdjo, L., Bock, Y., Genrich, J. F., Puntodewo, S. S. O., Rais, J., Subarya, C. et Sutisna, S. (2000). One century of tectonic deformation along the Sumatran fault from triangulation and Global Positioning System surveys. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 105(B12), 28343-28361. https://doi.org/10.1029/2000JB900150

Priest, J. A., Best, A. I. et Clayton, C. R. I. (2005). A laboratory investigation into the seismic velocities of methane gas hydrate-bearing sand. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 110(B4). https://doi.org/10.1029/2004JB003259

Proctor, B. et Hirth, G. (2016). "Ductile to brittle" transition in thermally stable antigorite gouge at mantle pressures: "Ductile To Brittle" Transition. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 121(3), 1652-1663. https://doi.org/10.1002/2015JB012710

Protti, M., González, V., Kato, T., Iinuma, T., Miyazaki, S., Obana, K., Kaneda, Y., La Femina, P., Dixon, T. et Schwartrz, S. (2004, décembre). A Creep Event on the Shallow Interface of the Nicoya Peninsula, Costa Rica Seismogenic Zone (vol. 2004, p. S41D-07).

Pwavodi, J., Doan, M. L. and Expedition 358 Science Party. (2020, 1-17 décembre). Pore Pressure

Profile within Hole C0024A, at the Toe of the Nankai Accretionary Prism, using Borehole Geophysical and Core Petrophysical Data from Expedition IODP 358 (NanTroSEIZE Stage 4) [communication par affiche]. AGU Fall meeting, https://agu2020fallmeeting-agu.ipostersessions.com/Default.aspx?s=53-C9-90-5E-31-F4-C3-70-A6-57-01-D3-92-F4-B7-C1

Pytte A.M. et Reynolds R.C. (1989). The Thermal Transformation of Smectite to Illite. Dans : Naeser N.D., McCulloh T.H. (eds) Thermal History of Sedimentary Basins. Springer, New York, NY. https://doi-org.bases-doc.univ-lorraine.fr/10.1007/978-1-4612-3492-0_8

Rabinowitz, H. S., Savage, H. M., Skarbek, R. M., Ikari, M. J., Carpenter, B. M. et Collettini, C. (2018). Frictional Behavior of Input Sediments to the Hikurangi Trench, New Zealand. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 19(9), 2973-2990. https://doi.org/10.1029/2018GC007633

Raimbourg, H., Ujiie, K., Kopf, A., Hisamitsu, T., Hamano, Y., Saito, S. et Kinoshita, M. (2011). The role of compaction contrasts in sediments in décollement initiation in an accretionary prism. Marine Geology, 282(3), 188-200. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.02.011

Raleigh, C. B. et Paterson, M. S. (1965). Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. Journal of Geophysical Research, 70(16), 3965-3985. https://doi.org/10.1029/JZ070i016p03965

Ramirez, S. G., Gulick, S. P. S. et Hayman, N. W. (2015). Early sedimentation and deformation in the Kumano forearc basin linked with Nankai accretionary prism evolution, southwest Japan. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 16(5), 1616-1633. https://doi.org/10.1002/2014GC005643

Ranero, C. R., Grevemeyer, I., Sahling, H., Barckhausen, U., Hensen, C., Wallmann, K., Weinrebe, W., Vannucchi, P., von Huene, R. et McIntosh, K. (2008). Hydrogeological system of erosional convergent margins and its influence on tectonics and interplate seismogenesis. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9(3). https://doi.org/10.1029/2007GC001679

Ransom, B. et Helgeson, H. C. (1995). A chemical and thermodynamic model of dioctahedral 2:1 layer clay minerals in diagenetic processes; dehydration of dioctahedral aluminous smectite as a function of temperature and depth in sedimentary basins. American Journal of Science, 295(3), 245. https://doi.org/10.2475/ajs.295.3.245

Reeves, G. M., Sims, I., Cripps, J. C. et London, G. S. (2006). Clay materials used in construction (Vol. 21). London, UK: Geological Society Special Publications, Engineering Geology Special Publication.

Reid, H.F. (1910). The Mechanics of the Earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906,

Report of the State Investigation Commission, Vol.2, Carnegie Institution of Washington, Washington, D.C.

Reuschlé, T., (2011). Data report: permeabilitymeasurements under confining pressure, Expeditions 315 and 316, Nankai Trough. Dans Kinoshita, M., Tobin, H., Ashi, J., Kimura, G., Lallemant, S., Screaton, E.J., Curewitz, D., Masago, H., Moe, K.T., and the Expedition 314/315/316 Scientists, Proc. IODP, 314/315/316: Washington, DC (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). https://doi.org/10.2204/iodp.proc.314315316.205.2011

Revil, A., Cathles, L. M. III, Losh, S. et Nunn, J. A. (1998). Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 103(B10), 23,925–23,936. https://doi.org/10.1029/98JB02125

Revil, A. (2002). Electrical properties of zeolitized volcaniclastic materials. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 107(B8). https://doi.org/10.1029/2001JB000599

Revil, A. et Leroy, P. (2004). Constitutive equations for ionic transport in porous shales. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 109(B3). https://doi.org/10.1029/2003JB002755

Reyners, M. et Cowan, H. (1993). The transition from subduction to continental collision: crustal structure in the North Canterbury region, New Zealand. Geophysical Journal International, 115(3), 1124-1136. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1993.tb01514.x

Reyners, M., Eberhart-Phillips, D. et Stuart, G. (1999). A three-dimensional image of shallow subduction: crustal structure of the Raukumara Peninsula, New Zealand. Geophysical Journal International, 137(3), 873-890. https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1999.00842.x

Reyners, M., Eberhart-Phillips, D., Stuart, G. et Nishimura, Y. (2006). Imaging subduction from the trench to 300 km depth beneath the central North Island, New Zealand, with Vp and Vp/Vs. Geophysical Journal International, 165(2), 565-583. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02897.x

Reyners, M. et Bannister, S. (2007). Earthquakes triggered by slow slip at the plate interface in the Hikurangi subduction zone, New Zealand. Geophysical Research Letters, 34(14). https://doi.org/10.1029/2007GL030511

Reyners, M., Eberhart-Phillips, D. et Bannister, S. (2011). Tracking repeated subduction of the Hikurangi Plateau beneath New Zealand. Earth and Planetary Science Letters, 311(1-2), 165-171. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.011

Rhie, J., Dreger, D., Burgmann, R. et Romanowicz, B. (2007). Slip of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake from Joint Inversion of Long-Period Global Seismic Waveforms and GPS Static Offsets. Bulletin of the Seismological Society of America, 97(1A), S115-S127.

https://doi.org/10.1785/0120050620

Ricard, Y. et Vigny, C. (1989). Mantle dynamics with induced plate tectonics. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 94(B12), 17543-17559. https://doi.org/10.1029/JB094iB12p17543

Rice, J. R. (1992). Chapter 20 Fault Stress States, Pore Pressure Distributions, and the Weakness of the San Andreas Fault. Dans B. Evans et T. Wong (dir.), International Geophysics (vol. 51, p. 475-503). Academic Press. https://doi.org/10.1016/S0074-6142(08)62835-1

Ridd, M.F., (1970). Mud volcanoes in New Zealand. AAPG Bulletin 54(4), 601–616, https://doi.org/10.1306/5D25CA19-16C1-11D7-8645000102C1865D

Riedel, M., Scherwath, M., Römer, M., Veloso, M., Heesemann, M. et Spence, G. D. (2018). Distributed natural gas venting offshore along the Cascadia margin. Nature Communications, 9(1), 3264. https://doi.org/10.1038/s41467-018-05736-x

Rivero, O. G. (1977). Some considerations about the possible use of the parameters a and m as a formation evaluation tool through well logs. SPWLA 18th annual logging symposium [communication]. Society of Petrophysicists and Well-Log Analysts, Houston, Etats-Unis d'Amérique.

Roberts, J. N. et Schwartz, L. M. (1985). Grain consolidation and electrical conductivity in porous media. Physical review. B, Condensed matter, 31(9), 5990–5997. https://doi.org/10.1103/physrevb.31.5990

Rogers, G. et Dragert, H. (2003). Episodic Tremor and Slip on the Cascadia Subduction Zone: The Chatter of Silent Slip. Science, 300(5627), 1942. https://doi.org/10.1126/science.1084783

Romanet, P. et Ide, S. (2019). Ambient tectonic tremors in Manawatu, Cape Turnagain, Marlborough, and Puysegur, New Zealand. Earth, Planets and Space, 71(1), 59. https://doi.org/10.1186/s40623-019-1039-1

Rosenberger, K., Underwood, M.B., Vrolijk, P., et Haines, S., (2020). Data report: clay mineral assemblages in hemipelagic sediments entering the Sumatra subduction zone, IODP Sites U1480 and U1481, Expedition 362. Dans McNeill, L.C., Dugan, B., Petronotis, K.E., and the Expedition 362 Scientists. Sumatra Subduction Zone. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 362: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). https://doi.org/10.14379/iodp.proc.362.204.2020

Rosenbrand, E., Fabricius, I. L., Fisher, Q. et Grattoni, C. (2015). Permeability in Rotliegend gas sandstones to gas and brine as predicted from NMR, mercury injection and image analysis. Marine and Petroleum Geology, 64, 189-202. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.02.009

Rosener, M. et Géraud, Y. (2007). Using physical properties to understand the porosity network geometry evolution in gradually altered granites in damage zones. Geological Society, London, Special Publications, 284(1), 175-184. https://doi.org/10.1144/SP284.12

Rubinstein, J. L., La Rocca, M., Vidale, J. E., Creager, K. C. et Wech, A. G. (2008). Tidal Modulation of Nonvolcanic Tremor. Science, 319(5860), 186-189. https://doi.org/10.1126/science.1150558

Ruff, L. et Kanamori, H. (1980). Seismicity and the subduction process. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 23(3), 240-252. https://doi.org/10.1016/0031-9201(80)90117-X

Saffer, D. M. et Bekins, B. A. (1998). Episodic fluid flow in the Nankai accretionary complex: Timescale, geochemistry, flow rates, and fluid budget. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 103(B12), 30351-30370. https://doi.org/10.1029/98JB01983

Saffer, D. M., Silver, E. A., Fisher, A. T., Tobin, H. et Moran, K. (2000). Inferred pore pressures at the Costa Rica subduction zone: implications for dewatering processes. Earth and Planetary Science Letters, 177(3-4), 193-207. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00048-0

Saffer, D. M. et Bekins, B. A. (2002). Hydrologic controls on the morphology and mechanics of accretionary wedges. Geology, 30(3), 271-274. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0271:HCOTMA>2.0.CO;2

Saffer, D. M. (2003). Pore pressure development and progressive dewatering in underthrust sediments at the Costa Rican subduction margin: Comparison with northern Barbados and Nankai. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B5). https://doi.org/10.1029/2002JB001787

Saffer, D. M. et 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(1), 219-235. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00424-2

Saffer, D. M. et McKiernan, A. W. (2005). Permeability of underthrust sediments at the Costa Rican subduction zone: Scale dependence and implications for dewatering. Geophysical Research Letters, 32(2). https://doi.org/10.1029/2004GL021388

Saffer, D. M. et Bekins, B. A. (2006). An evaluation of factors influencing pore pressure in accretionary complexes: Implications for taper angle and wedge mechanics. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 111(B4). https://doi.org/10.1029/2005JB003990

Saffer, D. M. (2007). 7. Pore Pressure within Underthrust Sediment in Subduction Zones. Dans T. H. Dixon et C. Moore (dir.), The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults (p.

171-209). Columbia University Press. https://doi.org/10.7312/dixo13866-007

Saffer, D. M., Underwood, M. B. et McKiernan, A. W. (2008). Evaluation of factors controlling smectite transformation and fluid production in subduction zones: Application to the Nankai Trough. Island Arc, 17(2), 208-230. https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2008.00614.x

Saffer, D. M. et Tobin, H. J. (2011). Hydrogeology and mechanics of subduction zone forearcs: Fluid flow and pore pressure. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 39, 157-186. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040610-133408

Saffer, D. M., Barnes, P., Wallace, L., Henrys, S., Underwood, M., Torres, M., et al. (2011). Unlocking the secrets of slow slip by drilling at the northern Hikurangi subduction margin, New Zealand: Riserless drilling to sample and monitor the forearc and subducting plate. 781A-Full.

