



HAL
open science

L'étude de la phase post-sismique du séisme de Tohoku-Oki (2011)

Axel Periollat

► **To cite this version:**

Axel Periollat. L'étude de la phase post-sismique du séisme de Tohoku-Oki (2011). Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes [2020-..], 2022. Français. NNT : 2022GRALU004 . tel-03917529

HAL Id: tel-03917529

<https://theses.hal.science/tel-03917529>

Submitted on 2 Jan 2023

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité : Terre Solide (CETSOL)

Arrêté ministériel : 25 mai 2016

Présentée par

Axel PERIOLLAT

Thèse dirigée par **Jérôme WEISS**, Directeur de Recherche,
Université Grenoble Alpes
et codirigée par **Mathilde RADIGUET**, Université Grenoble Alpes

préparée au sein du **Laboratoire Institut des Sciences de la
Terre**
dans l'**École Doctorale Sciences de la Terre de l'Environnement
et des Planètes**

L'étude de la phase post-sismique du séisme de Tohoku-Oki (2011)

Study of the post-seismic phase of the Tohoku- Oki earthquake (2011)

Thèse soutenue publiquement le **1 mars 2022**
devant le jury composé de :

Monsieur Jean-Mathieu NOCQUET

DIRECTEUR DE RECHERCHE, IRD délégation Ile-de-France,
Rapporteur

Monsieur Sylvain BARBOT

PROFESSEUR ASSOCIE, University of California - Los Angeles,
Rapporteur

Madame Mathilde VERGNOLLE

CHARGE DE RECHERCHE, CNRS délégation Côte d'Azur, Examinatrice

Monsieur David MARSAN

PROFESSEUR DES UNIVERSITES, Université Savoie Mont-Blanc,
Président

Madame Mai-Linh DOAN

MAITRE DE CONFERENCES HDR, Université Grenoble Alpes,
Examinatrice

Monsieur Jérôme WEISS

DIRECTEUR DE RECHERCHE, CNRS délégation Alpes, Directeur de
thèse

Madame Mathilde RADIGUET

PHYSICIENNE, Université Grenoble Alpes, Co-directrice de thèse



Résumé

Les mécanismes de glissement asismique (*afterslip*) et de relaxation viscoélastique permettent d'expliquer les larges taux de déformation observés pendant la phase post-sismique induit par les méga-séismes dans les zones de subduction. Dans le but d'améliorer la compréhension du cycle sismique il est crucial de démêler et de distinguer les signatures respectives de ces mécanismes dans la déformation mesurée en surface. La phase post-sismique précoce, qui succède immédiatement à la rupture co-sismique, est caractérisée par des taux de déformation élevés, et inclure les observations de cette phase précoce mène à une meilleure analyse des mécanismes impliqués. Dans cette thèse, j'explore la déformation post-sismique après le méga-séisme de subduction de M_w 9.0 Tohoku-Oki (2011). Tout d'abord, je présente le traitement cinématique des données GPS réalisé pour obtenir des séries temporelles de positions toutes les 30 secondes, ainsi que le post-traitement des solutions pour corriger les effets de trajets multiples et les modes communs. Les séries temporelles finales enregistrent la déformation de la surface à partir de 10 minutes après l'initiation de la rupture, jusqu'au premier mois après le choc principal. Cela me permet d'observer les deux principales répliques de Tohoku-Oki (M_w 7.4 et M_w 7.7) qui se sont produites pendant l'heure suivant la rupture. Dans un second temps, j'analyse l'évolution du déplacement des séries temporelles et j'utilise ces observations pour localiser le glissement post-sismique par une succession d'inversion statiques. Je constate que l'évolution temporelle du déplacement au cours du premier mois après Tohoku-Oki peut être expliquée par un mécanisme d'*afterslip*, qui présente une décroissance de type « Omori », avec une valeur d'exposant p autour de 0,75 sur la plupart de la région étudiée, à l'exception d'une petite région autour de la préfecture d'Ibaraki où $p \sim 1$ est observé. Cette valeur de $p < 1$ indique que les déplacements post-sismiques n'augmentent pas en logarithme du temps comme le prédit la rhéologie *rate-and-state* pour une interface frictionnelle. J'utilise des simulations numériques simples pour montrer qu'un exposant de $p < 1$ peut-être expliqué par une combinaison d'interactions élastiques et d'activation thermique résultant de l'effet cumulatif d'événements de glissements locaux activés thermiquement et par la contrainte co-sismique. Cela implique que l'*afterslip* précoce correspond plutôt à un mécanisme de fluage fragile transitoire. Ainsi, le comportement précoce (minutes-heures) reproduit la phénoménologie du fluage de la roche et sa correspondance au fluage transitoire (Stage I). Le comportement observé à plus grande échelle de temps (années) nécessite de combiner l'*afterslip* avec une relaxation viscoélastique traitée modélisée par un écoulement Newtonien avec une rhéologie dépendant de la contrainte.

Abstract

Both aseismic slip (afterslip) and viscoelastic have been proposed to explain the postseismic phase following megathrust earthquakes in subduction zones. The postseismic phase analysis is thus key to decipher the role played by the different mechanisms and distinguishing the respective signatures of these mechanisms within the measured surface deformation is crucial to enhance the understanding of the seismic cycle. The early postseismic phase, which immediately follows the coseismic rupture, is characterized by high deformation rates; and include these short-term observations lead to a better temporal analysis of the involved mechanism. In this PhD work I explore on the postseismic deformation following the M_w 9.0 Tohoku-Oki megathrust earthquake (2011). First of all, I present the GPS processing to obtain 30-seconds kinematic position time series and the post-processing to correct the multi-paths effects and the common modes. The final time series are recording the surface deformation starting 10 minutes, after the rupture initiation, until the first month after the mainshock. It allows me to observe and constrain the two main aftershocks of Tohoku-Oki (M_w 7.4 and M_w 7.7) which occurred during the first hour following the rupture. Then, I analyze the evolution of the time series and use these observations to locate the postseismic slip by a succession of static inversions. I find that the displacement temporal evolution over the first month after Tohoku-Oki can be explained by afterslip mechanism, which exhibits an “Omori-like” decay, with an exponent p around 0.75 over most of the studied region with the exception of a small region around Ibaraki prefecture where $p \sim 1$ is observed. This value of $p < 1$ indicates that postseismic displacements do not increase logarithmically over time as predicted by rate-and-state rheology for a frictional interface. I use simple numerical simulations to show that an exponent of $p < 1$ could be explained by a combination of elastic interactions and thermal activation resulting from the cumulative effect of stress- and thermally activated local/slip deformation events. It implies that early afterslip which rather corresponds to a transient brittle creep mechanism. Thus, the early (minutes-hours) behavior reproduces phenomenology of rock creep and its corresponding to the transient creep (Stage I). The behavior observed at larger time scale (years) require to combine afterslip with a viscoelastic relaxation processed modeled by a Newtonian flow with a stress-dependent rheology.

Remerciement

J'ai été honoré d'avoir soutenu ma thèse devant un tel jury, merci aux précieux rapports de Sylvain Barbot et Jean-Mathieu Nocquet qui m'ont permis de clarifier et d'enrichir les propos de mes travaux. Je remercie également Mai-Linh Doan, David Marsan et Mathilde Vergnolle pour la discussion très enrichissante lors de la soutenance.

Mes remerciements s'adressent tout d'abord à mes directeurs de thèse, Mathilde Radiguet et Jérôme Weiss notamment pour la confiance qu'ils m'ont accordée. Les divers conseils, suggestions ainsi que l'enthousiasme partagés furent une source de motivation qui m'a accompagné tout au long de ces trois années de thèse et plus particulièrement pour la rédaction de ce manuscrit. Je les remercie également d'avoir partagé le goût de la recherche, d'avoir veillé à ce que je reste stimulé du début à la fin et surtout toujours dans la bonne humeur que ce soit en *présentiel* et en *visio* et cela plus particulièrement pendant les années 2020-2021... ! Pendant ces 3 années de thèse j'ai vécu des hauts et des bas mais aussi des débats ... malgré tout grâce à mes directeurs j'ai pu produire ce manuscrit de thèse qui compile l'essence de ce travail.

Je remercie plus particulièrement Jérôme pour m'avoir transmis son goût pour la lecture, notamment pour les grands classiques sur le fluage... et pour m'avoir souvent répéter d'aller « droit au but », une chose que je garde en tête et que je m'efforce encore de faire. J'espère que tu garderas en tête ces *beaux souvenirs* de traitement de données GPS.

Un grand merci à Mathilde, avec qui j'ai commencé cette *aventure* japonaise durant mon master et pour la confiance que tu m'as accordée dès le début. Ton sens de la pédagogie qui transforme toujours les sujets complexes en idées simples a nettement permis de m'épauler pendant toutes ces années. Je garde aussi en tête tes précieux conseils et plus particulièrement ton acharnement à me répéter de toujours bien poser le contexte et la problématique d'étude...

Je tiens également à remercier Nathalie Cotte pour toutes ces longues discussions bienveillantes et le soutien apporté lors de ma première année de thèse qui fut la plus frustrante. Je retiens également le soutien psychologique que tu m'as apporté pendant le confinement.

Je remercie aussi Anne Socquet qui partage naturellement (et sans excès) son goût et sa passion pour la recherche.

La *seconde partie* de mon travail provient d'une collaboration avec David Amitrano que je remercie pour avoir partagé son champ d'activité.

Au cours de ce travail de thèse, j'ai eu l'occasion de travailler avec Cédric Twardzik qui a fait en sorte de pouvoir m'accueillir une semaine à l'EOST. Je tiens à le remercier pour son accueil, sa contribution dans ce travail qui fut le point démarrage de travail. Je garde également en tête toutes nos discussions sur la recherche, la vie personnelle mais aussi le foot et je me réjouis surtout de ta récente réussite !

J'ai été chanceux d'appartenir à deux équipes de recherche à savoir l'équipe *Faille* et l'équipe *Cycle Sismique et Déformations Transitoires*. J'ai donc *doublement* apprécié et profité des discussions scientifiques, interactions ainsi que des opportunités de présenter mon travail.

J'ai une pensée pour les membres du fantastique bureau 243 avec qui j'ai partagé d'excellents moments au quotidien, à savoir Lou de la team *Japon-GPS*, Tony, Nicolas numéro 2 (qui est au passage nul aux échecs) et Jessy le stagiaire-broyeur. Je pense également à Franck et Erwan (*toujours en visio-conf*) pour la bonne humeur qui véhicule au quotidien et qui sont toujours les premiers à avoir le mot pour rire.

ISTerre n'est pas uniquement un lieu de recherche et de travail mais également une place magnifique pour y faire de belles rencontres.

Je pense plus particulièrement à Andy, Benoît, *Estelle*, Guilhem, Nicolas numéro 1, Paul, Renaldo mais beaucoup d'autres comme Ahmed, Andres, Anuar, Audrey, Aurélien, Céline, David, Dilruba, Éric, Gino, Hugo, Jean-Éric, Judith, Juliette, Léonard, Louise, Marco, Margot, Martin, Nicolas numéro 2, Piero, Roméo ... et *Merci* à tous pour ces précieux moments au sein et surtout en *dehors* du laboratoire.

Je remercie aussi mes plus proches d'avoir pour votre présence le jour de ma soutenance Alexis, Baboo, BBT, Khaled, Lohan ...

Je remercie grandement ma famille à commencer par ma *Sœur*, la plus curieuse, courageuse et *surement* celle qui a depuis toujours le plus cru en moi et mes décisions. J'espère vraiment que tu pourras également être membre de la team Japon à ta manière comme tu le désires ... Je pense naturellement à mes grands-parents de *Saint-Eu*, là où tout à commencer pour moi ... Pour terminer je dédie ce travail à mes parents, vous êtes ceux dont la vie m'a le plus inspiré, et je sais pertinemment l'énergie que vous avez dépensée pour que je puisse trouver ma voie et y parvenir. C'est grâce à vous que j'en suis là et pour cela, *Merci pour Tout*.