Saffer, D. M., Lockner, D. A. et Mckiernan, A. (2012). Effects of smectite to illite transformation on the frictional strength and sliding stability of intact marine mudstones. Geophysical Research Letters, 39(LL11304), 6. https://doi.org/10.1029/2012GL051761

Saffer, D., Flemings, P., Boutt, D., Doan, M. L., Ito, T., McNeill, L., Byrne, T., Conin, M., Lin, W., Araki, E. et al. (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(5), 1454-1470. https://doi.org/10.1002/ggge.20051

Saffer, D. M. et Wallace, L. M. (2015). The frictional, hydrologic, metamorphic and thermal habitat of shallow slow earthquakes. Nature Geoscience, 8(8), 594-600. https://doi.org/10.1038/ngeo2490

Saffer, D.M., Wallace, L.M et Petronotis, K., (2017). Expedition 375 Scientific Prospectus: Hikurangi Subduction Margin Coring and Observatories. International Ocean Discovery Program, http://dx.doi.org/10.14379/iodp.sp.375.2017

Saffer, D.M., Wallace, L.M., Barnes, P.M., Pecher, I.A., Petronotis, K.E., LeVay, L.J., Bell, R.E., Crundwell, M.P., Engelmann de Oliveira, C.H., Fagereng, A., Fulton, P.M., Greve, A., Harris, R.N., Hashimoto, Y., Hüpers, A., Ikari, M.J., Ito, Y., Kitajima, H., Kutterolf, S., Lee, H., Li, X., Luo, M., Malie, P.R., Meneghini, F., Morgan, J.K., Noda, A., Rabinowitz, H.S., Savage, H.M., Shepherd, C.L., Shreedharan, S., Solomon, E.A., Underwood, M.B., Wang, M., Woodhouse, A.D., Bourlange, S.M., Brunet, M.M.Y., Cardona, S., Clennell, M.B., Cook, A.E., Dugan, B., Elger, J., Gamboa, D., Georgiopoulou, A., Han, S., Heeschen, K.U., Hu, G., Kim, G.Y., Koge, H., Machado, K.S., McNamara, D.D., Moore, G.F., Mountjoy, J.J., Nole, M.A., Owari, S., Paganoni, M., Rose, P.S., Screaton, E.J., Shankar, U., Torres,

M.E., Wang, X., et Wu, H.-Y., (2019a). Expedition 372B/375 summary. In Wallace, L.M., Saffer, D.M., Barnes, P.M., Pecher, I.A., Petronotis, K.E., LeVay, L.J., and the Expedition 372/375 Scientists, Hikurangi Subduction Margin Coring, Logging, and Observatories. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 372B/375: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). https://doi.org/10.14379/iodp.proc.372B375.101.2019

Saffer, D.M., Wallace, L.M., Barnes, P.M., Pecher, I.A., Petronotis, K.E., LeVay, L.J., Bell, R.E., Crundwell, M.P., Engelmann de Oliveira, C.H., Fagereng, A., Fulton, P.M., Greve, A., Harris, R.N., Hashimoto, Y., Hüpers, A., Ikari, M.J., Ito, Y., Kitajima, H., Kutterolf, S., Lee, H., Li, X., Luo, M., Malie, P.R., Meneghini, F., Morgan, J.K., Noda, A., Rabinowitz, H.S., Savage, H.M., Shepherd, C.L., Shreedharan, S., Solomon, E.A., Underwood, M.B., Wang, M., Woodhouse, A.D., Bourlange, S.M., Brunet, M.M.Y., Cardona, S., Clennell, M.B., Cook, A.E., Dugan, B., Elger, J., Gamboa, D., Georgiopoulou, A., Han, S., Heeschen, K.U., Hu, G., Kim, G.Y., Koge, H., Machado, K.S., McNamara, D.D., Moore, G.F., Mountjoy, J.J., Nole, M.A., Owari, S., Paganoni, M., Rose, P.S., Screaton, E.J., Shankar, U., Torres, M.E., Wang, X., et Wu, H.-Y., (2019b). Site U1518. In Wallace, L.M., Saffer, D.M., Barnes, P.M., Pecher, I.A., Petronotis, K.E., LeVay, L.J., and the Expedition 372/375 Scientists, Hikurangi Subduction Margin Coring, Logging, and Observatories. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 372B/375: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). https://doi.org/10.14379/iodp.proc.372B375.103.2019

Sahling, H., Masson, D. G., Ranero, C. R., Hühnerbach, V., Weinrebe, W., Klaucke, I., Bürk, D., Brückmann, W. et Suess, E. (2008). Fluid seepage at the continental margin offshore Costa Rica and southern Nicaragua. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9(5), n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2008GC001978

Saito, S. et Goldberg, D. (1997). Evolution of tectonic compaction in the Barbados accretionary prism: Estimates from logging-while-drilling. Earth and Planetary Science Letters, 148(3-4), 423-432. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00056-3

Saito, T., Ujiie, K., Tsutsumi, A., Kameda, J. et Shibazaki, B. (2013). Geological and frictional aspects of very-low-frequency earthquakes in an accretionary prism. Geophysical Research Letters, 40(4), 703-708. https://doi.org/10.1002/grl.50175

Sakaguchi, A., Chester, F., Curewitz, D., Fabbri, O., Goldsby, D., Kimura, G., Li, C.-F., Masaki, Y., Screaton, E. J., Tsutsumi, A., Ujiie, K. et 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(4), 395-398. https://doi.org/10.1130/G31642.1

Salles. F. (2006). Hydratation des argiles gonflantes: séquence d'hydratation multi-échelle et détermination des énergies macroscopiques à partir des propriétés microscopiques. [thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI]. HAL. https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00129414

Salles, F., Beurroies, I., Bildstein, O., Jullien, M., Raynal, J., Denoyel, R. et Damme, H. V. (2008). A calorimetric study of mesoscopic swelling and hydration sequence in solid Na-montmorillonite. Applied Clay Science, 39(3-4), 186-201. https://doi.org/10.1016/j.clay.2007.06.001

Salles, F., Beurroies, I., Bildstein, O., Jullien, M., Raynal, J., Denoyel, R. et Damme, H. V. (2008). A calorimetric study of mesoscopic swelling and hydration sequence in solid Na-montmorillonite. Applied Clay Science, 39(3-4), 186-201. https://doi.org/10.1016/j.clay.2007.06.001

Samuel, M. A., Harbury, N. A., Bakri, A., Banner, F. T. et Hartono, L. (1997). A new stratigraphy for the islands of the Sumatran Forearc, Indonesia. Journal of Asian Earth Sciences, 15(4), 339-380. https://doi.org/10.1016/S0743-9547(97)87720-3

Satake, K. et Tanioka, Y. (1999). Sources of Tsunami and Tsunamigenic Earthquakes in Subduction Zones. Pure and Applied Geophysics., 154, 17, 467-483. https://doi.org/10.1007/s000240050240

Sato, T. (1992). Effects of Layer Charge, Charge Location, and Energy Change on Expansion Properties of Dioctahedral Smectites. Clays and Clay Minerals, 40(1), 103-113. https://doi.org/10.1346/CCMN.1992.0400111

Schellart, W. P., Lister, G. S. et Toy, V. G. (2006). A Late Cretaceous and Cenozoic reconstruction of the Southwest Pacific region: Tectonics controlled by subduction and slab rollback processes. Earth-Science Reviews, 76(3-4), 191-233. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.01.002

Schellart, W. P., Stegman, D. R. et Freeman, J. (2008). Global trench migration velocities and slab migration induced upper mantle volume fluxes: Constraints to find an Earth reference frame based on minimizing viscous dissipation. Earth-Science Reviews, 88(1-2), 118-144. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.01.005

Schellart, W. P., Stegman, D. R., Farrington, R. J., Freeman, J. et Moresi, L. (2010). Cenozoic Tectonics of Western North America Controlled by Evolving Width of Farallon Slab. Science, 329(5989), 316-319. https://doi.org/10.1126/science.1190366

Schellart, W. P. (2011). A subduction zone reference frame based on slab geometry and subduction

partitioning of plate motion and trench migration. Geophysical Research Letters, 38(16), n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2011GL048197

Schellart, W. P. et Rawlinson, N. (2013). Global correlations between maximum magnitudes of subduction zone interface thrust earthquakes and physical parameters of subduction zones. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 225, 41-67. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2013.10.001

Schmitt, M., Fernandes, C. P., da Cunha Neto, J. A. B., Wolf, F. G. et dos Santos, V. S. S. (2013). Characterization of pore systems in seal rocks using Nitrogen Gas Adsorption combined with Mercury Injection Capillary Pressure techniques. Marine and Petroleum Geology, 39(1), 138-149. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.09.001

Scholl, D. W. et von Huene, R. (2007). Crustal recycling at modern subduction zones applied to the past—Issues of growth and preservation of continental basement crust, mantle geochemistry, and supercontinent reconstruction. Dans R. D. Hatcher Jr., M. P. Carlson, J. H. McBride et J. R. M. Catalán (dir.), 4-D Framework of Continental Crust (vol. 200, p. 0). Geological Society of America. https://doi.org/10.1130/2007.1200(02)

Scholl, D. W., Kirby, S. H., von Huene, R., Ryan, H., Wells, R. E. et Geist, E. L. (2015). Great (≥Mw8.0) megathrust earthquakes and the subduction of excess sediment and bathymetrically smooth seafloor. Geosphere, 11(2), 236-265. https://doi.org/10.1130/GES01079.1

Scholz, C. H. et Engelder, J. T. (1976). The role of asperity indentation and ploughing in rock friction — I: Asperity creep and stick-slip. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts, 13(5), 149-154. https://doi.org/10.1016/0148-9062(76)90819-6

Scholz, C. H. et Small, C. (1997). The effect of seamount subduction on seismic coupling. Geology, 25(6), 487-490. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0487:TEOSSO>2.3.CO;2

Scholz, C. H. (1998). Earthquakes and friction laws. Nature, 391(6662), 37-42. https://doi.org/10.1038/34097

Scholz, C. H. (2002). The Mechanics of Earthquakes and Faulting (2e éd.). Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/CBO9780511818516

Schwartz, D. P. et Coppersmith, K. J. (1984). Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas Fault Zones. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 89(B7), 5681-5698. https://doi.org/10.1029/JB089iB07p05681

Schwartz, L. M. et Kimminau, S. (1987). Analysis of electrical conduction in the grain consolidation model. Geophysics, 52(10), 1402-1411. https://doi.org/10.1190/1.1442252

Schwartz, S. Y. et Rokosky, J. M. (2007). Slow slip events and seismic tremor at circum-Pacific subduction zones: Slow Slip And Seismic Tremor. Reviews of Geophysics, 45(3), 1-32. https://doi.org/10.1029/2006RG000208

Screaton, E. J., Wuthrich, D. R. et Dreiss, S. J. (1990). Permeabilities, fluid pressures, and flow rates in the Barbados Ridge Complex. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 95(B6), 8997. https://doi.org/10.1029/JB095iB06p08997

Screaton, E., Saffer, D., Henry, P. et Hunze, S. (2002). Porosity loss within the underthrust sediments of the Nankai accretionary complex: Implications for overpressures. Geology, 30(1), 19. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0019:PLWTUS>2.0.CO;2

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., … Zhao, X. (2009a). 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. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 10(12). https://doi.org/10.1029/2009GC002713

Screaton, E.J., Kimura, G., Curewitz, D., and the Expedition 316 Scientists (2009b). Expedition 316 summary. Dans Kinoshita, M., Tobin, H., Ashi, J., Kimura, G., Lallemant, S., Screaton, E.J., Curewitz, D., Masago, H., Moe, K.T., and the Expedition 314/315/316 Scientists, Proc. IODP, 314/315/316: Washington, DC (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). https://doi.org/10.2204/iodp.proc.314315316.131.2009

Screaton, E. J., Torres, M. E., Dugan, B., Heeschen, K. U., Mountjoy, J. J., Ayres, C., Rose, P. S., Pecher, I. A., Barnes, P. M. et LeVay, L. J. (2019). Sedimentation Controls on Methane-Hydrate Dynamics Across Glacial/Interglacial Stages: An Example From International Ocean Discovery Program Site U1517, Hikurangi Margin. Geochemistry, Geophysics, Geosystems. https://doi.org/10.1029/2019GC008603

Screaton, E.J., Summerfield, C., Jaeger, J.M. et Whipple, J. (2021). Data report: permeability and grain size of sediments, IODP Expeditions 372 and 375. Dans Wallace, L.M., Saffer, D.M., Barnes, P.M., Pecher, I.A., Petronotis, K.E., LeVay, L.J., and the Expedition 372/375 Scientists, Hikurangi Subduction Margin Coring and Observatories. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 372B/375: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). https://doi.org/10.14379/iodp.proc.372B375.205.2021

Sen, P. N. (1987). Electrolytic conduction past arrays of charged insulating spheres. The Journal of Chemical Physics, 87(7), 4100-4107. https://doi.org/10.1063/1.453697

Seno, T., Stein, S. et Gripp, A. E. (1993). A model for the motion of the Philippine Sea Plate consistent with NUVEL-1 and geological data. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 98(B10), 17941-17948. https://doi.org/10.1029/93JB00782

Seno, T. (2000). The 21 September, 1999 Chi-Chi Earthquake in Taiwan: Implications for Tsunami Earthquakes. Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences, 11(3), 701. https://doi.org/10.3319/TAO.2000.11.3.701(CCE)

Seno, T. (2002). Tsunami earthquakes as transient phenomena. Geophysical Research Letters, 29(10), 58-1-58-4. https://doi.org/10.1029/2002GL014868

Seyfried Jr., W. E. et Bischoff, J. L. (1979). Low temperature basalt alteration by sea water: an experimental study at 70°C and 150°C. Geochimica et Cosmochimica Acta, 43(12), 1937-1947. https://doi.org/10.1016/0016-7037(79)90006-1

Shaddox, H. R. et Schwartz, S. Y. (2019). Subducted seamount diverts shallow slow slip to the forearc of the northern Hikurangi subduction zone, New Zealand. Geology, 47(5), 415-418. https://doi.org/10.1130/G45810.1

Shankar, U. et Riedel, M. (2013). Heat flow and gas hydrate saturation estimates from Andaman Sea, India. Marine and Petroleum Geology, 43, 434-449. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.12.004

Shearer, P. et Bürgmann, R. (2010). Lessons Learned from the 2004 Sumatra-Andaman Megathrust Rupture. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 38(1), 103-131. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040809-152537

Shen, P., Li, G., Li, B. et Li, X. (2020). Coupling effect of porosity and hydrate saturation on the permeability of methane hydrate-bearing sediments. Fuel, 269, 117425. https://doi.org/10.1016/j.fuel.2020.117425

Shelly, D. R., Beroza, G. C., Ide, S. et Nakamula, S. (2006). Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip. Nature, 442(7099), 188-191. https://doi.org/10.1038/nature04931

Shemenda, A. I. (1994). Initiation and Development of Subduction Under Horizontal Compression of the Lithosphere. Dans A. I. Shemenda (dir.), Subduction: Insights from Physical Modeling (p. 35-78). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-011-0952-9_3

Shepard, F. P. (1954). Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. Journal of Sedimentary Research, 24(3), 151-158. https://doi.org/10.1306/D4269774-2B26-11D7-8648000102C1865D

Shi, Y. et Wang, C.-Y. (1985). High pore pressure generation in sediments in front of the Barbados

ridge complex. Geophysical Research Letters, 12, 773–776. https://doi.org/10.1029/GL012i011p00773

Shipley, T. H., Stoffa, P. L. et Dean, D. F. (1990). Underthrust sediments, fluid migration paths, and mud volcanoes associated with the accretionary wedge off Costa Rica: Middle America Trench. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 95(B6), 8743-8752. https://doi.org/10.1029/JB095iB06p08743

Shipley, T. H., Moore, G. F., Bangs, N. L., Moore, J. C. et Stoffa, P. L. (1994). Seismically inferred dilatancy distribution, northern Barbados Ridge decollement: Implications for fluid migration and fault strength. Geology, 22(5), 411-414. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0411:SIDDNB>2.3.CO;2

Sianipar, D. et Subakti, H. (2017). Episodic Tremor and Slip in Northern Sumatra Subduction Zone (vol. 020012). https://doi.org/10.1063/1.4987054

Sibson, R. H. (1990). Conditions for fault-valve behaviour. Geological Society, London, Special Publications, 54(1), 15-28. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.054.01.02

Sibson, R. H. et Rowland, J. V. (2003). Stress, fluid pressure and structural permeability in seismogenic crust, North Island, New Zealand. Geophysical Journal International, 154(2), 584-594. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01965.x

Sibson, R. H. (2013). Stress switching in subduction forearcs: Implications for overpressure containment and strength cycling on megathrusts. Tectonophysics, 600, 142-152. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.02.035

Siegert, M., Krüger, M., Teichert, B., Wiedicke, M. et Schippers, A. (2011). Anaerobic Oxidation of Methane at a Marine Methane Seep in a Forearc Sediment Basin off Sumatra, Indian Ocean. Frontiers in Microbiology, 2, 249. https://doi.org/10.3389/fmicb.2011.00249

Sieh, K., Ward, S. N., Natawidjaja, D. et Suwargadi, B. W. (1999). Crustal deformation at the Sumatran Subduction Zone revealed by coral rings. Geophysical Research Letters, 26(20), 3141-3144. https://doi.org/10.1029/1999GL005409

Sieh, K. et Natawidjaja, D. (2000). Neotectonics of the Sumatran fault, Indonesia. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 105(B12), 28295-28326. https://doi.org/10.1029/2000JB900120

Silver, E., Kastner, M., Fisher, A., Morris, J., McIntosh, K. et Saffer, D. (2000). Fluid flow paths in the Middle America Trench and Costa Rica margin. Geology, 28(8), 679-682. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<679:FFPITM>2.0.CO;2

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. et Webb, F.

H. (2011). The 2011 Magnitude 9.0 Tohoku-Oki Earthquake: Mosaicking the Megathrust from Seconds to Centuries. Science, 332(6036), 1421-1425. https://doi.org/10.1126/science.1206731

Sing, K. S., Everett, D. H., Haul, R. A. W., Moscou, L., Pierotti, R. A., Rouquerol, J., et Siemieniewsha, T. (1985). Reporting physisorption data for gas/solid systems with special reference to the determination of surface area and porosity. Pure and Applied Chemistry, 57(4), 603–619. https://doi.org/10.1351/pac198557040603

Singh, S. C., Carton, H., Tapponnier, P., Hananto, N. D., Chauhan, A. P. S., Hartoyo, D., Bayly, M., Moeljopranoto, S., Bunting, T., Christie, P., Lubis, H. et Martin, J. (2008). Seismic evidence for broken oceanic crust in the 2004 Sumatra earthquake epicentral region. Nature Geoscience, 1(11), 777-781. https://doi.org/10.1038/ngeo336

Singh, S. C., Carton, H., Chauhan, A. S., Androvandi, S., Davaille, A., Dyment, J., Cannat, M. et Hananto, N. D. (2011a). Extremely thin crust in the Indian Ocean possibly resulting from Plume-Ridge Interaction: Extremely thin crust in the Indian Ocean. Geophysical Journal International, 184(1), 29-42. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04823.x

Singh, S. C., Hananto, N., Mukti, M., Robinson, D. P., Das, S., Chauhan, A., Carton, H., Gratacos, B., Midnet, S., Djajadihardja, Y. et Harjono, H. (2011b). Aseismic zone and earthquake segmentation associated with a deep subducted seamount in Sumatra. Nature Geoscience, 4(5), 308-311. https://doi.org/10.1038/ngeo1119

Singh, S. C., Hananto, N. D. et Chauhan, A. P. S. (2011c). Enhanced reflectivity of backthrusts in the recent great Sumatran earthquake rupture zones. Geophysical Research Letters, 38(4). https://doi.org/10.1029/2010GL046227

Skarbek, R. M., Rempel, A. W. et Schmidt, D. A. (2012). Geologic heterogeneity can produce aseismic slip transients. Geophysical Research Letters, 39(21), n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2012GL053762

Skarbek, R. M. et Rempel, A. W. (2017). Heterogeneous Coulomb wedges: Influence of fluid pressure, porosity, and application to the Hikurangi subduction margin, New Zealand. Journal of Geophysical Research: Solid Earth. https://doi.org/10.1002/2016JB013497

Smith, J.E. (1971). The dynamics of shale compaction and evolution of pore-fluid pressures. Journal of the International Association for Mathematical Geology 3, 239–263, https://doi.org/10.1007/BF02045794

Smith, G. L., McNeill, L. C., Wang, K., He, J. et Henstock, T. J. (2013). Thermal structure and megathrust seismogenic potential of the Makran subduction zone. Geophysical Research Letters, 40(8), 1528-1533. https://doi.org/10.1002/grl.50374

Solomon, E. A., Kastner, M., Wheat, C. G., Jannasch, H., Robertson, G., Davis, E. E. et Morris, J. D. (2009). Long-term hydrogeochemical records in the oceanic basement and forearc prism at the Costa Rica subduction zone. Earth and Planetary Science Letters, 282(1-4), 240-251. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.03.022

Song, T.-R. A., Helmberger, Donald. V., Brudzinski, M. R., Clayton, R. W., Davis, P., Perez-Campos, X. et Singh, S. K. (2009). Subducting Slab Ultra-Slow Velocity Layer Coincident with Silent Earthquakes in Southern Mexico. Science, 324(5926), 502-506. https://doi.org/10.1126/science.1167595

Song, C., et Underwood, M.B. (2017). Data report: permeability and microfabric of core samples from IODP Expedition 348, Hole C0002P, Nankai Trough accretionary prism. Dans Tobin, H., Hirose, T., Saffer, D., Toczko, S., Maeda, L., Kubo, Y., and the Expedition 348 Scientists, Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, 348: College Station, TX (Integrated Ocean Drilling Program). https://doi.org/10.2204/iodp.proc.348.201.2017

Soueid Ahmed, A., Revil, A., Byrdina, S., Coperey, A., Gailler, L., Grobbe, N., Viveiros, F., Silva, C., Jougnot, D., Ghorbani, A., Hogg, C., Kiyan, D., Rath, V., Heap, M. J., Grandis, H. et Humaida, H. (2018). 3D electrical conductivity tomography of volcanoes. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 356, 243-263. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.03.017

Spinelli, G. A. et Saffer, D. M. (2004). Along-strike variations in underthrust sediment dewatering on the Nicoya margin, Costa Rica related to the updip limit of seismicity. Geophysical Research Letters, 31(4). https://doi.org/10.1029/2003GL018863

Spinelli, G. A., Saffer, D. M. et Underwood, M. B. (2006). Hydrogeologic responses to three-dimensional temperature variability, Costa Rica subduction margin. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 111(B4). https://doi.org/10.1029/2004JB003436

Spinelli, G. A., Mozley, P. S., Tobin, H. J., Underwood, M. B., Hoffman, N. W. et Bellew, G. M. (2007). Diagenesis, sediment strength, and pore collapse in sediment approaching the Nankai Trough subduction zone. GSA Bulletin, 119(3-4), 377-390. https://doi.org/10.1130/B25920.1

Spinelli, G. A. et Harris, R. N. (2011). Thermal effects of hydrothermal circulation and seamount subduction: Temperatures in the Nankai Trough Seismogenic Zone Experiment transect, Japan. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 12(12). https://doi.org/10.1029/2011GC003727

Stein, S. et Okal, E. A. (s.d.). Long period seismic moment of the 2004 Sumatra earthquake and implications for the slip process and tsunami generation.

https://sites.northwestern.edu/sethstein/long-period-seismic-moment-of-the-2004-sumatra-earthquake-and-implications-for-the-slip-process-and-tsunami-generation/

Stern, T., Smith, E. G. C., Davey, F. J. et Muirhead, K. J. (1987). Crustal and upper mantle structure of the northwestern North Island, New Zealand, from seismic refraction data. Geophysical Journal International, 91(3), 913-936. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1987.tb01674.x

Stern, C. R. (1990). Comment on "A geochemical traverse across the North Chilean Andes: Evidence for crust generation from the mantle wedge" by G. Rogers and C.J. Hawkesworth. Earth and Planetary Science Letters, 101(1), 129-133. https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90134-J

Stern, R. J. (2002). Subduction zones. Reviews of Geophysics, 40(4). https://doi.org/10.1029/2001RG000108

Stern, T. A., Stratford, W. R. et Salmon, M. L. (2006). Subduction evolution and mantle dynamics at a continental margin: Central North Island, New Zealand. Reviews of Geophysics, 44(4). https://doi.org/10.1029/2005RG000171

Stern, C. R. (2011). Subduction erosion: Rates, mechanisms, and its role in arc magmatism and the evolution of the continental crust and mantle. Gondwana Research, 20(2-3), 284-308. https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.03.006

Stern, C. R. (2020). The role of subduction erosion in the generation of Andean and other convergent plate boundary arc magmas, the continental crust and mantle. Gondwana Research, 88, 220-249. https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.08.006

Strasser, M., Moore, G. F., Kimura, G., Kitamura, Y., Kopf, A. J., Lallemant, S., Park, J.-O., Screaton, E. J., Su, X., Underwood, M. B. et Zhao, X. (2009). Origin and evolution of a splay fault in the Nankai accretionary wedge. Nature Geoscience, 2(9), 648-652. https://doi.org/10.1038/ngeo609

Subarya, C., Chlieh, M., Prawirodirdjo, L., Avouac, J.-P., Bock, Y., Sieh, K., Meltzner, A. J., Natawidjaja, D. H. et McCaffrey, R. (2006). Plate-boundary deformation associated with the great Sumatra–Andaman earthquake. Nature, 440(7080), 46-51. https://doi.org/10.1038/nature04522

Sultan, N. (2020). Comment on "Sedimentation Controls on Methane-Hydrate Dynamics Across Glacial/Interglacial Stages: An Example From International Ocean Discovery Program Site U1517, Hikurangi Margin" by E. J. Screaton et al. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 21(6). https://doi.org/10.1029/2019GC008846

Sun, T., Saffer, D. et Ellis, S. (2020). Mechanical and hydrological effects of seamount subduction

on megathrust stress and slip. Nature Geoscience, 13(3), 249-255. https://doi.org/10.1038/s41561-020-0542-0

Syracuse, E. M. et Abers, G. A. (2006). Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 7(5). https://doi.org/10.1029/2005GC001045

Takemura, S., Noda, A., Kubota, T., Asano, Y., Matsuzawa, T. et Shiomi, K. (2019). Migrations and Clusters of Shallow Very Low Frequency Earthquakes in the Regions Surrounding Shear Stress Accumulation Peaks Along the Nankai Trough. Geophysical Research Letters, 46(21), 11830-11840. https://doi.org/10.1029/2019GL084666

Tanaka, S. (2012). Tidal triggering of earthquakes prior to the 2011 Tohoku-Oki earthquake. Geophysical Research Letters, 39(7), n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2012GL051179