Table des matières

| | |
|---|------------|
| RESUME | III |
| ABSTRACT | IV |
| REMERCIEMENT | VI |
| INTRODUCTION GENERALE | 1 |
| CHAPITRE 1 : ÉTAT DE L'ART SUR LE CYCLE SISMIQUE | 4 |
| 1.1 CYCLE SISMIQUE UNE VISION HISTORIQUE ET SIMPLIFIEE | 5 |
| 1.1.1 Sismicité mondiale et grand séismes historiques | 5 |
| 1.1.2 Cycle sismique et théorie du rebond élastique | 5 |
| 1.1.3 Expériences de laboratoire et étude des lois de friction | 8 |
| 1.1.4 Stratification en fonction de la profondeur des propriétés de friction | 11 |
| 1.2 ZONE DE SUBDUCTION ET CYCLE SISMIQUE UNE VISION RECENTE ET COMPLEXIFIEE | 13 |
| 1.2.1 Découverte et caractéristiques des glissements transitoires et asismiques | 13 |
| 1.2.1.1 Séismes lents : brève description | 14 |
| 1.2.1.2 Nucléation pré-sismique d'un grand tremblement de terre : brève description | 15 |
| 1.2.1.3 Phase Post-sismique : mise en évidence observationnelle et mécanismes | 17 |
| 1.2.2 Répliques Sismiques | 27 |
| 1.2.2.1 Description temporelle | 28 |
| 1.2.2.2 Description spatiale | 28 |
| 1.3 ENJEUX DE CE TRAVAIL | 30 |
| 1.3.1 Problématiques générales sur la phase post-sismique | 30 |
| 1.3.2 Problématiques propres à la phase post-sismique précoce | 33 |
| 1.3.3 Choix de la zone d'étude – Subduction japonaise et séisme de Tohoku-Oki | 34 |
| CHAPITRE 2 : ÉTAT DE L'ART SUR LE SEISME Mw 9.0 DE TOHOKU-OKI (2011) | 36 |
| 2.1 CARACTERISTIQUES DU SEISME DE TOHOKU-OKI | 37 |
| 2.1.1 Localisation du Séisme | 37 |
| 2.1.2 Tsunami et catastrophes pour la société | 38 |
| 2.1.3 Opportunités Scientifiques | 39 |
| 2.2 CYCLE SISMIQUE DU SEISME DE TOHOKU-OKI | 39 |
| 2.2.1 Avant le séisme de Tohoku-Oki | 41 |
| 2.2.1.1 Phase inter-sismique | 42 |
| 2.2.1.2 Phases de glissements transitoires et phase pré-sismique | 44 |
| 2.2.2 Phase co-sismique du séisme de Tohoku-Oki | 49 |
| 2.2.2.1 Propagation de la rupture de Tohoku-Oki | 49 |
| 2.2.2.2 Diversité des modèles de glissements de Tohoku-Oki | 52 |
| 2.2.3 Après le séisme de Tohoku-Oki | 56 |

| | |
|---|------------|
| 2.2.3.1 Phase post-sismique de Tohoku-Oki | 56 |
| 2.2.3.2 Aftershocks de Tohoku-Oki..... | 64 |
| 2.3 APPLICATIONS DE MA PROBLEMATIQUE D'ETUDE AU CAS DU SEISME DE TOHOKU-OKI | 67 |
| CHAPITRE 3 : DONNEES ET METHODES | 69 |
| 3.1 PREAMBULE SUR LA GEODESIE SPATIALE..... | 70 |
| 3.1.1 GNSS - GPS..... | 70 |
| 3.1.2 Résolutions temporelles et spatiales du réseau GEONET..... | 71 |
| 3.2 FONCTIONNEMENT DU GPS | 72 |
| 3.2.1 Principe..... | 72 |
| 3.2.2 Sources d'erreurs de la mesure GPS | 74 |
| 3.2.2.1 Au niveau du satellite..... | 75 |
| 3.2.2.2 Au niveau du milieu de propagation..... | 76 |
| 3.2.2.3 Au niveau de la station..... | 77 |
| 3.2.3 Outils de traitement de données GPS..... | 80 |
| 3.2.3.1 GAMIT et double différence | 80 |
| 3.2.3.2 GIPSY et Precise Point Positioning..... | 82 |
| 3.3 TRAITEMENT DE SOLUTIONS GPS CINEMATQUES AVEC LE LOGICIEL GIPSYX | 83 |
| 3.3.1 Principe de GIPSYX..... | 83 |
| 3.3.2 Traitement cinématiques des données sous GIPSYX..... | 85 |
| 3.3.2.1 Stratégie « générale »..... | 85 |
| 3.3.2.2 Stratégie plus « spécifique » | 89 |
| 3.3.3 Post-Traitement | 91 |
| 3.3.3.1 Filtre Sidéral..... | 91 |
| 3.3.3.2 Correction des modes communs | 94 |
| 3.4 UTILISATION DE SOLUTIONS GPS JOURNALIERES | 100 |
| 3.4.1 Traitement de données journalières..... | 100 |
| 3.4.2 Comparaison des solutions cinématiques et statiques..... | 100 |
| 3.4.3 Combinaison solutions cinématiques et statiques..... | 102 |
| CHAPITRE 4 : MODELISATION DE L'EVOLUTION TEMPORELLE DE LA PHASE POST- | |
| SISMIQUE DE TOHOKU-OKI (2011)..... | 106 |
| 4.1 INTRODUCTION | 107 |
| 4.2 MODELING POSTSEISMIC TEMPORAL EVOLUTION | 111 |
| 4.2.1 Early Postseismic Deformation | 112 |
| 4.2.1.1 Viscoelastic Relaxation..... | 114 |
| 4.2.1.2 Velocity-Strengthening Afterslip..... | 115 |
| 4.2.1.3 Transient Brittle Creep..... | 117 |
| 4.2.1.4 Combination of Viscoelastic Relaxation and Afterslip..... | 121 |
| 4.2.2 Postseismic Deformation at larger time-scales | 121 |

| | |
|---|------------|
| 4.3 DISCUSSION | 125 |
| 4.3.1 <i>Velocity-Strengthening interfacial rheology versus Transient Brittle Creep</i> | 126 |
| 4.3.2 <i>Transient Brittle Creep as combination of thermally-activated processes and elastic stress transfers</i> | 127 |
| 4.4 CONCLUSION | 134 |
| 4.5 SEISME DE SANRIKU-OKI M_w 7.3 | 135 |
| 4.5.1 <i>Détection de la déformation co-sismique et post-sismique</i> | 135 |
| 4.5.2 <i>Modélisations et Discussions</i> | 137 |
| | |
| CHAPITRE 5 : INVERSION STATIQUE POUR CONTRAINDRE LA LOCALISATION DU | |
| GLISSEMENT CO-SISMIQUE ET POST-SISMIQUE DE TOHOKU-OKI (2011) | 142 |
| 5.1 TIME WINDOWS DEFINITION | 143 |
| 5.2 SLIP INVERSION PROCEDURE | 144 |
| 5.2.1 <i>General information about the inversion procedure</i> | 144 |
| 5.2.2 <i>General information about resolution and restitution matrix</i> | 147 |
| 5.2.3 <i>Slip location for the mainshock, aftershocks and the early postseismic period</i> | 148 |
| 5.3 DISCUSSION | 155 |
| 5.3.1 <i>Identification of Two Main Afterslip Regions</i> | 155 |
| 5.3.2 <i>Postseismic deformation at larger timescales and Viscoelastic Relaxation</i> | 156 |
| 5.4 CONCLUSION | 157 |
| | |
| CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES | 158 |
| | |
| BIBLIOGRAPHIE | 163 |

Introduction générale

La vision classique de la lithosphère terrestre est celle d'un assemblage de quatorze plaques tectoniques principales dont les mouvements sont animés par les phénomènes de convection mantellique. La tectonique des plaques traduit donc les interactions entre ces unités tectoniques qui peuvent diverger ou converger les unes des autres, mais également coulisser l'une par rapport à l'autre. Le phénomène de subduction représente la convergence d'une plaque océanique sous une plaque (continentale ou océanique). La convergence de ces plaques au fil du temps, typiquement pendant des centaines d'années, entraîne une accumulation de contraintes. Les séismes correspondent à une déformation inélastique des roches, associée à un relâchement brutal de ces contraintes accumulées, une fois qu'un seuil de résistance maximale des roches est atteint. Les zones de subduction sont les régions du monde où la sismicité est la plus importante et où elle semble se répéter au cours du temps de façon cyclique. Les séismes représentent un fort aléa naturel dont l'impact peut entraîner d'importantes catastrophes (par exemple : effondrement des infrastructures ou tsunami, et donc par conséquence de lourdes pertes humaines). Cela justifie donc amplement la nécessité d'examiner au niveau des zones de subduction les processus qui contrôlent l'accumulation et la relaxation des contraintes.

Le cycle sismique intègre également différentes phases de glissements aismiques et transitoires comme la déformation post-sismique (relaxation du milieu après un gros séisme) qui est identifiée depuis quelques décennies. Plus récemment, d'autres types de glissements transitoires ont été observés et sont associés à pas ou peu de libération d'énergie sous forme d'ondes sismiques, ce sont les séismes lents (initiation spontanée, et durée bien plus longue que pour un séisme ordinaire). Ces différents événements se produisent donc sur des échelles de temps allant de quelques jours à plusieurs années.

Ces phénomènes transitoires, dont la contribution au glissement total n'est pas négligeable, sont identifiés notamment grâce à l'essor de la géodésie spatiale (étude et mesure de la forme et déformation de la surface terrestre). Cela se manifeste par une instrumentation des régions sensibles aux séismes ainsi que par l'évolution des techniques d'extraction et de traitement du signal. Dans la dernière décennie, cela a permis l'observation et l'enregistrement notamment de gros tremblements de terre (M_w 9.0 Tohoku-Oki Japon 2011, M_w 8.2 Iquique Chili 2014, M_w 8.3 Illiapel Chili 2015, ...) et de l'ensemble des déformations transitoires reliées à ces séismes. La disponibilité des observations GNSS (Géolocalisation et Navigation par un

Système de Satellites), dont la plus connue est le GPS, représente une opportunité afin d'explorer les comportements et d'étudier les mécanismes impliqués lors des différentes phases du cycle sismique sur différentes échelles de temps (heures-jours-années).

Ce travail de thèse se concentre sur le séisme de Tohoku-Oki au Japon, qui est le 4^{ème} séisme le plus important jamais observé. Les conséquences principales associées à ce tremblement de terre sont celles du tsunami et de l'accident nucléaire de Fukushima (*Genpatsu-shinsai* en Japonais). Le scénario de cette catastrophe montre la nécessité d'améliorer la compréhension du fonctionnement de la subduction japonaise, notamment sur la période de la phase post-sismique. Ce séisme s'est produit à proximité de l'un des réseaux GNSS les plus denses au monde, qui a été mis en place au milieu des années 90. Ce réseau a permis l'enregistrement du déplacement en surface par plus d'un millier de stations sur une période de plus de 20 ans, ce qui ouvre la possibilité d'explorer les caractéristiques de la rupture du séisme de Tohoku-Oki ainsi que de la déformation post-sismique qui lui a succédé. L'un des enjeux est de localiser et d'estimer l'amplitude des différentes phases de glissements provoquées par le séisme de Tohoku-Oki.

Alors que de nombreuses études sont faites et/ou sont en cours sur ce séisme, la particularité de mon approche se base sur l'exploration de la phase précoce du post-sismique. Pour cela, j'ai traité en cinématique des données GPS à 30 secondes afin d'augmenter la résolution des séries temporelles et d'explorer les premières minutes-heures des mesures de déplacement de la surface. Ces informations ne sont pas accessibles avec les méthodes de traitement « classiques », qui donnent des positions moyennées sur la journée. Ces dernières entraînent une surestimation de la contribution du séisme et donc une sous-estimation des mécanismes qui entrent en jeu directement après l'évènement. L'utilisation de séries temporelles hautement résolues permet donc d'approfondir la compréhension des failles pendant la phase précoce qui suit le séisme.

Mon étude commence par une présentation de l'état de l'art sur le contexte général du cycle sismique en zone de subduction dans le [Chapitre 1](#). Le [Chapitre 2](#) concerne le contexte de la zone de subduction japonaise ainsi que le séisme de Tohoku-Oki avec les observations déjà discutées dans la littérature. Le [Chapitre 3](#) se consacre à la description de la méthode de traitement des solutions GPS (cinématiques et journalières) ainsi qu'au travail de post-traitement nécessaire afin d'extraire le signal post-sismique précoce du niveau de bruit. Le [Chapitre 4](#) et le [Chapitre 5](#) présentent les résultats de l'étude sur l'analyse temporelle et sur l'analyse spatiale de la phase post-sismique de Tohoku-Oki, respectivement. La dernière partie

de ce manuscrit condense l'intégralité des [Conclusions et Perspectives](#) permises par les résultats de cette thèse, au regard des autres observations faites dans la région.