Tanioka, Y. et Satake, K. (1996). Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom. Geophysical Research Letters, 23(8), 861-864. https://doi.org/10.1029/96GL00736

Tanioka, Y. et Seno, T. (2001). Sediment effect on tsunami generation of the 1896 Sanriku Tsunami Earthquake. Geophysical Research Letters, 28(17), 3389-3392. https://doi.org/10.1029/2001GL013149

Tappin, D. R., Grilli, S. T., Harris, J. C., Geller, R. J., Masterlark, T., Kirby, J. T., Shi, F., Ma, G., Thingbaijam, K. K. S. et Mai, P. M. (2014). Did a submarine landslide contribute to the 2011 Tohoku tsunami? Marine Geology, 357, 344-361. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.09.043

Taylor, B. (2006). The single largest oceanic plateau: Ontong Java–Manihiki–Hikurangi. Earth and Planetary Science Letters, 241(3-4), 372-380. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.11.049

Tessier, A., Campbell, P. G. C., et Bisson, M. (1979). Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals. Analytical Chemistry, 51(7), 844–851. https://doi.org/10.1021/ac50043a017

Testamanti, M. N. et Rezaee, R. (2017). Determination of NMR T 2 cut-off for clay bound water in shales: A case study of Carynginia Formation, Perth Basin, Western Australia. Journal of Petroleum Science and Engineering, 149, 497-503. https://doi.org/10.1016/j.petrol.2016.10.066

Thiry, M., Carrillo, N., Franke, C., et Martineau, N. (2013). Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des Rayons X et introduction à l'interprétation des diagrammes. https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00872214/

Tichelaar, B. W. et Ruff, L. J. (1993). Depth of seismic coupling along subduction zones. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 98(B2), 2017-2037.

https://doi.org/10.1029/92JB02045

Tilmann, F. J., Craig, T. J., Grevemeyer, I., Suwargadi, B., Kopp, H. et Flueh, E. (2010). The updip seismic/aseismic transition of the Sumatra megathrust illuminated by aftershocks of the 2004 Aceh-Andaman and 2005 Nias events. Geophysical Journal International, 181(3), 1261-1274. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04597.x

Tobin, H., Vannucchi, P. et Meschede, M. (2001). Structure, inferred mechanical properties, and implications for fluid transport in the décollement zone, Costa Rica convergent margin. Geology, 29(10), 907–910. https://doi.org/10.1130/00917613(2001)029<0907:SIMPAI>2.0.CO;2

Tobin, H. J. et Kinoshita, M. (2006). NanTroSEIZE: The IODP Nankai Trough Seismogenic Zone Experiment. Scientific Drilling, 2, 23-27. https://doi.org/10.2204/iodp.sd.2.06.2006

Tobin, H. J. et Saffer, D. M. (2009). Elevated fluid pressure and extreme mechanical weakness of a plate boundary thrust, Nankai Trough subduction zone. Geology, 37(8), 679-682. https://doi.org/10.1130/G25752A.1

Tobin, H., Hirose, T., Ikari, M., Kanagawa, K., Kimura, G., Kinoshita, M., Kitajima, H., Saffer, D., Yamaguchi, A., Eguchi, N., Maeda, L., Toczko, S., Bedford, J., Chiyonobu, S., Colson, T.A., Conin, M., Cornard, P.H., Dielforder, A., Doan, M.-L., Dutilleul, J., Faulkner, D.R., Fukuchi, R., Guérin, G., Hamada, Y., Hamahashi, M., Hong, W.-L., Ijiri, A., Jaeger, D., Jeppson, T., Jin, Z., John, B.E., Kitamura, M., Kopf, A., Masuda, H., Matsuoka, A., Moore, G.F., Otsubo, M., Regalla, C., Sakaguchi, A., Sample, J., Schleicher, A., Sone, H., Stanislowski, K., Strasser, M., Toki, T., Tsuji, T., Ujiie, K., Underwood, M.B., Yabe, S., Yamamoto, Y., Zhang, J., Sanada, Y., Kido, Y., Le Ber, E., et Saito, S. (2020). Expedition 358 summary. With contributions by T. Kanamatsu. Dans 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, 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.358.101.2020

Todd, E. K. et Schwartz, S. Y. (2016). Tectonic tremor along the northern Hikurangi Margin, New Zealand, between 2010 and 2015. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 121(12), 8706-8719. https://doi.org/10.1002/2016JB013480

Todd, E. K., Schwartz, S. Y., Mochizuki, K., Wallace, L. M., Sheehan, A. F., Webb, S. C., Williams, C. A., Nakai, J., Yarce, J., Fry, B., Henrys, S. et Ito, Y. (2018). Earthquakes and Tremor Linked to Seamount Subduction During Shallow Slow Slip at the Hikurangi Margin, New

Zealand. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 123(8), 6769-6783. https://doi.org/10.1029/2018JB016136

Tribble, J. (1990). 7. Clay diagenesis in the barbados accretionary complex: potential impact on hydrology and subduction dynamics, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 110, 97-110

Tsang, L. L. H., Meltzner, A. J., Philibosian, B., Hill, E. M., Freymueller, J. T. et Sieh, K. (2015a). A 15 year slow-slip event on the Sunda megathrust offshore Sumatra. Geophysical Research Letters, 42, 6630-6638. https://doi.org/10.1002/2015GL064928

Tsang, L. L. H., Meltzner, A. J., Hill, E. M., Freymueller, J. T., et Sieh, K. (2015b), A paleogeodetic record of variable interseismic rates and megathrust coupling at Simeulue Island, Sumatra. Geophysical Research Letters, 42, 10,585 – 10,594, https://doi.org/10.1002/2015GL066366

Tsuji, T., Tokuyama, H., Costa Pisani, P. et Moore, G. (2008). Effective stress and pore pressure in the Nankai accretionary prism off the Muroto Peninsula, southwestern Japan. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 113(B11). https://doi.org/10.1029/2007JB005002

Tsuji, T., Kamei, R. et Pratt, R. G. (2014). Pore pressure distribution of a mega-splay fault system in the Nankai Trough subduction zone: Insight into up-dip extent of the seismogenic zone. Earth and Planetary Science Letters, 396, 165-178. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.04.011

Tsuji, T., Ashi, J., Strasser, M. et Kimura, G. (2015). Identification of the static backstop and its influence on the evolution of the accretionary prism in the Nankai Trough. Earth and Planetary Science Letters, 431, 15-25. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.09.011

Tudge, J. et Tobin, H. J. (2013). Velocity-porosity relationships in smectite-rich sediments: Shikoku Basin, Japan. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 14(12), 5194-5207. https://doi.org/10.1002/2013GC004974

Uchida, N., Iinuma, T., Nadeau, R. M., Burgmann, R. et Hino, R. (2016). Periodic slow slip triggers megathrust zone earthquakes in northeastern Japan. Science, 351(6272), 488-492. https://doi.org/10.1126/science.aad3108

Uchida, N., R. Takagi, Y. Asano et Obara, K. (2020). Migration of shallow and deep slow earthquakes toward the locked segment of the Nankai megathrust. Earth and Planetary Science Letters, 531, 115986. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115986

Ujiie, K., Tanaka, H., Saito, T., Tsutsumi, A., Mori, J. J., Kameda, J., Brodsky, E. E., Chester, F. M., Eguchi, N. et Toczko, S. (2013). Low Coseismic Shear Stress on the Tohoku-Oki Megathrust Determined from Laboratory Experiments. Science, 342(6163), 1211.

https://doi.org/10.1126/science.1243485

Underwood, M.B. et Deng, X. (1997). Clay mineralogy and clay geochemistry in the vicinity of the decollement zone, northern Barbados Ridge, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 156, 3–30. https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.156.001.1997

Underwood, M.B. et Steurer, J.F. (2003). Composition and sources of clay from the trench slope and shallow accretionary prism of Nankai Trough (online). Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results 190/196. http://www-odp.tamu.edu/publications/190196SR/206/206.htm

Underwood, M. B. (2007). Sediment Inputs to Subduction Zones Why Lithostratigraphy and Clay Mineralogy Matter. Dans T. H. Dixon et C. Moore (dir.), The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults. Columbia University Press. https://doi.org/10.7312/dixo13866-003

Underwood, M. B. et Moore, G. F. (2012). Evolution of Sedimentary Environments in the Subduction Zone v of Southwest Japan: Recent Results from the NanTroSEIZE Kumano Transect. Dans C. Busby et A. Azor (dir.), Tectonics of Sedimentary Basins (p. 310-328). John Wiley & Sons, Ltd. https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch15

Underwood, M. B. et Guo, J. (2018). Clay-mineral assemblages across the Nankai-Shikoku subduction system, offshore Japan: A synthesis of results from the NanTroSEIZE project. Geosphere, 14(5), 2009-2043. https://doi.org/10.1130/GES01626.1

Underwood, M.B. (2021). Data report: clay mineral assemblages within trench-floor and accreted trench-floor deposits, IODP Expedition 372B/375 Sites U1518 and U1520, offshore New Zealand. Dans Wallace, L.M., Saffer, D.M., Barnes, P.M., Pecher, I.A., Petronotis, K.E., LeVay, L.J., and the Expedition 372/375 Scientists, Hikurangi Subduction Margin Coring, Logging, and Observatories. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 372B/375: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). https://doi.org/10.14379/iodp.proc.372B375.206.2021

Underwood, M.B. et Dugan, B. (sous presse). Data report: clay mineral assemblages within and beneath the Tuaheni Landslide Complex, IODP Expedition 372A Site U1517, offshore New Zealand. Dans Wallace, L.M., Saffer, D.M., Barnes, P.M., Pecher, I.A., Petronotis, K.E., LeVay, L.J., and the Expedition 372/375 Scientists, Hikurangi Subduction Margin Coring, Logging, and Observatories. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 372B/375: College Station, TX (International Ocean Discovery Program).

Uyeda, S. et Kanamori, H. (1979). Back-arc opening and the mode of subduction. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 84(B3), 1049.

https://doi.org/10.1029/JB084iB03p01049

Uyeda, S. (1987). Chilean vs. Mariana type subduction zones with remarks on arc volcanism and collision tectonics. Dans J. W. H. Monger et J. Francheteau (dir.), Geodynamics Series (vol. 18, p. 1-7). American Geophysical Union. https://doi.org/10.1029/GD018p0001

Vallée, M. et al. (2013). Intense interface seismicity triggered by a shallow slow slip event in the Central Ecuador subduction zone. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 118(6), 2965-2981. https://doi.org/10.1002/jgrb.50216

van Keken, P. E., Hacker, B. R., Syracuse, E. M. et Abers, G. A. (2011). Subduction factory: 4. Depth-dependent flux of H2O from subducting slabs worldwide. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 116(B1). https://doi.org/10.1029/2010JB007922

Vincent, B., Fleury, M., Santerre, Y. et Brigaud, B. (2011). NMR relaxation of neritic carbonates: An integrated petrophysical and petrographical approach. Journal of Applied Geophysics, 74(1), 38-58. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.03.002

von Huene, R. et Lallemand, S. (1990). Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins. Geological Society of America Bulletin, 102, 704-720. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1990)102<0704:TEATJA>2.3.CO;2

von Huene, R. et Scholl, D. W. (1991). Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. Reviews of Geophysics, 29(3), 279. https://doi.org/10.1029/91RG00969

Wadati, K. (1928). Shallow and deep earthquakes. Geophysical Magazine, 1, 162–202.

Walcott, R. I. (1998). Modes of oblique compression: Late Cenozoic tectonics of the south island of New Zealand. Reviews of Geophysics, 36(1), 1-26. https://doi.org/10.1029/97RG03084

Wallace, L. M., Beavan, J., McCaffrey, R. et Desmond, D. (2004). Subduction zone coupling and tectonic block rotations in the North Island, New Zealand. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 109(B12). https://doi.org/10.1029/2004JB003241

Wallace, L. M. et Beavan, J. (2006). A large slow slip event on the central Hikurangi subduction interface beneath the Manawatu region, North Island, New Zealand. Geophysical Research Letters, 33(11). https://doi.org/10.1029/2006GL026009

Wallace, L. M., Reyners, M., Cochran, U., Bannister, S., Barnes, P. M., Berryman, K., Downes, G., Eberhart-Phillips, D., Fagereng, A., Ellis, S., Nicol, A., McCaffrey, R., Beavan, R. J., Henrys, S., Sutherland, R., Barker, D. H. N., Litchfield, N., Townend, J., Robinson, R., … Power, W. (2009). Characterizing the seismogenic zone of a major plate boundary subduction thrust: Hikurangi Margin, New Zealand. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 10(10),

1-32. https://doi.org/10.1029/2009GC002610

Wallace, L. M. et Beavan, J. (2010). Diverse slow slip behavior at the Hikurangi subduction margin, New Zealand. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 115(B12). https://doi.org/10.1029/2010JB007717

Wallace, L. M., Barnes, P., Beavan, J., Van Dissen, R., Litchfield, N., Mountjoy, J., Langridge, R., Lamarche, G. et Pondard, N. (2012a). The kinematics of a transition from subduction to strike-slip: An example from the central New Zealand plate boundary. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117(B2), 1-24. https://doi.org/10.1029/2011JB008640

Wallace, L. M., Beavan, J., Bannister, S. et Williams, C. (2012b). Simultaneous long-term and short-term slow slip events at the Hikurangi subduction margin, New Zealand: Implications for processes that control slow slip event occurrence, duration, and migration. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117(B11), https://doi.org/10.1029/2012JB009489

Wallace, L. M. et Eberhart-Phillips, D. (2013). Newly observed, deep slow slip events at the central Hikurangi margin, New Zealand: Implications for downdip variability of slow slip and tremor, and relationship to seismic structure. Geophysical Research Letters, 40(20), 5393-5398. https://doi.org/10.1002/2013GL057682

Wallace, L. M., Bartlow, N., Hamling, I. et Fry, B. (2014). Quake clamps down on slow slip. Geophysical Research Letters, 41(24), 8840-8846. https://doi.org/10.1002/2014GL062367

Wallace, L. M., Webb, S. C., Ito, Y., Mochizuki, K., Hino, R., Henrys, S., Schwartz, S. Y. et Sheehan, A. F. (2016a). Slow slip near the trench at the Hikurangi subduction zone, New Zealand. Science, 352(6286), 701-704. https://doi.org/0.1126/science.aaf2349

Wallace, L. M., Araki, E., Saffer, D., Wang, X., Roesner, A., Kopf, A., Nakanishi, A., Power, W., Kobayashi, R., Kinoshita, C., Toczko, S., Kimura, T., Machida, Y. et Carr, S. (2016b). Near-field observations of an offshore Mw 6.0 earthquake from an integrated seafloor and subseafloor monitoring network at the Nankai Trough, southwest Japan. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 121(11), 8338-8351. https://doi.org/10.1002/2016JB013417

Wallace, L. M., Kaneko, Y., Hreinsdóttir, S., Hamling, I., Peng, Z., Bartlow, N., D'Anastasio, E. et Fry, B. (2017). Large-scale dynamic triggering of shallow slow slip enhanced by overlying sedimentary wedge. Nature Geoscience, 10(10), 765-770. https://doi.org/10.1038/ngeo3021

Wallace, L. M., Hreinsdóttir, S., Ellis, S., Hamling, I., D'Anastasio, E. et Denys, P. (2018). Triggered Slow Slip and Afterslip on the Southern Hikurangi Subduction Zone Following the

Kaikōura Earthquake. Geophysical Research Letters, 45(10), 4710-4718. https://doi.org/10.1002/2018GL077385

Wallace, L.M., Saffer, D.M., Barnes, P.M., Pecher, I.A., Petronotis, K.E., LeVay, L.J., Bell, R.E., Crundwell, M.P., Engelmann de Oliveira, C.H., Fagereng, A., Fulton, P.M., Greve, A., Harris, R.N., Hashimoto, Y., Hüpers, A., Ikari, M.J., Ito, Y., Kitajima, H., Kutterolf, S., Lee, H., Li, X., Luo, M., Malie, P.R., Meneghini, F., Morgan, J.K., Noda, A., Rabinowitz, H.S., Savage, H.M., Shepherd, C.L., Shreedharan, S., Solomon, E.A., Underwood, M.B., Wang, M., Woodhouse, A.D., Bourlange, S.M., Brunet, M.M.Y., Cardona, S., Clennell, M.B., Cook, A.E., Dugan, B., Elger, J., Gamboa, D., Georgiopoulou, A., Han, S., Heeschen, K.U., Hu, G., Kim, G.Y., Koge, H., Machado, K.S., McNamara, D.D., Moore, G.F., Mountjoy, J.J., Nole, M.A., Owari, S., Paganoni, M., Rose, P.S., Screaton, E.J., Shankar, U., Torres, M.E., Wang, X., et Wu, H.-Y., (2019). Expedition 372B/375 methods. In Wallace, L.M., Saffer, D.M., Barnes, P.M., Pecher, I.A., Petronotis, K.E., LeVay, L.J., and the Expedition 372/375 Scientists, Hikurangi Subduction Margin Coring, Logging, and Observatories. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 372B/375: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). https://doi.org/10.14379/iodp.proc.372B375.102.2019

Wallace, L. M. (2020). Slow Slip Events in New Zealand. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 48(1), 175-203. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-071719-055104

Walsh, J.B., (1981). Effect of pore pressure and confining pressure on fracture permeability. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts, 18, 429-435, https://doi.org/10.1016/0148-9062(81)90006-1

Walter, J. I., Schwartz, S. Y., Protti, J. M. et Gonzalez, V. (2011). Persistent tremor within the northern Costa Rica seismogenic zone. Geophysical Research Letters, 38(1). https://doi.org/10.1029/2010GL045586

Wan, Y., Shen, Z., Wang, M., Zeng, Y., Huang, J., Li, X., Cui, H. et Gao, X. (2015). Co-seismic fault geometry and slip distribution of the 26 December 2004, giant Sumatra–Andaman earthquake constrained by GPS, coral reef, and remote sensing data. Earthquake Science, 28(3), 187-195. https://doi.org/10.1007/s11589-015-0119-y

Wang, K. et Bilek, S. L. (2014). Invited review paper: Fault creep caused by subduction of rough seafloor relief. Tectonophysics, 610, 1-24. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.11.024

Wang, L., Gu, L.J. et Lu, H.L. (2020). Sediment permeability change on natural gas hydrate dissociation induced by depressurization. China Geology, 3(2), 221-229. https://doi.org/10.31035/cg2020039

Warren-Smith, E., Fry, B., Wallace, L., Chon, E., Henrys, S., Sheehan, A., Mochizuki, K., Schwartz, S., Webb, S. et Lebedev, S. (2019). Episodic stress and fluid pressure cycling in subducting oceanic crust during slow slip. Nature Geoscience, 12(6), 475-481. https://doi.org/10.1038/s41561-019-0367-x

Washburn, E. W. (1921). The Dynamics of Capillary Flow. Physical Review, 17(3), 273-283. https://doi.org/10.1103/PhysRev.17.273

Watson, S. J., Mountjoy, J. J., Barnes, P. M., Crutchley, G. J., Lamarche, G., Higgs, B., Hillman, J., Orpin, A. R., Micallef, A., Neil, H., Mitchell, J., Pallentin, A., Kane, T., Woelz, S., Bowden, D., Rowden, A. A. et Pecher, I. A. (2020). Focused fluid seepage related to variations in accretionary wedge structure, Hikurangi margin, New Zealand. Geology, 48(1), 56-61. https://doi.org/10.1130/G46666.1

Webb, T. H. et Anderson, H. (1998). Focal mechanisms of large earthquakes in the North Island of New Zealand: slip partitioning at an oblique active margin. Geophysical Journal International, 134(1), 40-86. https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00531.x

Wech, A. G., Creager, K. C. et Melbourne, T. I. (2009). Seismic and geodetic constraints on Cascadia slow slip. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 114(B10). https://doi.org/10.1029/2008JB006090

Wei, S. S., Wiens, D. A., van Keken, P. E. et Cai, C. (2017). Slab temperature controls on the Tonga double seismic zone and slab mantle dehydration. Science Advances, 3(1). https://doi.org/10.1126/sciadv.1601755

Wei, J., Wu, T., Feng, X., Liang, J., Li, W., Xie, R. et Wu, G. (2021). Physical Properties of Gas Hydrate-Bearing Pressure Core Sediments in the South China Sea. Geofluids. https://doi.org/10.1155/2021/6636125

Wendt, J., D. D. Oglesby et Geist, E. L. (2009). Tsunamis and splay fault dynamics. Geophysical Research Letters, 36(15). https://doi.org/10.1029/2009GL038295

Westbrook, G., Mascle, A., et Biju-Duval, B. (1984). Geophysics and the Structure of the Lesser Antilles Forearc. Dans Initial Reports DSDP, vol. 78A. U.S. Govt. Printing Office, Washington, D. C., https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.78a.102.1984.

Willbold, M. et Stracke, A. (2006). Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower con https://doi.org/tinental crust: Mantle End-Members. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 7(4), n/a-n/a. https://doi.org/110.1029/2005GC001005

Willbold, M. et Stracke, A. (2010). Formation of enriched mantle components by recycling of upper and lower continental crust. Chemical Geology, 276(3-4), 188-197.

https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.06.005

Williams, C. A., Eberhart-Phillips, D., Bannister, S., Barker, D. H. N., Henrys, S., Reyners, M. et Sutherland, R. (2013). Revised Interface Geometry for the Hikurangi Subduction Zone, New Zealand. Seismological Research Letters, 84(6), 1066-1073. https://doi.org/10.1785/0220130035

Winters, W. J., Pecher, I. A., Waite, W. F. et Mason, D. H. (2004). Physical properties and rock physics models of sediment containing natural and laboratory-formed methane gas hydrate. American Mineralogist, 89(8-9), 1221-1227. https://doi.org/10.2138/am-2004-8-909

Yamaguchi, A., Hirose, T., Ikari, M., Kanagawa, K., Kimura, G., Kinoshita, M., Kitajima, H., Saffer, D., Tobin, H., Eguchi, N., Maeda, L., Toczko, S., Bedford, J., Chiyonobu, S., Colson, T.A., Conin, M., Cornard, P.H., Dielforder, A., Doan, M.-L., Dutilleul, J., Faulkner, D.R., Fukuchi, R., Guérin, G., Hamada, Y., Hamahashi, M., Hong, W.-L., Ijiri, A., Jaeger, D., Jeppson, T., Jin, Z., John, B.E., Kitamura, M., Kopf, A., Masuda, H., Matsuoka, A., Moore, G.F., Otsubo, M., Regalla, C., Sakaguchi, A., Sample, J., Schleicher, A., Sone, H., Stanislowski, K., Strasser, M., Toki, T., Tsuji, T., Ujiie, K., Underwood, M.B., Yabe, S., Yamamoto, Y., Zhang, J., Sanada, Y., Kido, Y., Le Ber, E., et Saito, S. (2020). Site C0024. With contributions by T. Kanamatsu. In 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, NanTroSEIZE Plate Boundary Deep Riser 4: Nankai Seismogenic/Slow Slip Megathrust, https://doi.org/10.14379/iodp.proc.358.104.2020

Yamashita, T. (1980). Quasistatic crack extensions in an inhomogeneous viscoelastic medium - a possible mechanism for the occurrence of aseismic faulting. Journal of Physics of the Earth, 28(3), 309-326. https://doi.org/10.4294/jpe1952.28.309

Yamashita, Y., Yakiwara, H., Asano, Y., Shimizu, H., Uchida, K., Hirano, S., Umakoshi, K., Miyamachi, H., Nakamoto, M., Fukui, M., Kamizono, M., Kanehara, H., Yamada, T., Shinohara, M. et Obara, K. (2015). Migrating tremor off southern Kyushu as evidence for slow slip of a shallow subduction interface. Science, 348(6235), 676-679. https://doi.org/10.1126/science.aaa4242

Yokota, Y. et Ishikawa, T. (2020). Shallow slow slip events along the Nankai Trough detected by GNSS-A. Science Advances, 6(3), eaay5786. https://doi.org/10.1126/sciadv.aay5786

Yoshida, S. et Kato, N. (2003). Episodic aseismic slip in a two-degree-of-freedom block-spring model. Geophysical Research Letters, 30(13). https://doi.org/10.1029/2003GL017439

Yoshida, K., Hasegawa, A., Noguchi, S. et Kasahara, K. (2020). Low-frequency earthquakes

observed in close vicinity of repeating earthquakes in the brittle upper crust of Hakodate, Hokkaido, northern Japan. Geophysical Journal International, 223(3), 1724-1740. https://doi.org/10.1093/gji/ggaa418

Yuan, Y., Rezaee, R., Verrall, M., Hu, S.-Y., Zou, J. et Testmanti, N. (2018). Pore characterization and clay bound water assessment in shale with a combination of NMR and low-pressure nitrogen gas adsorption. International Journal of Coal Geology, 194, 11-21. https://doi.org/10.1016/j.coal.2018.05.003

Zachariasen, J., Sieh, K., Taylor, F. W., Edwards, R. L. et Hantoro, W. S. (1999). Submergence and uplift associated with the giant 1833 Sumatran subduction earthquake: Evidence from coral microatolls. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 104(B1), 895-919. https://doi.org/10.1029/1998JB900050

Zhao, H., Ning, Z., Wang, Q., Zhang, R., Zhao, T., Niu, T. et Zeng, Y. (2015). Petrophysical characterization of tight oil reservoirs using pressure-controlled porosimetry combined with rate-controlled porosimetry. Fuel, 154, 233-242. https://doi.org/10.1016/j.fuel.2015.03.085

Annexes

A.1 : Accès aux données de la thèse via OTELo Research Data Repository

A.2. Echantillons de la marge nord de Sumatra, expédition IODP 362, Site U1480

A.3. Echantillons de la marge nord de Sumatra, expédition IODP 362, Site U1481

A.4. Echantillons de la marge Nord d'Hikurangi, expéditions IODP 372-375, Site U1520

A.5. Echantillons de la marge Nord d'Hikurangi, expéditions IODP 372-375, Site U1519

A.6. Echantillons de la marge Nord d'Hikurangi, expéditions IODP 372-375, Site U1518