Chapitre 1 : État de l'art sur le cycle sismique

L'alternance, au niveau des zones de failles, de phases d'accumulation de contraintes, sur des temps longs, et de phase de glissements de durée courte relâchant ces contraintes constitue ce qu'on appelle le cycle sismique. Je commence par présenter la première description historique et simplifiée qui présente le cycle sismique comme une succession de phases de déformation élastiques et de glissements. J'expose les mécanismes proposés par les expériences de laboratoires (expériences de compression ou de friction) qui décrivent les régimes de glissements.

L'essor de la géodésie spatiale a permis de découvrir de nouveaux processus importants comme les séismes et également les phases post-sismiques qui succèdent aux tremblements de terre. La vision contemporaine et plus complète du cycle sismique inclut donc ces phases de glissements transitoires et asismiques. Je discute de la mise en évidence de ces glissements transitoires grâce aux observations géodésiques et je présente les mécanismes associés. J'aborde les thématiques qui concernent à la fois l'observation et la caractérisation des mécanismes ainsi que les prédictions des évolutions temporelles associées. Je mets en évidence le compromis existant entre les échelles de temps (supposées) des mécanismes impliqués pendant la phase post-sismique, ainsi que la durée des informations disponibles qui en permettent à la fois l'observation et l'analyse. La dernière section montre la particularité de ce travail de thèse qui se spécialise sur les premiers instants du post-sismique que l'on nomme la phase précoce. La région d'étude choisie est la zone de subduction japonaise et l'évènement étudié est le séisme M_w 9.0 de Tohoku-Oki (Japon 2011).

Ce chapitre permet donc de mettre en lumière les enjeux de ce travail de thèse, qui dans les chapitres suivants introduira le contexte de la zone d'étude, décrira la méthode d'extraction du signal, et qui analysera temporellement et spatialement la phase post-sismique précoce du séisme de Tohoku-Oki.

1.1 Cycle Sismique une Vision Historique et Simplifiée

1.1.1 Sismicité mondiale et grand séismes historiques

La dynamique globale de la lithosphère terrestre est expliquée par la tectonique des plaques. La mise en mouvement des plaques tectoniques (vitesse de quelques cm/an) peut entraîner des contextes de convergence entre des plaques (continentales ou océaniques). Lorsqu'une plaque océanique converge vers une autre plaque, la lithosphère océanique va s'enfoncer par contraste de densité sous la plaque sous-jacente jusqu'à plonger dans le manteau terrestre. Ce contexte tectonique se nomme une zone de subduction et dans cette région la sismicité est importante : depuis le 20^{ème} siècle on y atteste l'occurrence de gros tremblements de terre ($M_w \geq 8.0$).

Historiquement les séismes les plus importants jamais enregistré sont : M_w 9.1 Kamchatka (Russie 1952), M_w 9.5 Valdivia (Chili 1960), M_w 9.2 Alaska (USA 1964) et M_w 9.2 Sumatra-Andaman (Indonésie 2004). De nouveaux exemples se sont produits dans la dernière décennie, M_w 9.0 Tohoku-Oki (Japon 2011), M_w 8.8 Maule (Chili 2010), M_w 8.2 Iquique (Chili 2014) et M_w 8.3 Illapel (Chili 2015). Ces gros séismes de subduction se produisent souvent en mer et peuvent entraîner des tsunamis dont les conséquences s'ajoutent à celles produites par la secousse.

Une meilleure compréhension des mécanismes en jeu dans les zones de faille est nécessaire et présente donc un enjeu primordial sur le long terme pour améliorer l'estimation de l'aléa sismique. Une première vision du cycle sismique fut émise par Reid, (1910) avec la « Théorie du Rebond Élastique » suite au séisme $M_w \sim 7.8$ de San Francisco (USA 1906), voir [figure 1.1.a-b](#).

1.1.2 Cycle sismique et théorie du rebond élastique

La vision proposée par Reid, (1910) décompose le cycle sismique d'une faille en succession de phases de chargement et de déchargement des contraintes. La phase inter-sismique désigne la période où la tectonique des plaques entraîne un chargement élastique des contraintes qui se

localisent sur la partie bloquée de la faille en surface. Cette phase de chargement peut durer plusieurs années (10, 100 ou bien 1000 ans) jusqu'à ce que le seuil de rupture soit atteint. Le séisme correspond donc au relâchement des contraintes qui se sont accumulées sur la partie bloquée de la faille en surface. Le terme co-sismique sert à décrire la période qui englobe la nucléation du séisme, la propagation de la rupture (quelques km/s) jusqu'à la fin du glissement qui en résulte (*slip* en anglais), voir [figure 1.1.c](#). La déformation observée en surface causée par le séisme se fait dans un sens opposé à celle de la phase inter-sismique.

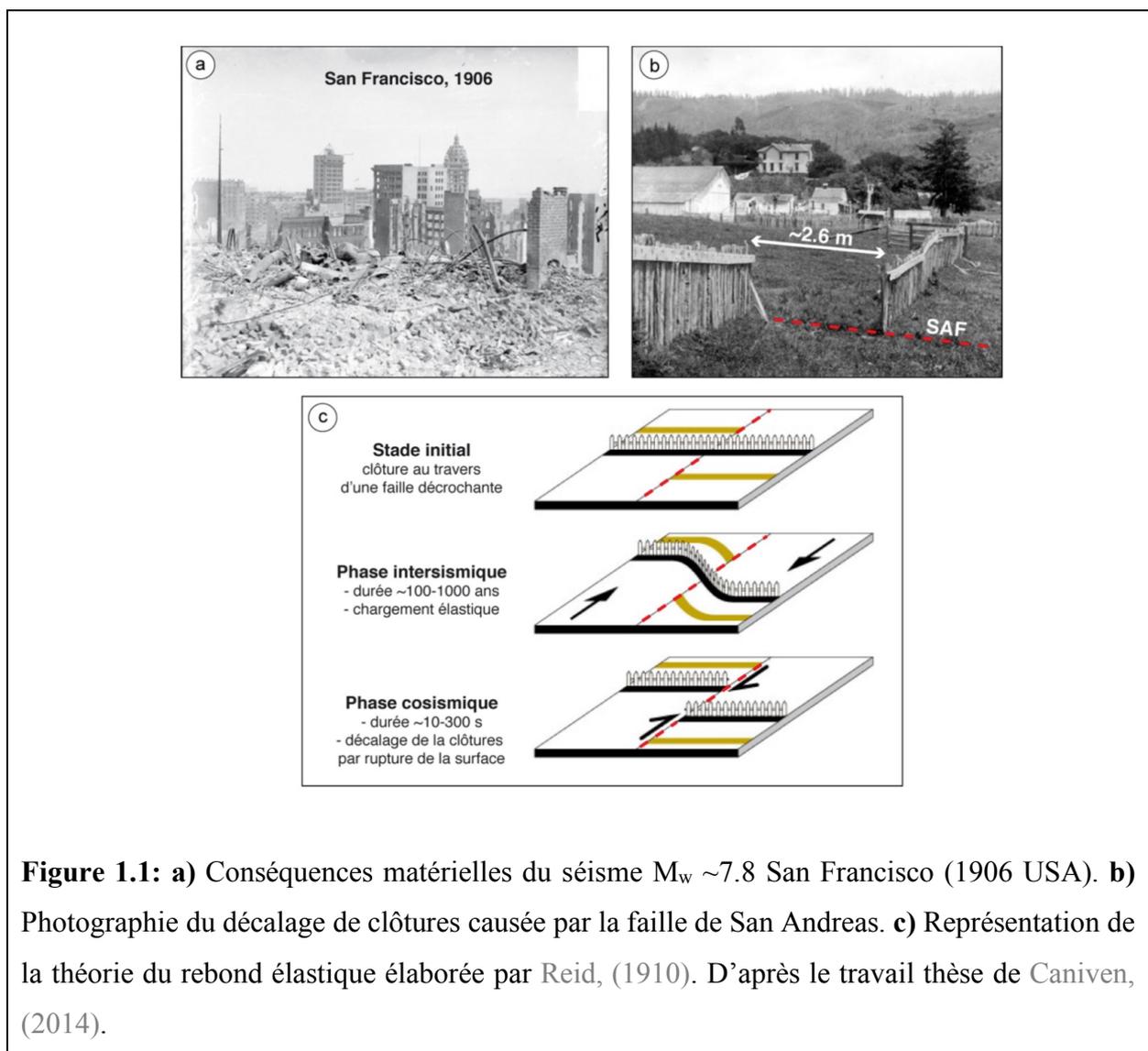


Figure 1.1: a) Conséquences matérielles du séisme $M_w \sim 7.8$ San Francisco (1906 USA). b) Photographie du décalage de clôtures causée par la faille de San Andreas. c) Représentation de la théorie du rebond élastique élaborée par Reid, (1910). D'après le travail thèse de Caniven, (2014).

D'après la « Théorie du Rebond Élastique » ces deux phases se succèdent et se répètent de façon périodique au cours de la durée d'activité d'une faille, voir [figure 1.2](#). L'échelle de temps du cycle sismique est comprise entre quelques dizaines et milliers d'années, ce qui est nettement supérieur aux observations disponibles.

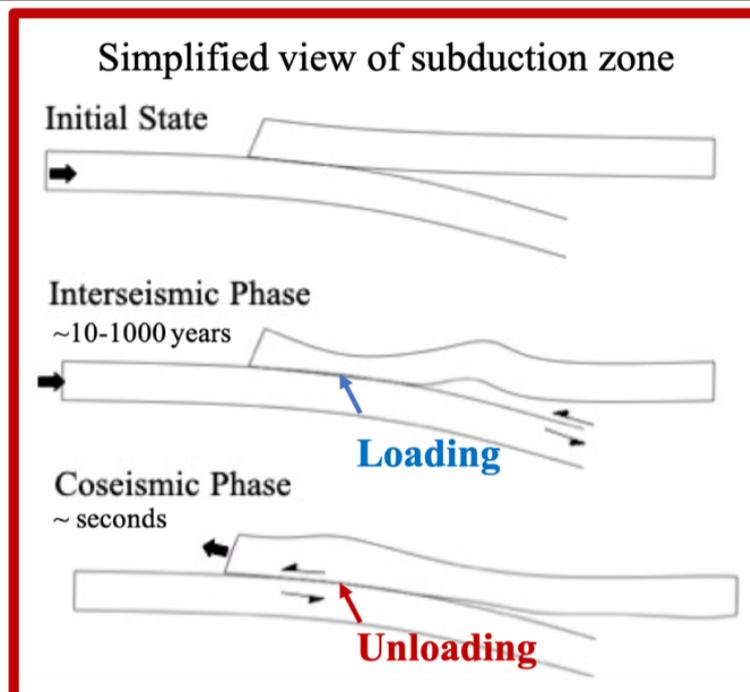
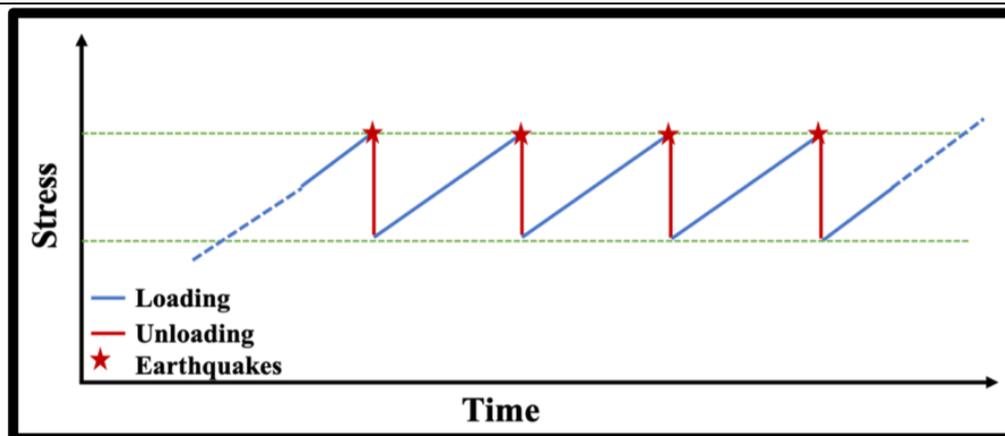


Figure 1.2: Encadré noir : Modèle de Cycle Sismique historique proposé par Reid, (1910). Cette vision simplifiée décrit le cycle sismique respectivement, par une succession de phase de chargement, phase inter-sismique, et de déchargement de contraintes, séisme et phase co-sismique en bleu et rouge. **Encadré rouge :** Représentation simplifiée d'une zone de subduction. La flèche bleue désigne la localisation de la zone bloquée où les contraintes s'accumulent pendant la phase inter-sismique, dans ces zones les contraintes sont relâchées pendant la phase co-sismique. La plaque chevauchante se déforme également pendant ces deux phases.