A.7. Echantillons de la marge Nord d'Hikurangi, expéditions IODP 372-375, Site U1517

A.1. Accès aux données de la thèse via OTELo Research Data Repository

Marge Nord de Sumatra, expédition IODP 362

- Mesures de porosité, CEC, cations échangeables et chlore soluble des Sites U1480 et U1481 : https://doi.org/10.24396/ORDAR-25

Marge Nord d'Hikurangi, expéditions IODP 372-375

- Mesures de DRX du Site U1520 : https://doi.org/10.24396/ORDAR-39
- Mesures de porosité, CEC, cations échangeables, chlore soluble, MIP et RMN du Site U1520 : https://doi.org/10.24396/ORDAR-37
- Mesures de porosité, CEC, cations échangeables, chlore soluble, MIP et RMN du Site U1519 : https://doi.org/10.24396/ORDAR-40
- Mesures de porosité, CEC, cations échangeables, chlore soluble, MIP et RMN du Site U1518 : https://doi.org/10.24396/ORDAR-31
- Mesures de porosité, CEC, cations échangeables, chlore soluble, MIP et RMN du Site U1517 : https://doi.org/10.24396/ORDAR-41

Marge de Nankai, expédition IODP 358

- Mesures de porosité, CEC, cations échangeables, chlore soluble, MIP, RMN et adsorption d'azote du Site C0024 : https://doi.org/10.24396/ORDAR-83
- Mesures de porosité, CEC, cations échangeables, chlore soluble, MIP et RMN du Site C0025 : https://doi.org/10.24396/ORDAR-84

A.2. Echantillons de la marge nord de Sumatra, expédition IODP 362, Site U1480

E2H5 E12H2

F21F1 F25F1 F33F2 F41F1 F53X3 F59X2 F67X1 F74X2 F78X2 F82X1 F91X1 F94X4

G2R3W
G5R2W
G6R2W
G8R4W
G11R2W
G13R3W
G15R2W
G17R2W
G18R3W
G20R2W
G22R1W
G23R3W
WR
IW
IW
IW
WR
IW
IW
IW

G26R5
G28R2
G30R2
G31R3
G34R2
G36R2
G38R4
G39R1
G41R2
G42R3
G44R3
G46R2
IW
IW
IW
WR
WR

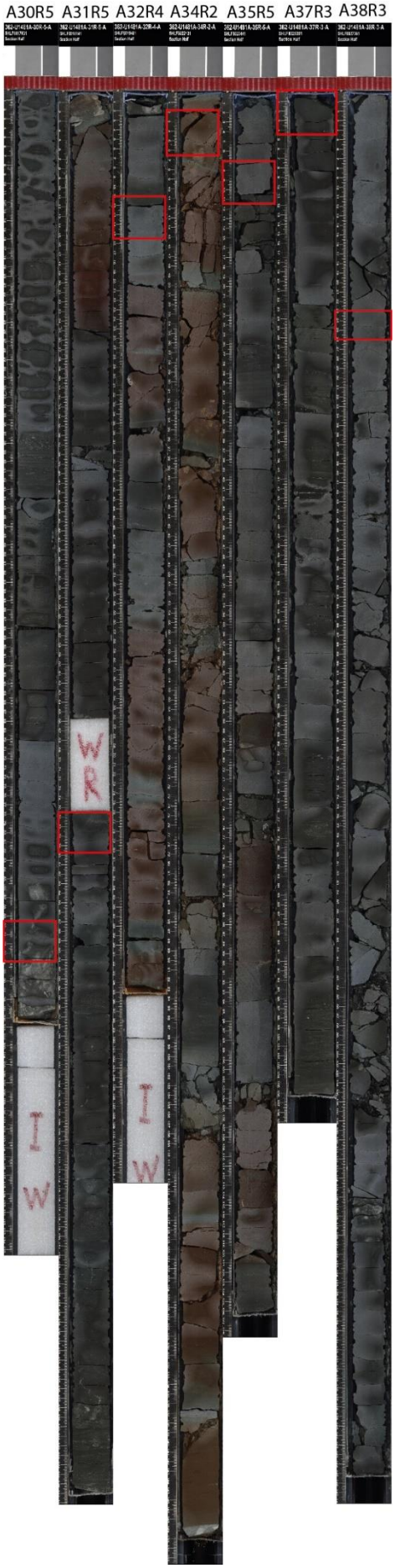
G47R2
G48R2
G49R5
G50R1
G51R2
G52R5
G53R3
G54R5
G55R4
G56R5
G58R2
G59R2

G60R3W G62R4W G65R2W G70R2W

H10H4 H16H2

A.3. Echantillons de la marge nord de Sumatra, expédition IODP 362, Site U1481

A2R3
A4R4
A7R3
A9R3
A11R2
A14R2
A15R3
A18R2
A19R3
A20R1
A22R4
A24R4
A25R1
A26R4
A27R4
A28R4

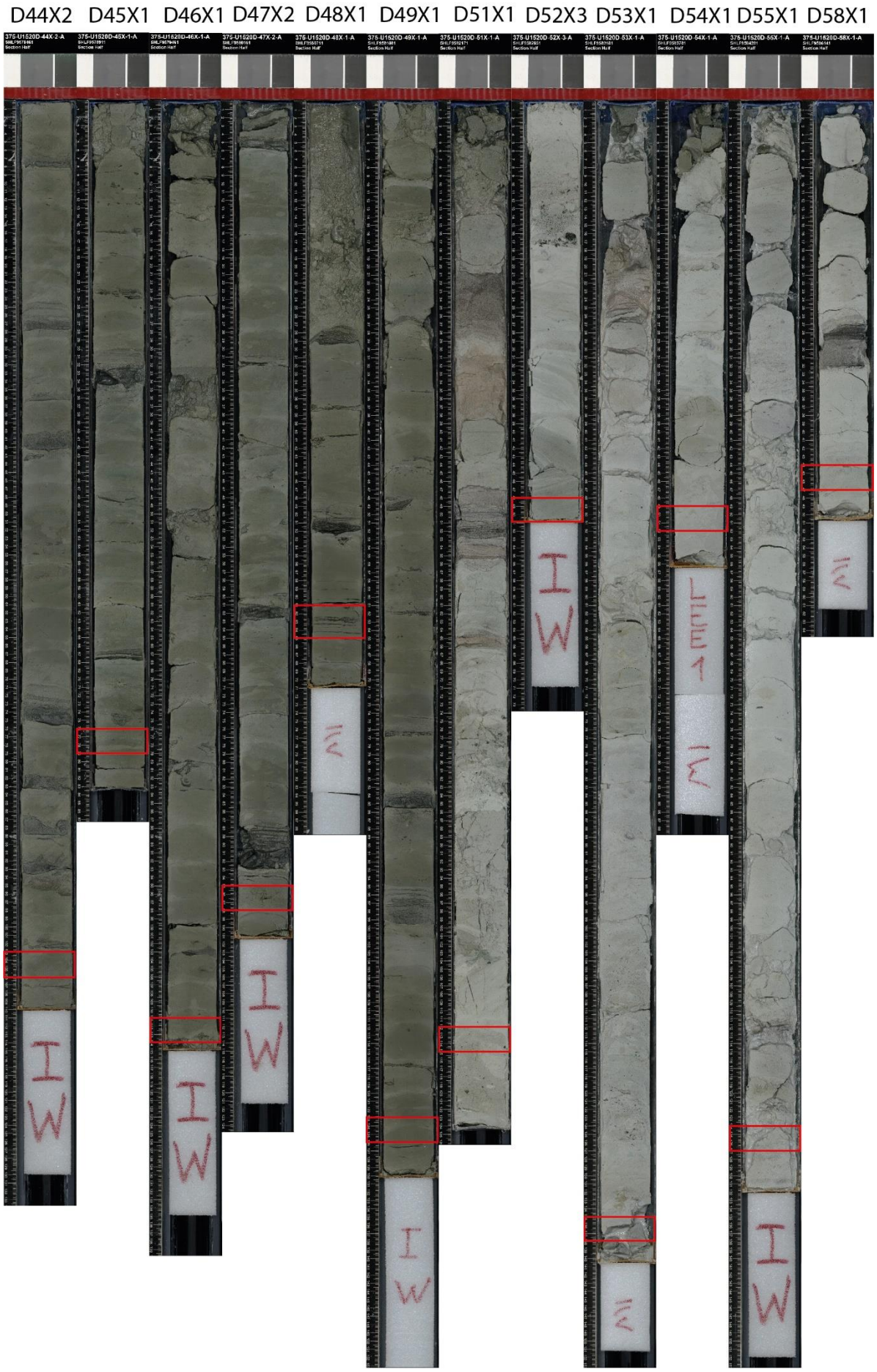

A30R5
A31R5
A32R4
A34R2
A35R5
A37R3
A38R3
WR
IW
IW

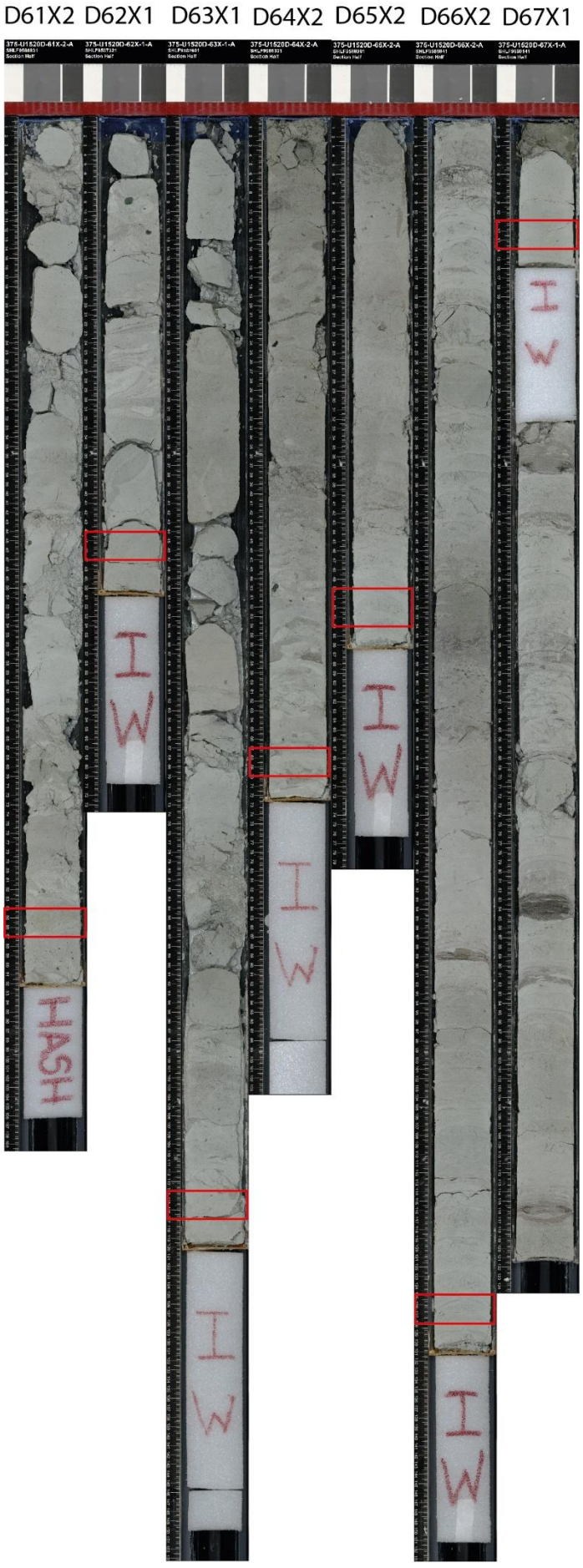
A.4. Echantillons de la marge Nord d'Hikurangi, expéditions IODP 372-375, Site U1520

D1H3
D2H3
D3H6
D4H2
D5H2
D6H5
D7H1
D8H1
D9H1
D10H1
D11H1
D12H3
CARE

D13H2
D14H3
D15H3
D16H2
D17H4
D18H3
D19F1
D20F2
D21F2
D22F2
D23F2
D25F4
HASH
SHRE

D27F1
D29F2
D32X1
D33X3
D35X5
D37X3
D38X2
D39X3
D40X1
D41X1
D42X2
D43X1
PAL
IW
HASH
LEE 1
IW
SHRE
IW
IW
IW
IW
IW
IW

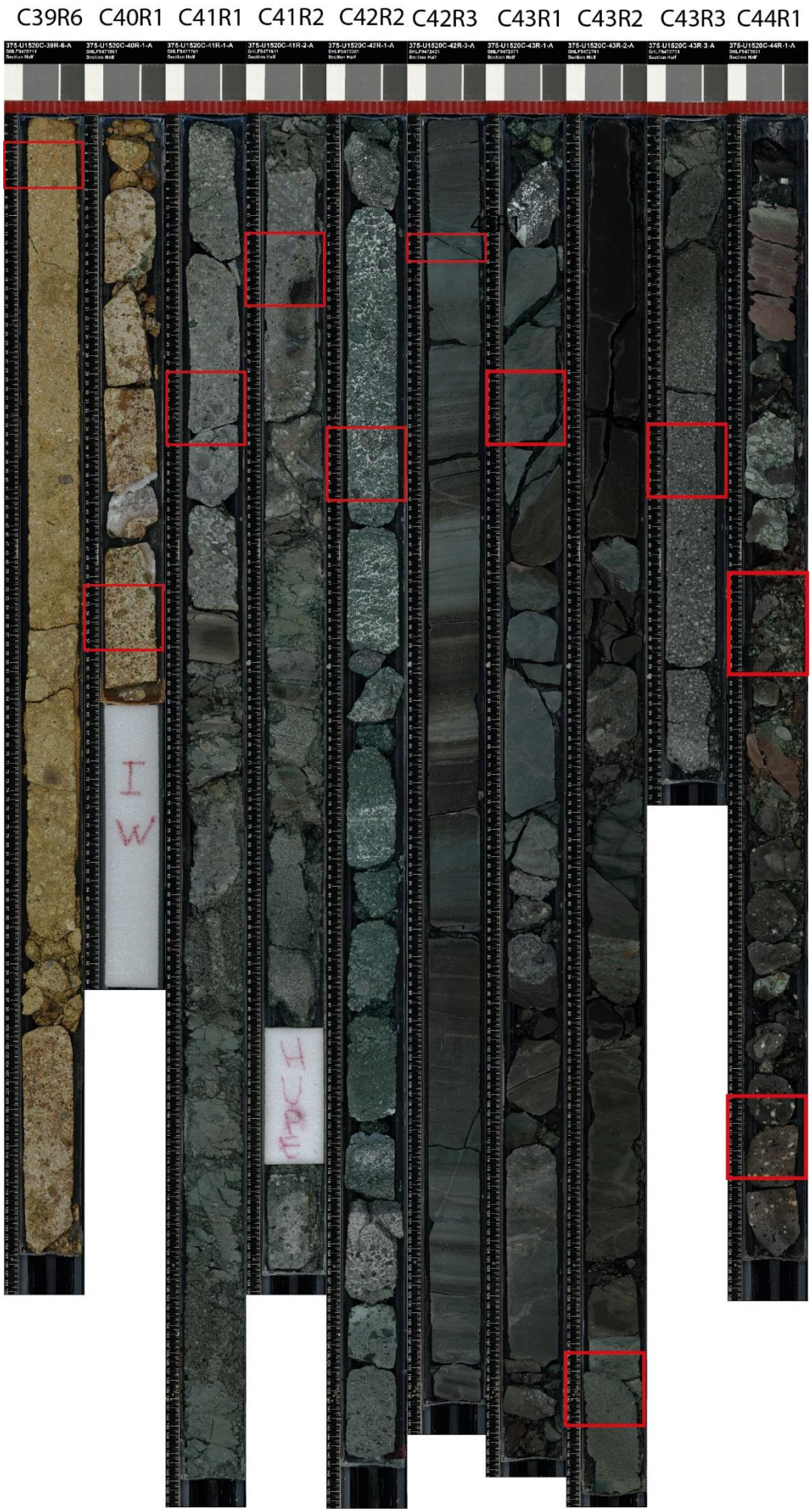

D44X2
D45X1
D46X1
D47X2
D48X1
D49X1
D51X1
D52X3
D53X1
D54X1
D55X1
D58X1


D61X2
D62X1
D63X1
D64X2
D65X2
D66X2
D67X1
HASH
I W

C2R1
C3R3
C4R3
C5R2
C6R3
C7R2
C8R4
C9R4
C10R3
C11R3
C12R2
C13R5
IW
CARE
IW
IW
MORG
IW
WRND
IW

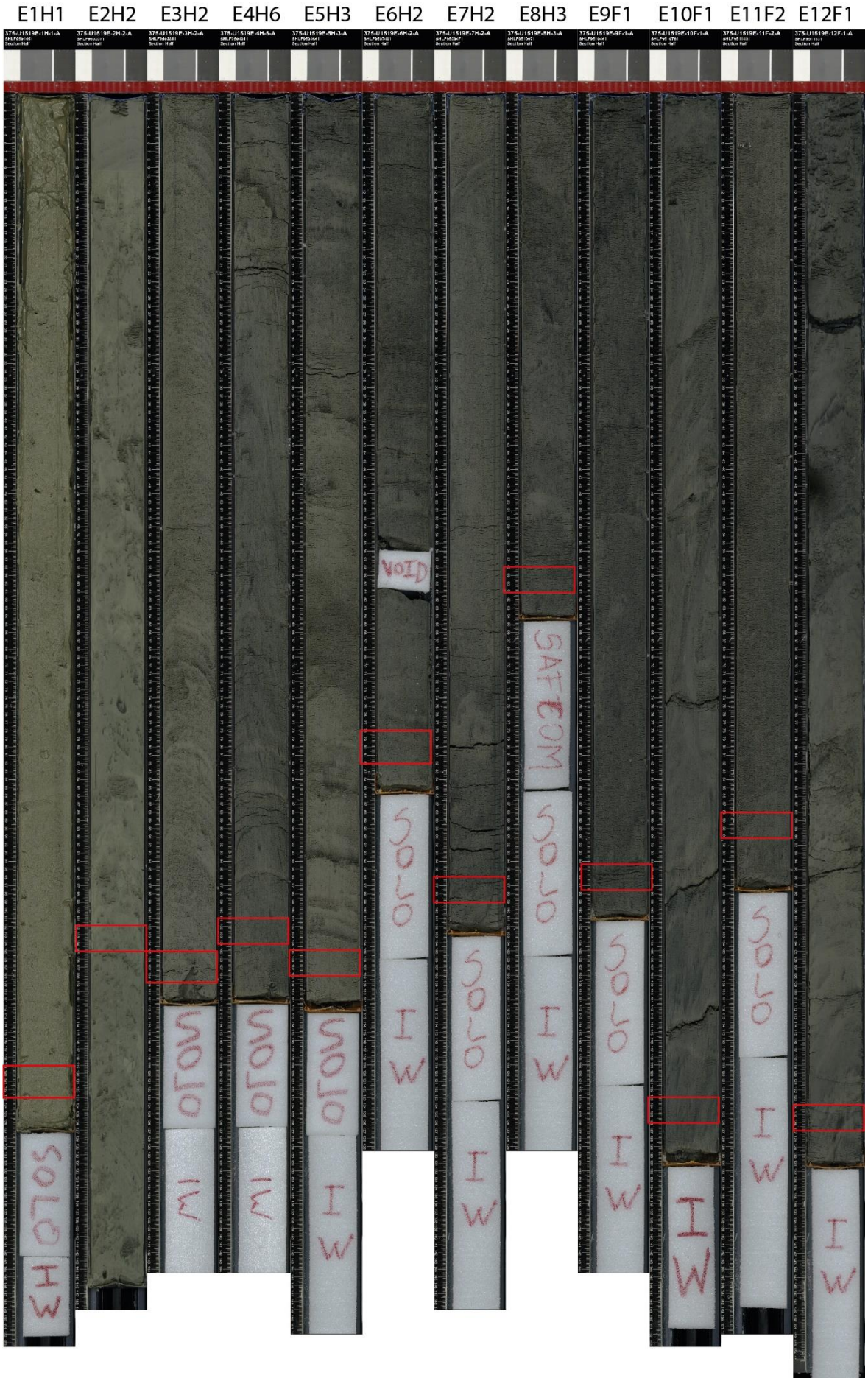
C14R4
C15R2
C16R2
C18R3
C19R1
C20R2
C21R1
C22R5
C23R1
C24R2
C26R3
C27R4

C27R5
C31R1
C32R1
C34R1
C34R4
C34R5
C34R6
C36R5
C37R1
C37R2
C37R3
C38R2


C39R6
C40R1
C41R1
C41R2
C42R2
C42R3
C43R1
C43R2
C43R3
C44R1

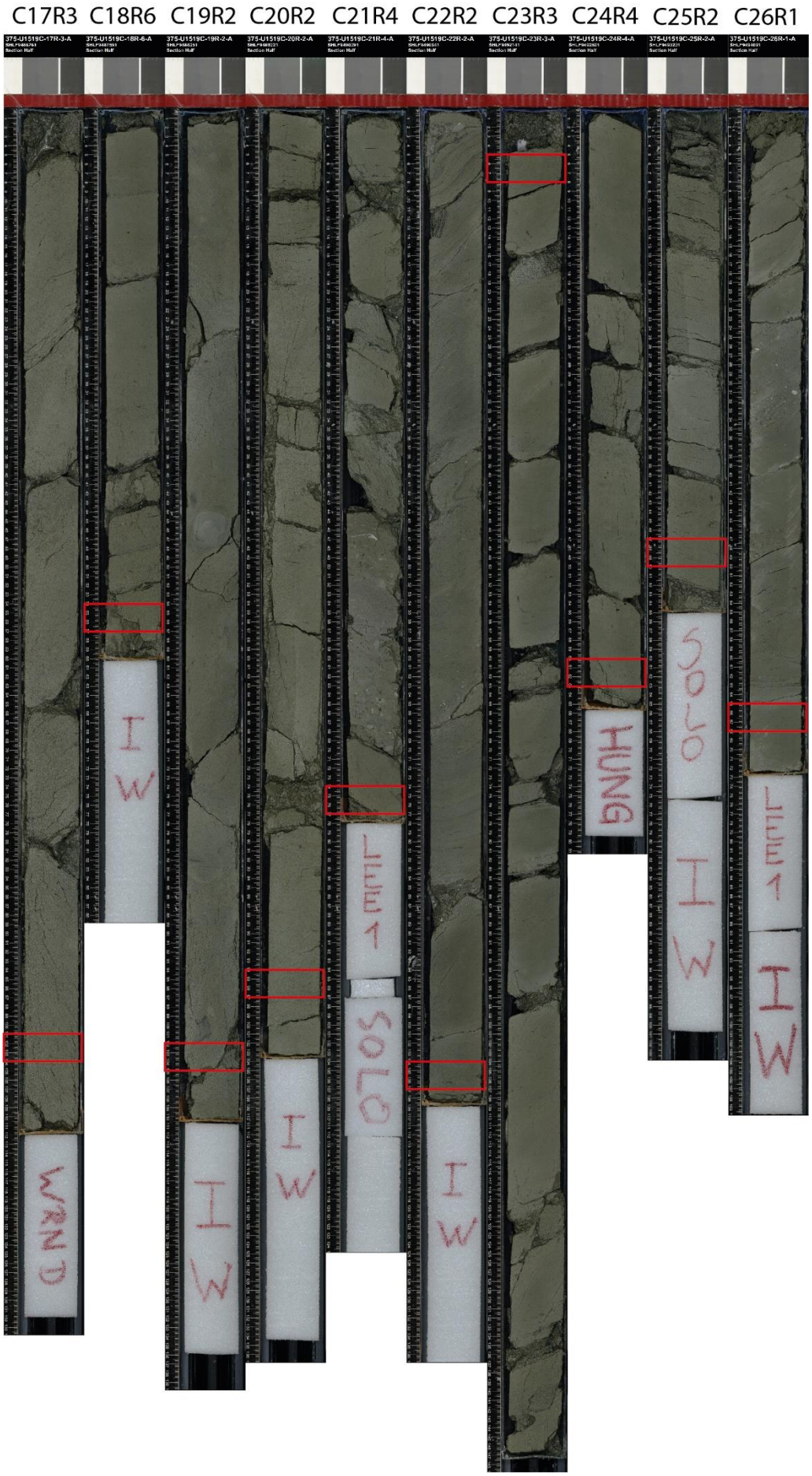
A.5. Echantillons de la marge Nord d'Hikurangi, expéditions IODP 372-375, Site U1519