L'application du modèle de Reid, (1910) dans un contexte de zone de subduction, voir , décrit également la déformation de la plaque chevauchante pendant la phase de chargement et de déchargement des contraintes.

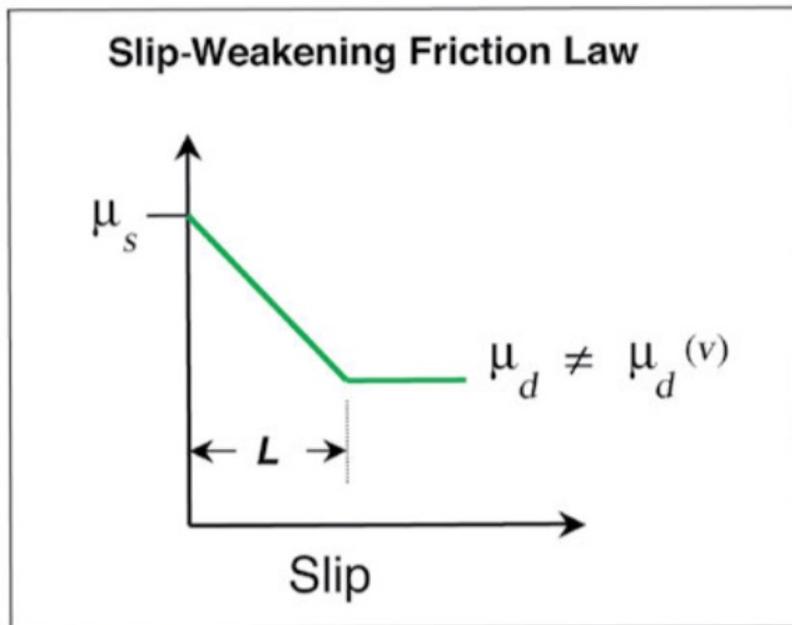
1.1.3 Expériences de laboratoire et étude des lois de friction

Une partie importante de la théorie sur la dynamique des séismes a été établie à partir d'observations à petites échelles, sur le comportement mécanique des roches lors d'expériences de compression uni/multiaxiales sur des échantillons intacts ou via des expériences de friction. Ces expériences suggèrent que le déclenchement d'un séisme résulte d'instabilités de friction.

Le modèle établi par Brace & Byerlee, (1966) propose un mécanisme nommé adhérence-glissement (*stick-slip* en anglais). Cela coïncide avec la vision simplifiée du cycle sismique ; la phase de chargement inter-sismique d'accumulation de contrainte est associée à la phase de *stick* alors que le séisme correspond à la phase de *slip*. Le modèle de *stick-slip* prédit une initiation du glissement lorsque le rapport de la contrainte normale sur la contrainte tangentielle atteint une valeur seuil appelée coefficient de frottement statique μ_s . Le comportement d'affaiblissement (*slip-weakening* en anglais) traduit l'évolution du coefficient de frottement qui décroît avec le glissement jusqu'à atteindre une nouvelle valeur plus faible μ_d pour une distance de glissement critique L , voir [figure 1.3.a](#). Il existe aussi une vision simplifiée avec un affaiblissement du coefficient de friction sur une distance infiniment courte (chute de contrainte quasi instantanée) c'est-à-dire une distance critique $L=0$ mètre.

Ce modèle ne permet pas d'expliquer le caractère cyclique des phases de chargement-déchargement, notamment car il n'explique pas la ré-augmentation de la friction sur la faille suite à la rupture (effet de « cicatrisation »).

(a)



(b)

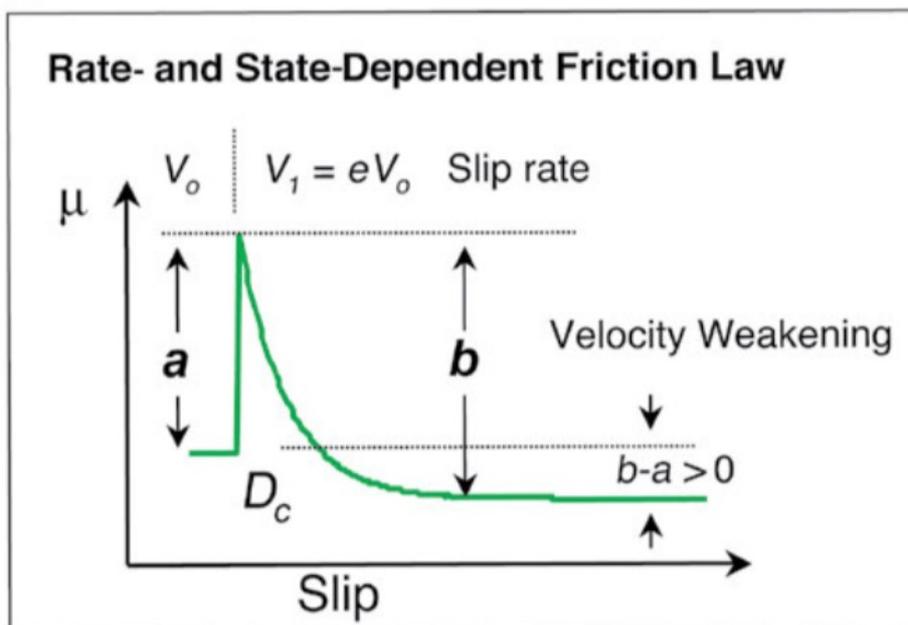


Figure 1.3: **a)** Loi de friction de *slip-weakening* qui caractérise le coefficient de friction statique μ_s et le coefficient de friction dynamique μ_d avec L qui est la distance d'affaiblissement. **b)** Loi de friction de *rate-and-state* qui décrit la réponse frictionnelle à une perturbation de vitesse de glissement $V_1 > V_0$. Le terme $(a - b)$ décrit la stabilité du régime de friction alors que D_c est une distance critique d'affaiblissement (différente de celle définie pour le *slip-weakening*). D'après C. Marone & Saffer, (2007).

Le travail de synthèse produit par Scholz, (1998) discute de relations supplémentaires observées expérimentalement et qui ne sont pas intégrées dans le formalisme de *slip-weakening*. Le premier point correspond à l'augmentation de μ_s (en logarithme du temps) depuis la dernière phase de glissement, cet aspect correspond à l'effet de « cicatrisation » précédemment énoncé. Le second point correspond à la relation de dépendance entre la vitesse de glissement et la valeur de μ_d , ce qui traduit un effet de « vitesse ». Cet aspect intègre aussi une autre relation entre la distance critique L ou D_c nécessaire pour atteindre une valeur de μ_d stable.

Ces éléments sont intégrés dans les lois empiriques de friction à variable d'état (*rate-and-state* en anglais) (Dieterich, 1979; Marone et al., 1991; Marone, 1998; Ruina, 1983; Scholz, 1998), établies à partir d'expériences de friction en laboratoire. Dans les lois *rate-and-state*, la friction dépend de la vitesse de glissement et d'une variable d'état θ qui modélise l'état de cicatrisation de l'interface. Ces lois permettent de modéliser les processus frictionnels aismiques :

$$\mu = \left[\mu_* + a \log\left(\frac{V}{V_*}\right) + b \log\left(\frac{V_*\theta}{D_c}\right) \right] \quad (1.1).$$

où D_c la distance critique nécessaire pour atteindre une valeur de μ stable. μ_* est une valeur référence du coefficient de friction, V et θ caractérisent respectivement la vitesse de glissement et la variable d'état. Le terme d'évolution logarithmique en fonction de la valeur de a décrit le changement instantané du coefficient de friction suite à une soudaine perturbation de la vitesse de glissement, il s'agit de l'effet direct (*direct effect* en anglais). L'évolution logarithmique reliée à la constante b est plus obscure et caractéristique de l'état θ du glissement suite à la perturbation (*state-dependent part* en anglais). La valeur du rapport $(a - b)$ décrit si la friction augmente ou diminue en fonction de la vitesse (*rate-dependent part* en anglais).

Dans la littérature il existe deux descriptions empiriques de la variable d'état θ (Ruina, 1983). Pour ce travail de thèse je considère seulement l'une d'entre elles qui est nommée loi de vieillissement (*Aging Law* en anglais) et est définie par relation (1.2):

$$\dot{\theta} = 1 - \frac{V\theta}{D_c}, \quad (1.2).$$

En faisant une approximation en régime permanent (*steady-state* en anglais), c'est-à-dire pour une vitesse V constante imposée, la loi *rate-and-state* (C. Marone et al., 1991; C. Marone, 1998; Rice & Tse, 1986) se simplifie selon l'équation suivante:

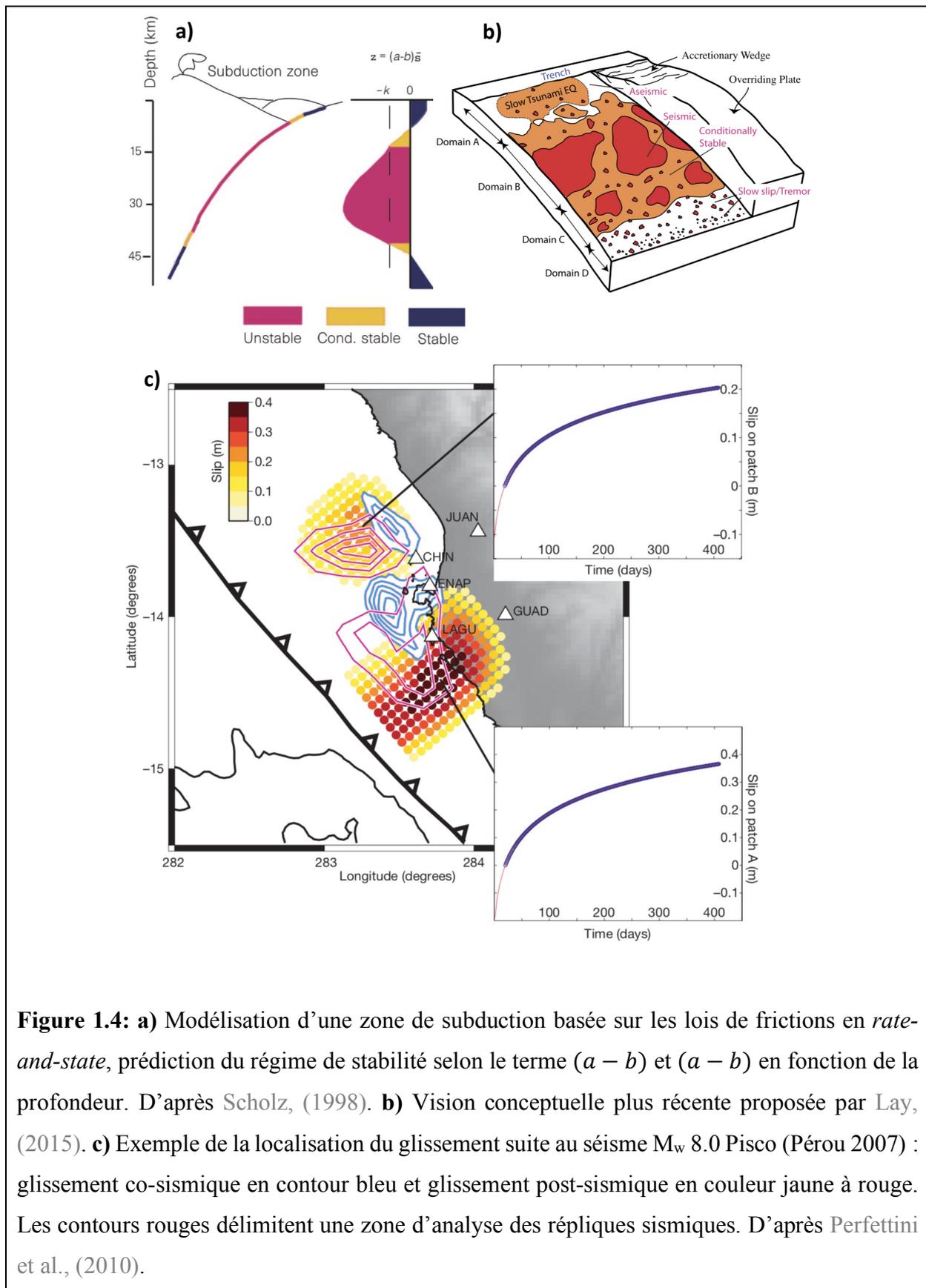
$$\mu_{ss} = \left[\mu_0 + (a - b) \log\left(\frac{V}{V_0}\right) \right] \quad (1.3).$$

Le terme $(a - b)$ permet ainsi de déterminer la stabilité du régime de friction, entre deux scénarii possibles, voir [figure 1.3.b](#) et voir équation [\(1.3\)](#) :

- $a < b$, le coefficient de friction diminue lorsque la vitesse de glissement augmente ce qui correspond à un régime instable mais également, selon la contrainte normale appliquée, conditionnement stable (*velocity-weakening* en anglais). Ces conditions rendent donc possible la nucléation et la propagation de séismes.
- $a > b$, le coefficient de friction augmente avec la vitesse du glissement ce qui traduit un régime de glissement stable (*velocity-strengthening* en anglais). Aucune initiation de rupture est possible dans ces zones qui agissent comme des barrières et arrêtent les ruptures qui s'y propagent.