D1H1
D1H2
D1H3
D2H2
D3H3

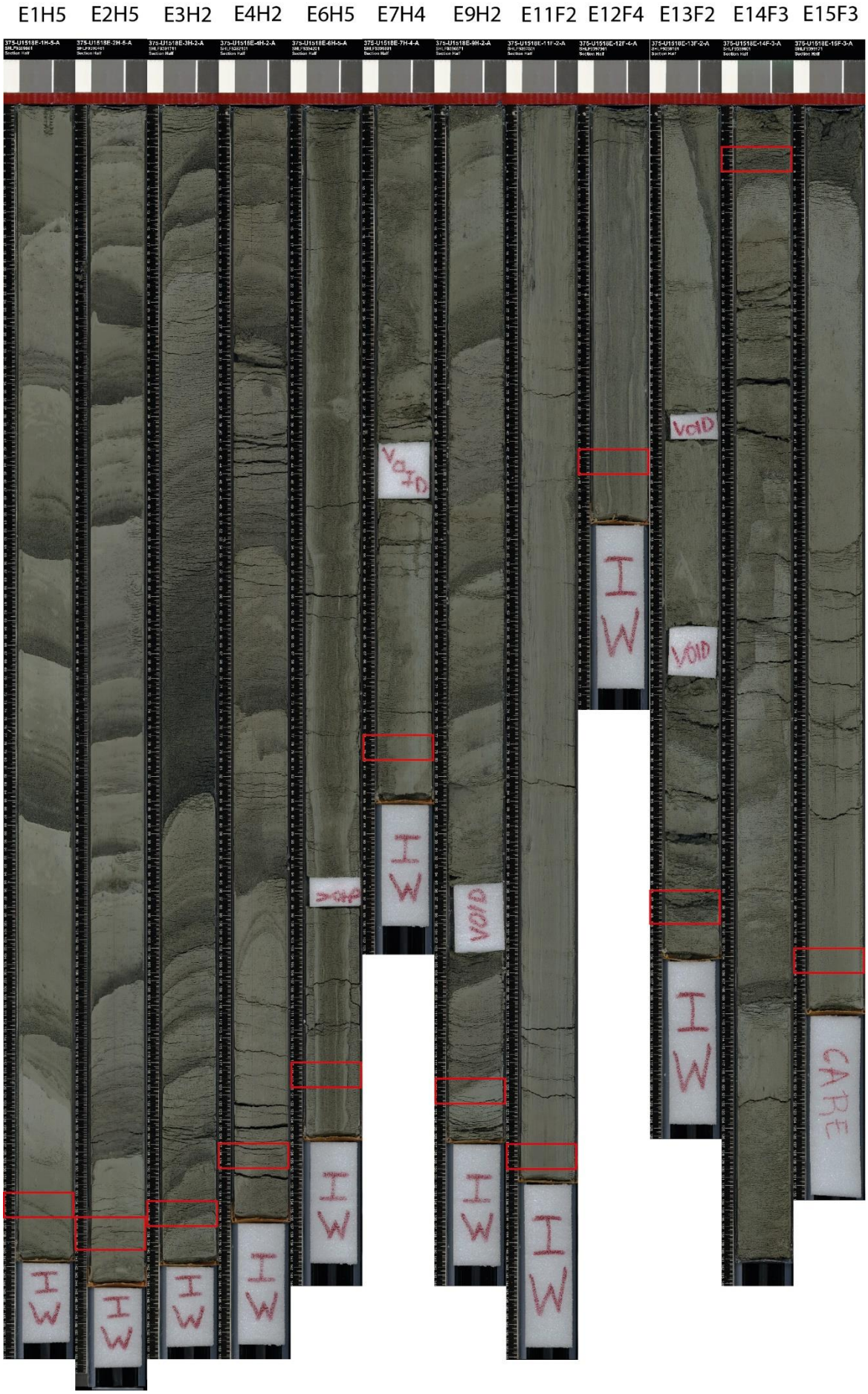

E1H1
E2H2
E3H2
E4H6
E5H3
E6H2
E7H2
E8H3
E9F1
E10F1
E11F2
E12F1
VOID
SAT COM
SOLO
IW

E13F1

C2R2
C3R1
C4R1
C5R1
C9R3
C10R2
C11R2
C12R1
C14R3
C15R3
C16R2
C17R2
SORE
NOLE
SOLO
IW
WASH
HUNG
KITA
IW
SATCOM
IW
IW
IW
IW
GROW
IW

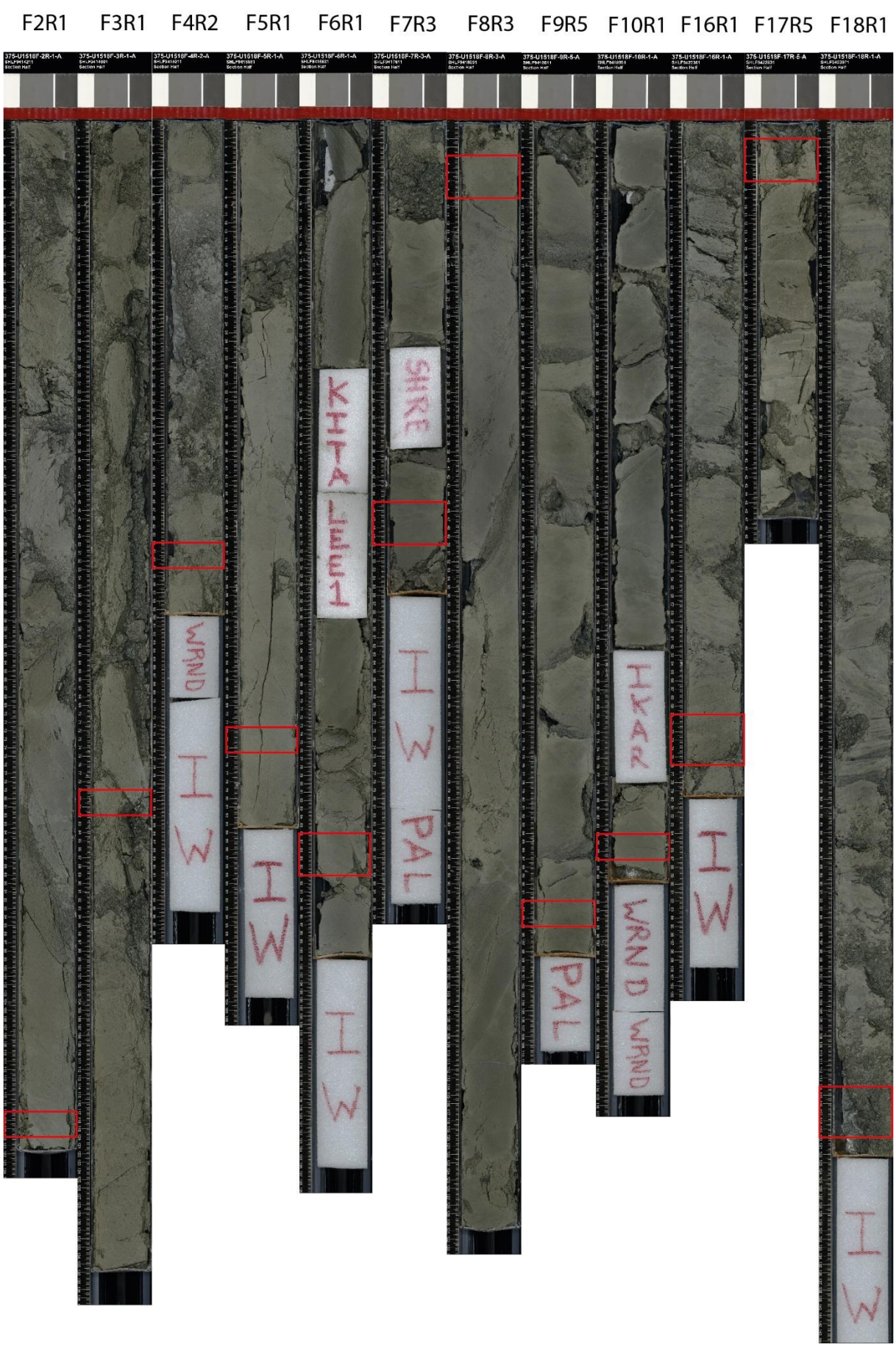

C17R3
C18R6
C19R2
C20R2
C21R4
C22R2
C23R3
C24R4
C25R2
C26R1
WAND
IW
IW
IW
LEE1
SOLO
IW
HUNG
SOLO
IW
LEE1
IW

A.6. Echantillons de la marge Nord d'Hikurangi, expéditions IODP 372-375, Site U1518


E1H5
E2H5
E3H2
E4H2
E6H5
E7H4
E9H2
E11F2
E12F4
E13F2
E14F3
E15F3
VOID
IW
CARE

E16F1
E17F1
E18F1
E21F1
E22F1
E23F1
E24F2
E25F2
E26X5
E27X2
E28X2
E29X3

E31X4 E32X2


F2R1
F3R1
F4R2
F5R1
F6R1
F7R3
F8R3
F9R5
F10R1
F16R1
F17R5
F18R1
KITA
LEE1
SHRE
WRND
IW
IW
IW
IW
PAL
IKAR
PAL
WRND
WRND
IW
IW

F19R2
F20R2
F21R2
F22R1
F23R1
F24R1
F25R1
F26R2
F27R1
F28R2
F29R1
F30R3

F31R2 F32R3

A.7. Echantillons de la marge Nord d'Hikurangi, expéditions IODP 372-375, Site U1517

C1H1
C2H4
C3F1
C4F1
C5F1
C7F2
C8F2
C9F2
C11F3
C13F2
C14F2
C15H3
IW
BARN
VOID
IW-CH

C16H4
C17H2
C18H3
C20F2
C22F1
C24F5
C26F2
C27F3
C28F2
C31F3
C33F1
C35F2
VOID
MUSH
BARN
HYD

Résumé : Etude pétrophysique et hydrogéologique des sédiments entrant dans les zones de subduction

Cette étude explore l'influence sur le type de sismicité exprimé par le méga-chevauchement des propriétés lithologiques, pétrophysiques et hydrogéologiques des sédiments entrant dans les systèmes de subduction, et de l'évolution de ces propriétés, à partir d'échantillons et de diagraphies issus d'expéditions du Programme International de Découverte des Océans (IODP) dans 1) la marge nord d'Hikurangi caractérisée par une sismicité modérée, des séismes lents et des tsunami earthquakes, 2) la marge de Nankai où ont été documentés des méga-séismes tsunamigènes, des séismes lents et des tsunami earthquakes et 3) la marge nord de Sumatra surépaissie, où des méga-séismes tsunamigènes ont principalement été enregistrés.

Dans la marge nord de Sumatra, un intervalle riche en smectites est interprété comme la zone de formation du futur décollement. Celui-ci coïncide au voisinage de la fosse avec un réflecteur sismique de forte amplitude et de polarité négative, lié à la présence de fluides produits par la déshydratation pré-subduction de la partie inférieure de l'épaisse séquence sédimentaire entrante. Le mégaséisme tsunamigène de 2004 aurait été favorisé par la lithification avancée des sédiments entrant ainsi que par le drainage des fluides du décollement par des failles du prisme externe. A contrario, dans la marge nord d'Hikurangi, le décollement se formerait dans des carbonates pélagiques ou des faciès volcanoclastiques altérés riches en fluides. Les contrastes de composition et de propriétés hydrogéologiques et pétrophysiques de la séquence sédimentaire entrante impliquent une distribution hétérogène des fluides le long de l'interface de subduction, avec des pressions de fluide potentiellement exacerbées au voisinage d'un mont sous-marin subduit sous la partie externe de la marge, dans une zone source de séismes lents. Combinées, ces hétérogénéités seraient à l'origine de propriétés de friction hétérogènes favorables à la formation de séismes lents et de tsunami earthquakes. Les séismes lents sont supposés 1) se propager jusqu'à la fosse le long de l'interface de subduction ou de failles satellitaires et 2) libérer régulièrement une partie de la déformation accumulée par le méga-chevauchement, ce qui expliquerait la sismicité modérée de la région.

L'intégration de ces résultats dans des modèles de production de fluide ou de couplage mécanique et sismique est une étape essentielle à l'amélioration de la gestion du risque sismique et de tsunami en contexte de subduction.

Mots clés : subduction ; fluide ; sédiment ; argile ; porosité ; perméabilité ; décollement ; IODP ; capacité d'échange cationique

Abstract: Petrophysical and hydrogeological study of sediment inputs to subduction zones

This study explores how earthquake and tsunami risks are controlled by compositional, petrophysical and hydrogeological properties of sediment inputs to subduction zones and how these properties evolve based on samples and logging data from recent expeditions of the International Ocean Discovery Program (IODP) at: 1) north Hikurangi margin hosting moderate seismicity, shallow slow earthquakes and tsunami earthquakes, 2) the Nankai margin where megathrust tsunamigenic earthquakes, slow earthquakes and tsunami earthquakes have been documented, and the 3) north Sumatra margin, characterized by an extremely thick input sedimentary section, where megathrust tsunamigenic earthquakes have been mostly recorded so far.

At the north Sumatra margin, we evidence that a clay-rich zone showing high smectite-bound water content will form a weak decollement corresponding to a high-amplitude negative polarity seismic reflection seaward of the trench that traps fluids produced by pre-subduction dehydration of the bottom of the thick input section. Shallow co-seismic slip propagation, thus mega-earthquake and catastrophic tsunami, are promoted by the strengthened thick input section and splay faults draining fluids from the decollement beneath the prism. In contrast, at the north Hikurangi margin, the decollement may form in fluid-rich pelagic carbonates or altered volcaniclastics above a rough altered oceanic crust. There, the heterogeneous compositional, hydrogeological and petrophysical properties of the input section trigger contrasted fluid distribution and potential for excess pore pressure generation along the plate boundary. Excess pore pressure might be exacerbated in the vicinity of a SSE source zone landward of a seamount subducted beneath the outer wedge. The combination of these heterogeneities likely induces heterogeneous frictional properties at the plate boundary fault, favorable to the occurrence of shallow slow and tsunami earthquakes. Slow slip is suspected to 1) propagate all the way the trench along the plate boundary fault or alternatively along splay faults, and 2) to cyclically release part of the strain accumulated at the plate boundary, resulting in moderate seismicity in the region.

This study also provides 1) essential quantitative inputs for advanced fluid-budget and seismo-mechanical modeling that are essential steps toward earthquake and tsunami hazard assessment and 2) methodological improvements including a workflow for porosity and compaction state characterization in clay-rich sediments.

Keywords: subduction; fluid; sediment; clay; porosity; permeability; decollement; IODP; cation exchange capacity