1.1.4 Stratification en fonction de la profondeur des propriétés de friction

La description offerte par les formulations en *rate-and-state* permet également de décrire les variations de propriétés frictionnelles en fonction de la profondeur dans les zones de subduction (voir [figure 1.4.a-b](#)). Cette modélisation spatiale met en évidence la dépendance entre le coefficient de friction, la nature des roches et les conditions de pression et température en profondeur. La zone de rupture appelée zone sismogène correspond à une région où le glissement est instable. La vision simplifiée et schématique d'une zone de subduction, visible sur la [figure 1.4.a](#), montre que la zone sismogène se localise environ entre 10 et 40 kilomètres de profondeur et est délimitée par des zones de glissement stables. La limite supérieure qui se situe à une faible profondeur (environ 10 kilomètres) est caractérisée par la présence de sédiments faiblement consolidés qui est peut-être associée à une transition minéralogique des argiles (Byrne et al., 1988; Vrolijk, 1990). Une autre hypothèse (Hyndman et al., 1997; Vrolijk, 1990) est d'associer cette région à celle de la déshydratation de l'illite en smectite qui se produit au niveau de l'isotherme $\sim 60^\circ\text{C}$. La seconde transition vers du glissement stable schématisée à une profondeur supérieure à 35-40 kilomètres est associée à l'isotherme $\sim 350^\circ\text{C}$. Cet isotherme correspond à la limite thermique des roches quartzo-feldspathiques (Hyndman et al., 1997). A partir de 90 kilomètres au niveau de l'intersection de la faille avec l'axe volcanique au-dessus a lieu la déformation ductile/plastique.



Le modèle conceptuel de Scholz (voir [figure 1.4.a](#)) présente une évolution des propriétés frictionnelles avec la profondeur uniquement. Des modèles plus récents proposent des variations de propriétés frictionnelles plus complexes et présentent également des variations latérales tout comme le montre le modèle conceptuel (voir [figure 1.4.b](#)) proposé par Lay, (2015). Ce type de modèle permet d'expliquer la terminaison des ruptures par la taille des aspérités qui correspondent aux zones en *velocity-weakening*. Cela peut également être une explication quant à la complémentarité spatiale des glissements co-sismique et post-sismique, dont un exemple de distribution est montré sur la [figure 1.4.c](#) avec le cas du séisme de M_w 8.0 de Pisco (Pérou 2007).

1.2 Zone de Subduction et Cycle Sismique une Vision Récente et Complexifiée

Depuis 1970, la branche de la géodésie spatiale (étude et mesure de la forme et déformation de la surface terrestre) s'est largement développée avec peu d'application avant les années 80. Les principales méthodes de géodésie spatiale utilisées afin de mesurer la déformation sont les mesures GNSS (Géolocalisation et Navigation par un Système de Satellites), l'interférométrie radar (InSAR) et la corrélation d'images. Les mesures GNSS sont introduites dans le [Chapitre 3](#).

1.2.1 Découverte et caractéristiques des glissements transitoires et asismiques

Les observations apportées par les données GNSS permettent de constater d'autres périodes de déformation comme les séismes lents ou la phase post-sismique. Cela révèle un comportement des failles beaucoup plus complexe que le modèle proposé par la « Théorie du Rebond Élastique ».

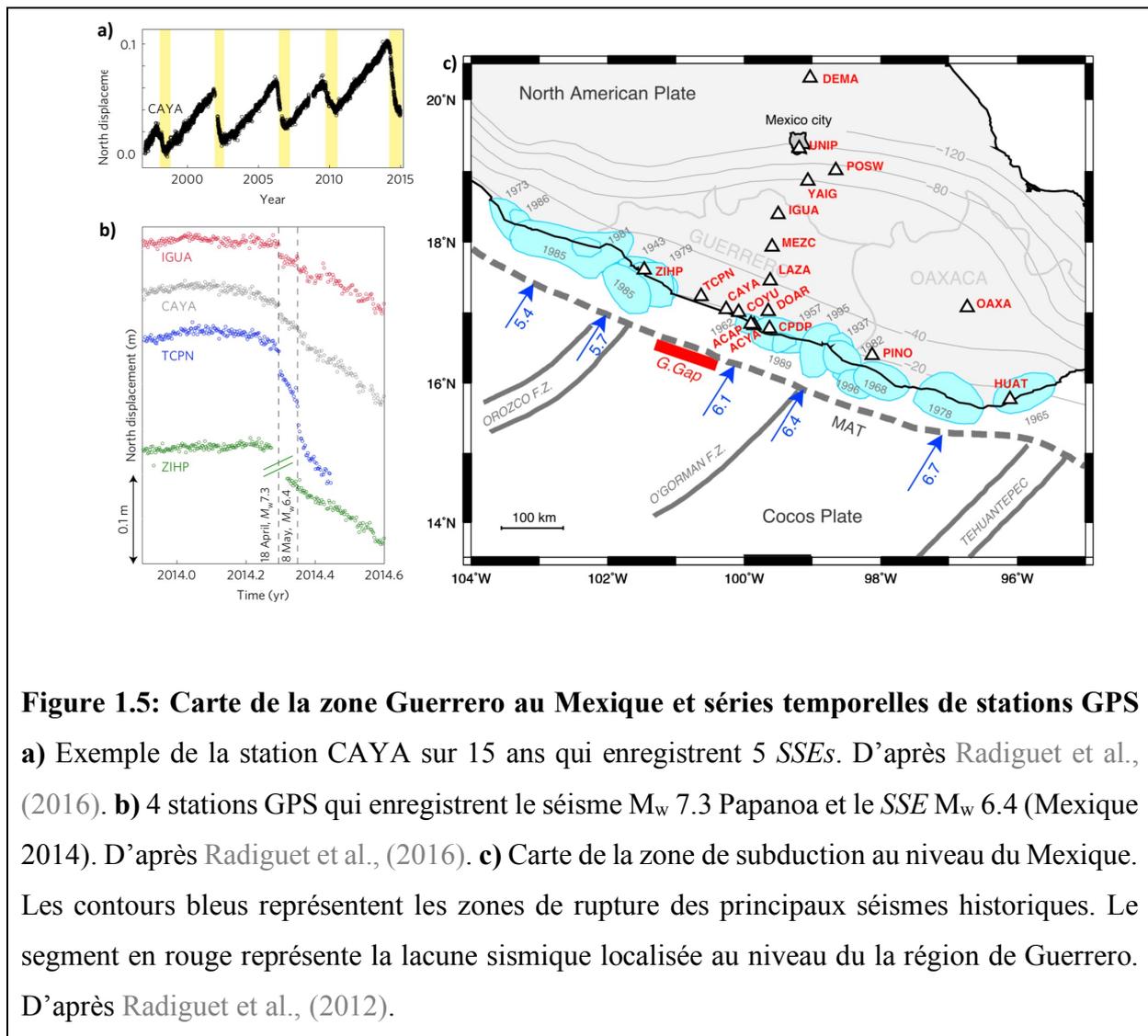
1.2.1.1 Séismes lents : brève description

Les séismes lents (*Slow Slip Events* – *SSE* en anglais) correspondent à des glissements transitoires lents de durées courtes (jours) à longues (mois) qui se produisent dans les zones de subduction (Lowry et al., 2001; Ozawa et al., 2001).

Ces événements se produisent de façon « quasi-périodique » avec des temps de récurrence observés de 5 ans au Japon (Ozawa et al., 2007), autour d'un an dans les Cascades (Dragert et al., 2004) et de 4 ans au Mexique (Cotte et al., 2009; Vergnolle et al., 2010), voir [figure 1.5.a](#). Les premières observations étant récentes, il faut prendre avec prudence les périodes de récurrence estimées entre chaque *SSE* car seulement quelques pseudos-cycles ont été observés depuis la fin des années 90.

Les *SSEs* sont observés au niveau des zones où les propriétés frictionnelles changent (dans la zone de transition). L'exemple de Boso au Japon montre la présence d'un *SSE* dans la zone sismogène (qui est à une profondeur plus faible) mais qui n'est pas localisé sur les aspérités co-sismiques (Ozawa 2003).

La [figure 1.5.b](#) montre les enregistrements GPS d'un *SSE* qui se déclenche 2 mois avant le séisme M_w 7.3 de Papanoa (Mexique 2014) au niveau d'un segment de Guerrero qui est une région où il n'y a pas encore eu de séismes historiques relatés (*Guerrero Gap* en anglais), voir [figure 1.5.c](#). Cela rajoute des questions quant à la compréhension des interactions entre initiation d'un *SSE* et déclenchement d'un séisme normal dans la littérature (Radiguet et al., 2016). De plus, le mécanisme physique qui déclenche un séisme lent reste encore flou.



1.2.1.2 Nucléation pré-sismique d'un grand tremblement de terre : brève description

La compréhension des mécanismes qui déclenchent un séisme principal (*mainshock* en anglais) reste un enjeu majeur de la discipline. La phase pré-sismique correspond à la période de préparation, d'initiation du séisme. Durant cette période des précurseurs (*foreshocks* en anglais) peuvent se produire, ainsi que des phases de glissements lents. Ces observations ne sont pas systématiques et la phase pré-sismique reste une phase du cycle sismique encore mal comprise et peu documentée.

Historiquement deux modèles concurrents décrivent le mécanisme qui contrôle la nucléation d'un *mainshock* (Dodge et al., 1996). Le premier propose qu'un glissement lent, aismique, le long de l'interface entraîne une accélération du moment aismique jusqu'au début de la rupture (*pre-slip model* en anglais) ; alors que le second modèle décrit la phase pré-sismique par une cascade de séismes qui se finalise par le déclenchement du séisme principal (*cascade model* en anglais). Les observations actuelles ne permettent pas systématiquement de discriminer un modèle ou l'autre. Une question encore largement ouverte concerne également la durée et l'évolution spatiale de cette phase de préparation des grands séismes : est-elle localisée à proximité de l'hypocentre ou bien plus étendue spatialement ?

L'exemple du séisme M_w 8.2 Iquique (Chili 2014) est représentatif des questions que se posent la communauté. Ce séisme présente un intense épisode de deux semaines de *foreshocks* dont le plus important est de M_w 6.7. La totalité du déplacement observé n'est pas expliquée uniquement par cet épisode, ce qui met en évidence la contribution de glissements lents (Ruiz et al., 2014; Socquet et al., 2017). De plus, les observations GPS récentes enregistrent une accélération modélisée comme un *SSE* d'une magnitude équivalente $M_w \sim 6.5$ qui concerne une période plus longue dont la durée est d'environ 8 mois et qui se localise autour de la zone rompue par le séisme (Socquet et al., 2017), voir [figure 1.6](#). Les conclusions, faites par cette étude de Socquet et al., (2017), caractérisent l'initiation d'un *mainshock* comme le résultat d'une accélération du glissement localisée sur l'interface de subduction, ayant pour conséquence la rupture de petites aspérités sismiques, dont les pré-séismes sont la signature.

Au-delà de cet exemple, le débat reste ouvert quant aux mécanismes et à la durée de la phase pré-sismique et de nouvelles observations sont donc très importantes pour pouvoir contraindre les mécanismes impliqués.

L'étude de la phase pré-sismique ou des glissements lents n'est pas un objectif direct de mon travail de thèse. Néanmoins ces événements illustrent bien les très fortes interactions entre les processus sismiques et aismiques. Un exemple supplémentaire des interactions impliquées est la déformation post-sismique causée par un *foreshock*. C'est ce type de signaux et d'analyses que l'étude proposée par Ohta et al., (2012) explorent, avec le cas du glissement causé par le plus gros *foreshock* du séisme M_w 9.0 de Tohoku-Oki (Japon 2011). Je parlerai en détail de l'exemple de cette étude dans le [Chapitre 2](#).

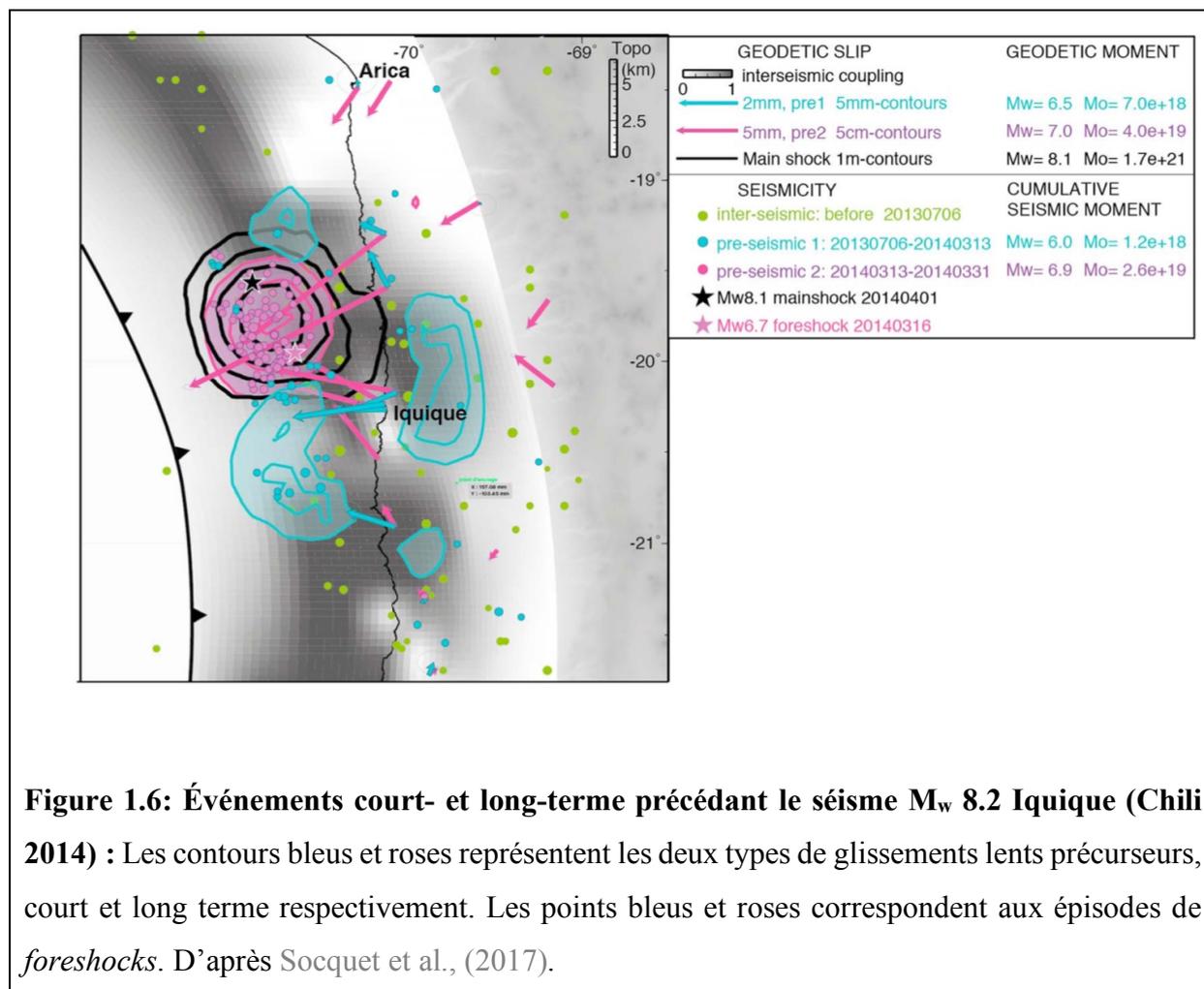


Figure 1.6: Événements court- et long-terme précédant le séisme M_w 8.2 Iquique (Chili 2014) : Les contours bleus et roses représentent les deux types de glissements lents précurseurs, court et long terme respectivement. Les points bleus et roses correspondent aux épisodes de *foreshocks*. D'après Socquet et al., (2017).

1.2.1.3 Phase Post-sismique : mise en évidence observationnelle et mécanismes

Le séisme M_w 7.6 Sanriku-Haruka-Oki (Japon 1994) est l'un des premiers séismes (en zone de subduction) où la phase post-sismique fût enregistrée par des stations GPS (Heki et al., 1997). 16 stations GPS, déployées quelques mois avant, montrent les premières séries temporelles sur une année de déplacements en surface causés par la phase post-sismique, avec un maximum d'amplitude à la station Kuji autour de ~6 centimètres en un an (voir [figure 1.7.a](#)), dans la même direction que les déplacements causés par le séisme (mouvement vers la fosse océanique). Ces signaux ont été utilisés afin de calculer une magnitude équivalente sur une année de M_w 7.68. Ces éléments montrent que la contribution du glissement post-sismique est loin d'être négligeable et s'avère être équivalente au moment co-sismique pour cet exemple. La

compilation de nombreux séismes de tailles et de styles de ruptures différentes permet de calculer les rapports de glissements post-sismiques sur co-sismiques (Hawthorne et al., 2016). Les résultats montrent une évolution de ce rapport en fonction de la taille d'un événement. En règle générale, le glissement post-sismique représente quelques dizaines de pourcent du glissement co-sismique pour les séismes les plus gros, alors que le rapport tend vers la valeur de 1 pour les séismes les plus petits.

La phase post-sismique traduit la déformation qui se produit suite à un séisme et est caractérisée par différents processus impliqués sur des échelles de temps et d'espaces différentes. L'exploration de la phase de déformation post-sismique est faite notamment grâce aux données géodésiques qui enregistrent le déplacement en surface. La mise en place de divers réseaux GNSS a permis l'observation de nombreux gros séismes (Hsu, 2006; Larson & Miyazaki, 2008; Miyazaki et al., 2004). Les études faites dans les régions impactées par les plus gros séismes du 20^{ième} siècle, M_w 9.5 Valdivia (Chili 1960) (Hu, 2004; Khazaradze et al., 2002; Wang et al., 2007) et M_w 9.2 Alaska (USA 1964) (Ali & Freed, 2010; Suito & Freymueller, 2009), mettent en évidence que la déformation post-sismique de ces séismes continue plus de 40 ans après.

Le mécanisme qui a été le plus rapidement proposé est l'*afterslip* (terme anglais) qui désigne le glissement asismique localisé sur le plan de faille. Le second mécanisme correspond à la relaxation viscoélastique des contraintes induites par le séisme dans le manteau (déformations volumiques). Un séisme peut également entraîner des changements/perturbations de pression interstitielle, qui résultent de l'écoulement de fluides interstitiels dans le milieu. Ce phénomène est caractérisé dans la littérature par le terme de rebond poro-élastique. Dans les paragraphes suivants, une description plus détaillée de ces mécanismes de la phase post-sismique est proposée.

a) Afterslip

L'*afterslip* désigne le glissement asismique qui se produit après un séisme le long de la faille. Les premières constatations historiques datent de la fin des années 60 avec les observations (mesures géodésiques, *strainmeter*, *tiltmeter*) faites après le séisme $M_w \sim 6$ Parkfield (USA 1966 - Smith, 1968) qui montrent jusqu'à 20 cm de déplacement sur une période d'environ un an

(voir [figure 1.7.b](#)). D'autres exemples de séries temporelles (Freed, 2007; Miyazaki et al., 2004) GPS sont visibles en [figure 1.7.c-d](#).

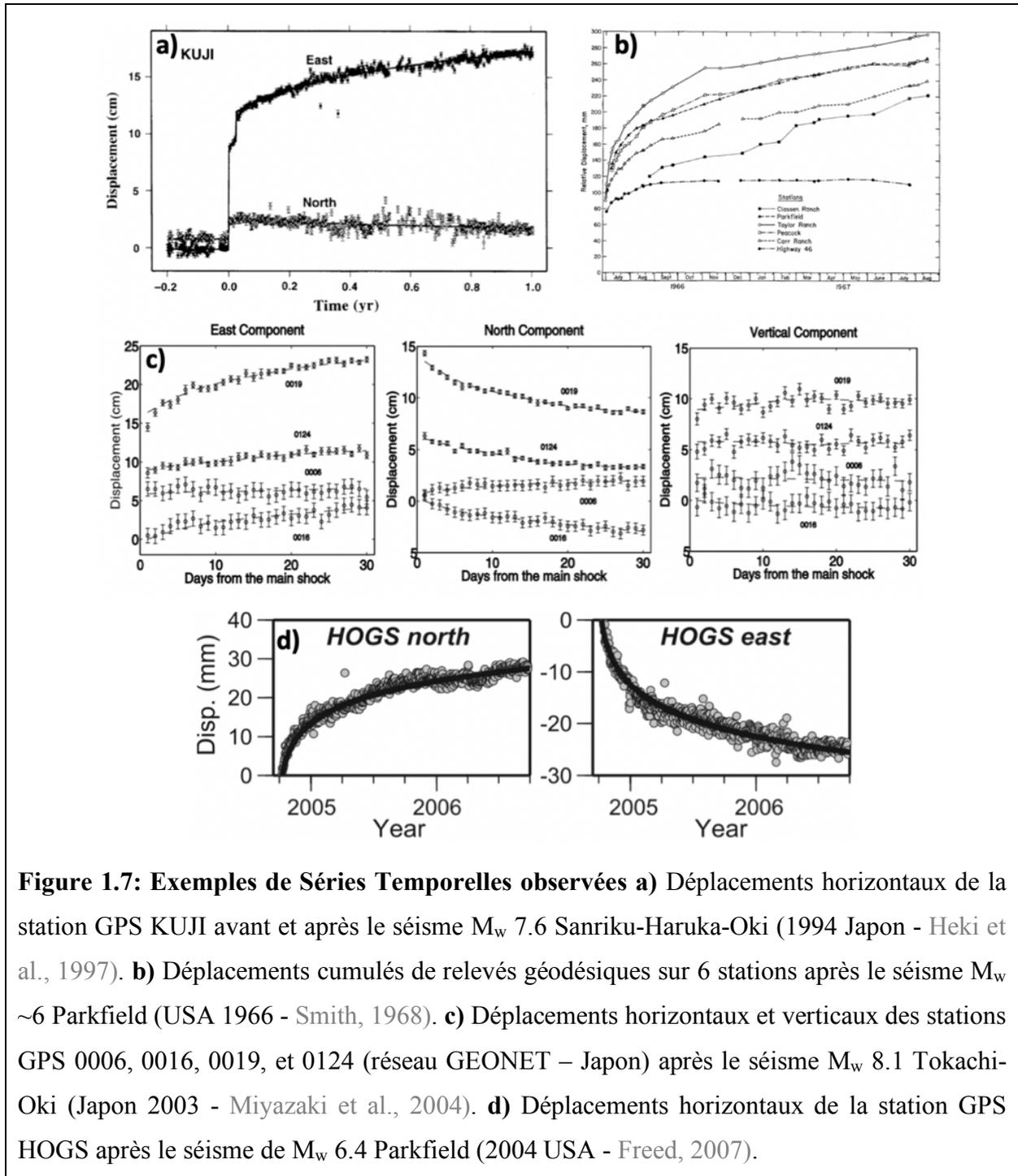


Figure 1.7: Exemples de Séries Temporelles observées a) Déplacements horizontaux de la station GPS KUJI avant et après le séisme M_w 7.6 Sanriku-Haruka-Oki (1994 Japon - Heki et al., 1997). b) Déplacements cumulés de relevés géodésiques sur 6 stations après le séisme M_w ~6 Parkfield (USA 1966 - Smith, 1968). c) Déplacements horizontaux et verticaux des stations GPS 0006, 0016, 0019, et 0124 (réseau GEONET – Japon) après le séisme M_w 8.1 Tokachi-Oki (Japon 2003 - Miyazaki et al., 2004). d) Déplacements horizontaux de la station GPS HOGS après le séisme de M_w 6.4 Parkfield (2004 USA - Freed, 2007).

Pour expliquer ce phénomène, Scholz propose un mécanisme de fluage transitoire des roches comme le résultat de l'effet cumulatif d'un ensemble d'événements de glissement locaux activés thermiquement et par la contrainte co-sismique (Scholz, 1968). Plus récemment, les

travaux de Savage (Savage, 2007; Savage et al., 2005) ont reconsidéré ce modèle de fluage pour expliquer l'*afterslip* dans une section de la faille non-rompue co-sismiquement, avec comme postulat que chaque événement induit un petit incrément de déformation/glisement. Ainsi, l'évolution de la déformation ϵ au cours du temps suit une loi logarithmique de type:

$$\epsilon(t) \sim \log(1 + t/c) \quad (1.4).$$

La formulation (1.4) correspond à une vitesse de déformation qui décroît en $1/t$ avec une constante c (semblable à un temps de coupure) dont le sens physique n'est pas clairement établi mais qui empêche une singularité en $t \rightarrow 0$. Savage a discuté de la validité d'application de ce modèle de fluage transitoire à l'*afterslip*. Pour cela il a argumenté sur les fortes hypothèses simplificatrices émises par Scholz, (1968).

- Une hypothèse d'épuisement qui implique que chaque aspérité ne peut pas glisser plus d'une fois.
- Une hypothèse d'absence d'interactions mécaniques entre les événements en glissement.

Néanmoins, l'énoncé de ces hypothèses simplificatrices permettent à Savage de douter de la validité d'une évolution de la déformation en logarithme du temps dès les premiers instants de l'*afterslip*. Ceci suggère une prédiction d'évolution temporelle légèrement différente pendant la phase post-sismique précoce qui ne serait observable qu'avec des données obtenues directement après le déclenchement de l'*afterslip*.

L'application des lois en *rate-and-state* (Dieterich, 1979; Marone, 1998; Marone et al., 1991; Ruina, 1983; Scholz, 1998), voir [figure 1.3.b](#) et équations (1.1), (1.2) et (1.3) permettent de distinguer deux régimes de glissement *velocity-strengthening* (stable) et *velocity-weakening* (instable). L'utilisation d'une rhéologie d'interface frictionnelle et les lois *rate-and-state* (avec une approximation de vitesse constante) permettent de décrire le glissement de l'*afterslip* (réponse du système à une augmentation brutale de contrainte tangentielle $\Delta\tau$ à $t = 0$) selon le régime de *velocity-strengthening*; dont l'évolution temporelle est caractérisée par un logarithme du temps (C. Marone et al., 1991; Perfettini & Ampuero, 2008; Perfettini & Avouac, 2004):

$$\delta(t) = A \log \left[1 + d \left(\exp \left(\frac{t}{t_r} \right) - 1 \right) \right] \quad (1.5.a).$$

Avec A et d qui sont des facteurs qui sont renseignés dans Perfettini & Avouac, (2004), et t et t_r correspondant respectivement au temps et au temps de relaxation (décrit par équations (1.5.b) et (1.5.c), et

$$t_r = \frac{\alpha}{v_0} \text{ (1.5.b) et } \alpha = \frac{a\sigma}{k} \text{ (1.5.c),}$$

Avec σ la contrainte normale, k la rigidité et a le paramètre des lois *rate-and-state*. Une approximation de l'équation (1.5) est donnée ci-dessous par la relation (1.6):

$$d \sim \log\left(1 + \frac{t}{t_r}\right) \text{ (1.6).}$$

Une discussion détaillée sur la différence entre la formulation complète du *rate-and-state* et une formulation simplifiée de type *rate-strengthening* est faite par Perfettini & Ampuero, (2008) et montre l'existence d'une phase d'accélération transitoire prédite par la formulation complète, dont les caractéristiques dépendent des propriétés des dimensions de faille. Le lecteur peut regarder en détail dans Perfettini & Ampuero, (2008).

Les prédictions théoriques du *rate-and-state* pour décrire l'évolution de l'*afterslip* prédisent donc un comportement différent suivant si le comportement est en *steady-state* ou non. Ces différentes prédictions justifient également l'intérêt d'analyser les premières minutes-heures de la phase post-sismique.

L'analyse du signal post-sismique précoce du séisme de M_w 8.1 Tokachi-Oki (Japon 2003) montre une phase d'accélération de la déformation ~ 1 heure après le séisme (Fukuda et al., 2009). Cette observation ne coïncide pas avec l'évolution prédite du glissement en régime *velocity-strengthening* mais correspond à la prédiction émise par Perfettini & Ampuero, (2008). Cette observation semble être l'unique exemple car aucune des analyses de la phase post-sismique précoce sur d'autres séismes montre cette phase d'accélération transitoire (Milliner et al., 2020; Twardzik et al., 2019). Néanmoins, cela laisse le débat ouvert quant à l'existence de cette phase d'accélération. D'autres questions se posent comme la détectabilité de cette accélération avec des données dont la résolution varie de quelques secondes/minutes à quelques heures.

Dans certains cas, le seul processus de l'*afterslip* est suffisant pour expliquer la déformation post-sismique (Freed, 2007), en plus particulier pour la phase précoce. Cependant, beaucoup d'exemples montrent la nécessité de considérer des mécanismes supplémentaires pour décrire la phase post-sismique à plus long terme (Wang et al., 2012), notamment l'effet du manteau visqueux qui entraîne une relaxation viscoélastique (voir [figure 1.8](#)) à moyen (années) et long (décennies) terme.

b) Relaxation Viscoélastique

La relaxation viscoélastique résulte des déformations visqueuses dans le manteau qui sont induites par les variations de contraintes liées au séisme. Ce processus dépend donc de la viscosité η des matériaux (croûte, manteau) qui est déterminée par une relation avec un temps caractéristique τ tel que $\tau = \frac{\eta}{E}$, avec E le module de Young. Quant aux valeurs de viscosités, il subsiste encore des discussions. Par exemple, les études sur les rebonds post-glaciaires dans les cratons continentaux (très anciennes croûtes) prédisent des viscosités (très) élevées dans la lithosphère qui dépassent 10^{22} Pa.s soit $\tau \sim 60\,000$ ans (Peltier & Drummond, 2008), donc à notre échelle d'observation la lithosphère est considérée comme élastique. Concernant le contexte de subduction, les données géochimiques-pétrologiques-sismiques montrent qu'il existe une zone où la viscosité est plus faible que celle dans la lithosphère et l'asthénosphère adjacentes (Billen & Gurnis, 2001). Cette région se trouve au-dessus de la plaque qui subducte et en dessous de la plaque supérieure, et se nomme le coin du manteau (*mantle wedge* en anglais).

Avant de s'intéresser aux valeurs proposées dans la littérature consacrée à la déformation post-sismique, il convient de faire un point sur les différents modèles rhéologiques communément invoqués (voir [figure 1.8](#)). Le comportement viscoélastique des roches peut être décrit en première approximation par des combinaisons de ressorts hookéen (élastique) et des amortisseurs (visqueux). Un ressort hookéen se caractérise par une relation linéaire entre la contrainte et la déformation alors qu'un amortisseur est décrit par une relation linéaire entre la contrainte et la vitesse de déformation.

Le modèle de Maxwell représente un ressort hookéen de module de cisaillement μ_1 et un amortisseur en série d'une viscosité η_1 , (voir [figure 1.8](#)). Ce modèle simule le comportement d'un fluide sur les temps longs.

Le modèle de Kelvin-Voigt représente un ressort hookéen et un amortisseur en parallèle ce qui implique un retour à une configuration stable dite de référence lorsque le chargement cesse d'être appliqué. Ce modèle dépend des paramètres du module de cisaillement μ_2 et de viscosité η_2 , (voir [figure 1.8](#)).

Le modèle de Burgers combine un fluide de Maxwell avec un solide de Kelvin-Voigt en série et dépend donc de 4 paramètres : η_1 , μ_1 , η_2 et μ_2 , (voir [figure 1.8](#)). Ce modèle associe deux temps caractéristiques, un pour les temps courts-moyens τ_K (déformation transitoire) et un pour les temps longs τ_M (déformation permanente).

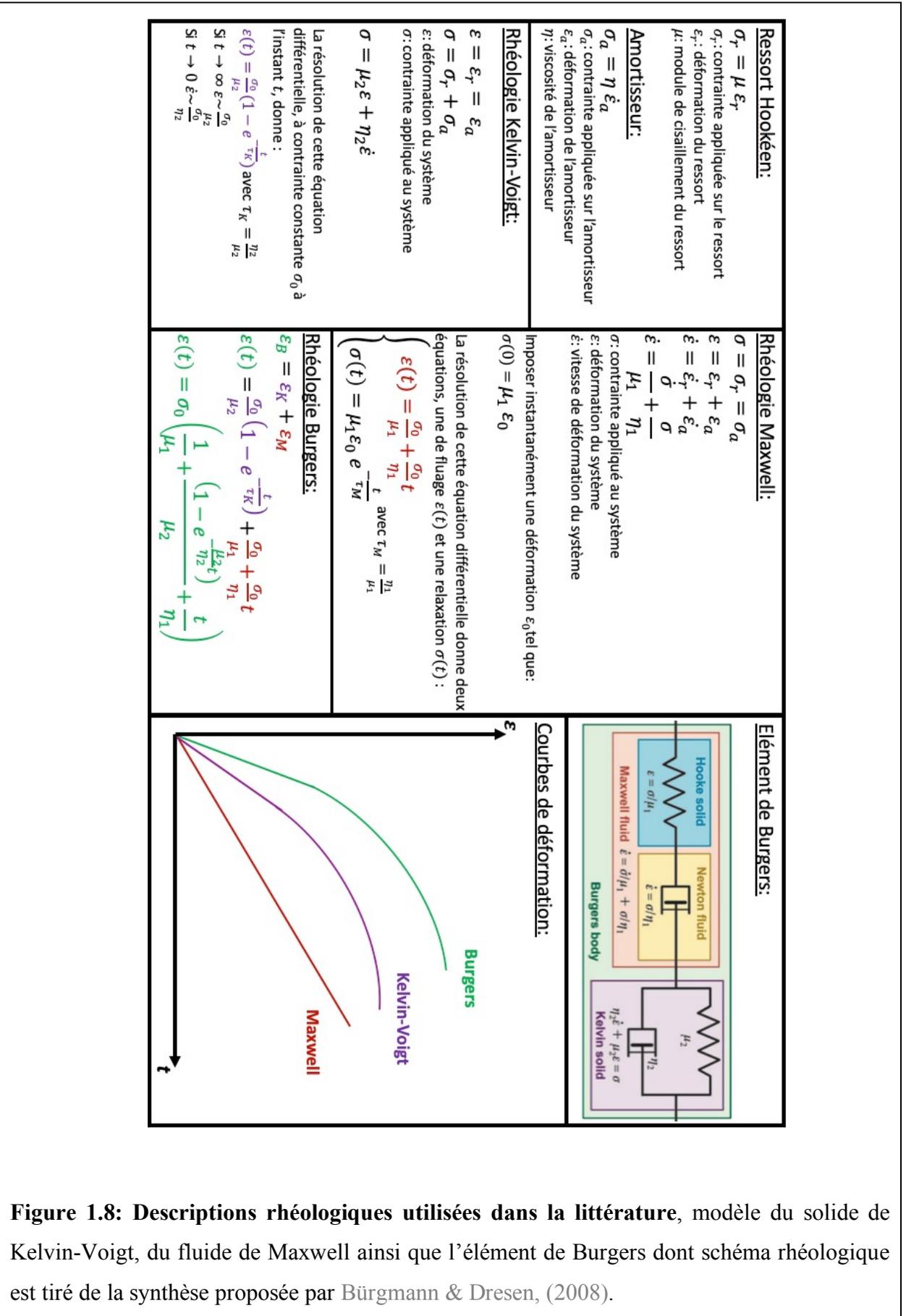


Figure 1.8: Descriptions rhéologiques utilisées dans la littérature, modèle du solide de Kelvin-Voigt, du fluide de Maxwell ainsi que l'élément de Burgers dont schéma rhéologique est tiré de la synthèse proposée par Bürgmann & Dresen, (2008).

Ces éléments permettent de comprendre les différentes rhéologies utilisées dans la littérature (Freed et al., 2010; Ingleby & Wright, 2017; Pollitz, 2003) qui s'appliquent sur la croûte inférieure, le manteau supérieur ou toute la zone de faille. L'élément de Burgers est désormais largement utilisé pour décrire la relaxation viscoélastique dans le manteau, [figure 1.8](#), (Freed et al., 2006; Pollitz, 2003, 2005) à court-moyen et long-termes (voir Bürgmann & Dresen, (2008) pour une synthèse). Néanmoins, les viscosités transitoires estimées sur les observations de mouvement post-sismique à court- et moyen-termes donnent des valeurs plus faibles 10^{18} Pa.s soit $\tau \sim 6$ ans (Watts et al., 2013), contrairement aux études qui se basent sur les observations post-sismiques à plus long-terme et qui obtiennent des valeurs de viscosité dont l'ordre de grandeur est de 10^{19} Pa.s soit $\tau \sim 60$ ans. Cette observation est appuyée par l'étude sur le séisme M_w 9.5 Valdivia (1960 Chili) (Khazaradze et al., 2002), ou M_w 9.2 Alaska (1964 USA) (Ali & Freed, 2010; Suito & Freymueller, 2009).

Les viscosités estimées sont souvent apparentes et dépendent également du temps écoulé depuis le séisme, cette observation montre que les modèles rhéologiques utilisés ne sont pas adaptés et/ou pas complets afin de caractériser les processus physiques présents en profondeur.

Comme discuté précédemment, la déformation post-sismique est aussi affectée par l'*afterslip* de façon significative (voir un exemple d'un modèle qui combine *afterslip* et relaxation viscoélastique sur la [figure 1.9](#)). Démêler la contribution de l'*afterslip* et de la relaxation viscoélastique dans la modélisation de la déformation post-sismique est donc difficile. Récemment, l'importance de la relaxation viscoélastique, dès la première année de la déformation, a été mise en évidence (Sun et al., 2014; Sun & Wang, 2015) lorsque les données géodésiques au large de la côte japonaise montraient des mouvements (en direction des terres) opposés à ceux induits par le séisme de Tohoku-Oki (en direction de la fosse océanique). Je discuterai plus précisément de ce cas d'étude dans le [Chapitre 2](#) qui concerne l'ensemble des travaux fait sur la déformation post-sismique du séisme de Tohoku-Oki. Néanmoins, cet exemple évoque un degré de complexité supplémentaire quant à l'effet rapide (échelle de quelques mois) de la relaxation viscoélastique.

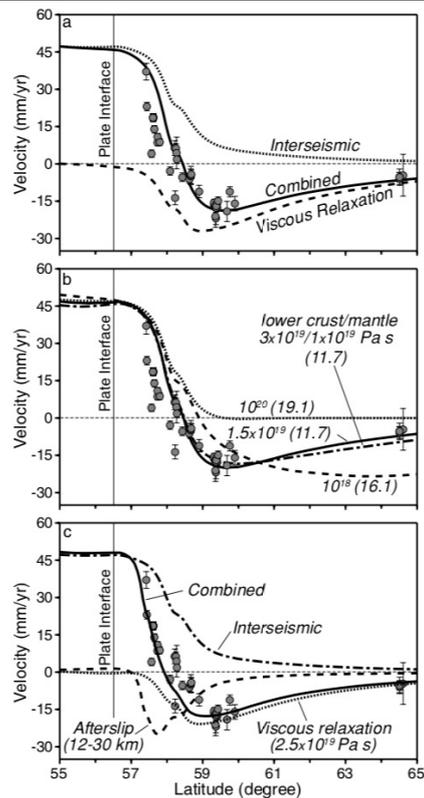
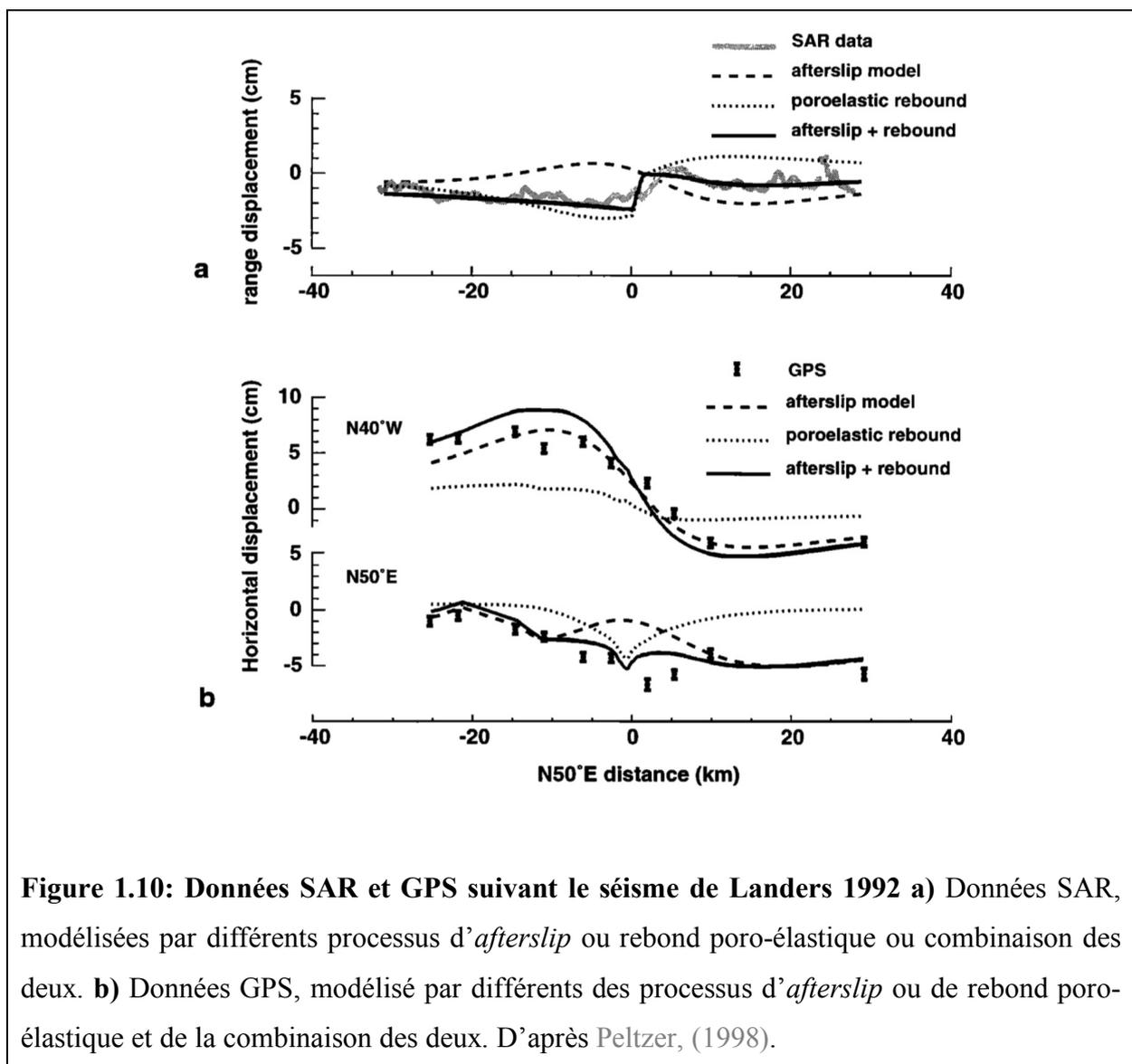


Figure 1.9: Vitesses horizontales d'une station GPS situés le long d'une section transversale à la surface de rupture du séisme d'Alaska de 1964 a) Modèle combinant chargement inter-sismique (estimé plus de 30 ans après le séisme) avec une relaxation viscoélastique. b) Divers modèles obtenus avec des valeurs de viscosités différentes. c) Modèle combinant *afterslip*, relaxation viscoélastique et chargement inter-sismique. D'après Ali & Freed, (2010).

c) Rebond Poro-Élastique

Le séisme M_w 7.3 Landers (USA 1992) (contexte de décrochement dextre) fût l'un des premiers séismes observés par la combinaison complémentaire, des données GPS, de corrélation d'images et d'interférométries RADAR. L'interférométrie a mis en évidence des déplacements sur la composante verticale (peu/pas étudiée avec les autres approches) non seulement à proximité mais également à 15 kilomètres de distance de la faille. C'est avec l'étude du séisme de Landers (Peltzer, 1998; Peltzer et al., 1996) que la migration de fluides a été proposé comme l'un des mécanismes expliquant le déplacement post-sismique, voir [figure 1.10](#).

Ce modèle propose qu'un séisme entraîne une migration de fluides qui perturbe le champ de pression des fluides interstitiels. Cet écoulement de fluides se fait en allant des régions à hautes pressions jusqu'aux zones à basses pressions. Cette migration cesse une fois que l'état d'équilibre est atteint. Le terme de rebond décrit donc la relaxation de pression interstitielle qui est induite par le changement de volume des roches perturbés par la déformation co-sismique. L'évolution temporelle de ce processus est profondément liée aux propriétés des roches du milieu, à la perméabilité de la lithosphère ainsi que la viscosité des fluides présents.



Pour estimer la contribution de la déformation causée par le rebond poro-élastique, des études se focalisent sur la différence entre les conditions du milieu juste après la déformation co-sismique (non drainées, pas d'écoulement – *undrained* en anglais) et les conditions une fois

que l'équilibre est atteint longtemps après le séisme (drainées, pression interstitielle constante – *drained* en anglais). Cela est caractérisé grâce aux coefficients de Poisson des roches ν_u et ν_d (*undrained* et *drained*), pour les roches déformées.

Les observations de l'effet du rebond poro-élastique sont observés en champ proche dans des contextes de failles décrochantes (pour des $M_w < 7.5$). Ces observations sont donc significatives sur une région allant d'une centaine de mètres jusqu'à quelques kilomètres de part et d'autre de la faille. Cela implique que, dans un contexte de subduction, s'il y a un rebond poro-élastique, celui-ci ne serait pas observable car il serait localisé en mer.

Pour aller plus loin, certaines études explorent la possible relation entre la migration de fluides et la sismicité. On peut ainsi noter l'étude de Hughes et al., (2010) qui s'interroge sur le possible déclenchement du séisme M_w 8.7 Nias (2005 Océan Indien) par la migration de fluides induite par le séisme de M_w 9.2 Sumatra-Andaman (2004 Océan Indien), qui s'est produit 3 mois avant. D'autres études comme celle de Jónsson et al., (2003) discutent de la relation entre la migration de fluides ainsi que la production et la localisation des répliques sismiques.

Ce dernier paragraphe sert surtout à illustrer toute la complexité qu'il existe entre la caractérisation des mécanismes en jeu durant la phase post-sismique, le couplage entre ces mêmes mécanismes ainsi que les séquences de répliques sismiques qui suivent le séisme principal.

1.2.2 Répliques Sismiques

Après un séisme/choc principal (*mainshock* en anglais), l'état de contrainte de la croûte terrestre et du manteau est modifié, ce qui déclenche à la fois la phase post-sismique mais également des répliques sismiques (*aftershocks* en anglais). Les processus aiséismiques précédemment listés (*afterslip*, relaxation viscoélastique du manteau et rebond poro-élastique) sont considérés comme dominants mais les *aftershocks* représentent également une contribution des processus impliqués pendant la phase post-sismique.

1.2.2.1 Description temporelle

Depuis 1894 la loi empirique d'Omori et désormais modifiée (voir Utsu et al., (1995) prédit la décroissance du nombre de répliques en fonction du temps telle que:

$$n(t) = K(t + c)^{-p} \text{ (1.7)}.$$

L'équation (1.7) est caractérisée par une constante K qui est un pré-facteur et par une constante de temps c , déterminée de façon empirique, supérieure à 0. Le sens physique de la constante c n'est toujours pas clair, mais celle-ci empêche une singularité dans la pratique lorsque $t \rightarrow 0$, voir [figure 1.11a-b](#), et peut être interprétée comme un délai avant l'établissement de la décroissance en loi de puissance. De plus, l'estimation de la valeur de c sur les séquences d'*aftershocks* est complexe car noyée dans le bruit et limitée par le seuil de détection des petits événements. Une discussion plus détaillée est disponible dans la référence (Kagan & Houston, 2005). L'activité sismique au cours du temps, $n(t)$, suit une évolution en $1/t^p$ où p représente une constante proche de 1 dont la valeur est estimée pour chaque séquences d'*aftershocks* (Utsu et al., 1995).

1.2.2.2 Description spatiale

Les zones où se produisent les *aftershocks* sont généralement localisées autour de la zone de glissement co-sismique (voir [figure 1.11.c](#)). Le calcul de changements de contraintes statiques montre que les *aftershocks* se localisent dans les zones où les contraintes de Coulomb sont positives. Spatialement, ces régions se propagent au cours du temps en s'éloignant de la zone co-sismique (Chatelain et al., 1983; Henry & Das, 2001; Tajima & Kanamori, 1985). Cette évolution temporelle suit également une évolution en logarithme du temps (Frank et al., 2017; Kato & Obara, 2014; Perfettini et al., 2018, 2019), ce qui suggère que le même mécanisme est responsable de l'*afterslip* et des *aftershocks*. Différentes études soulignent ou proposent la similarité entre l'évolution temporelle des *aftershocks* et celle de l'*afterslip* (Perfettini et al., 2018; Perfettini & Avouac, 2007) ainsi que les contraintes relâchées par l'*afterslip* viennent recharger la zone sismogène et permettre le déclenchement des répliques.

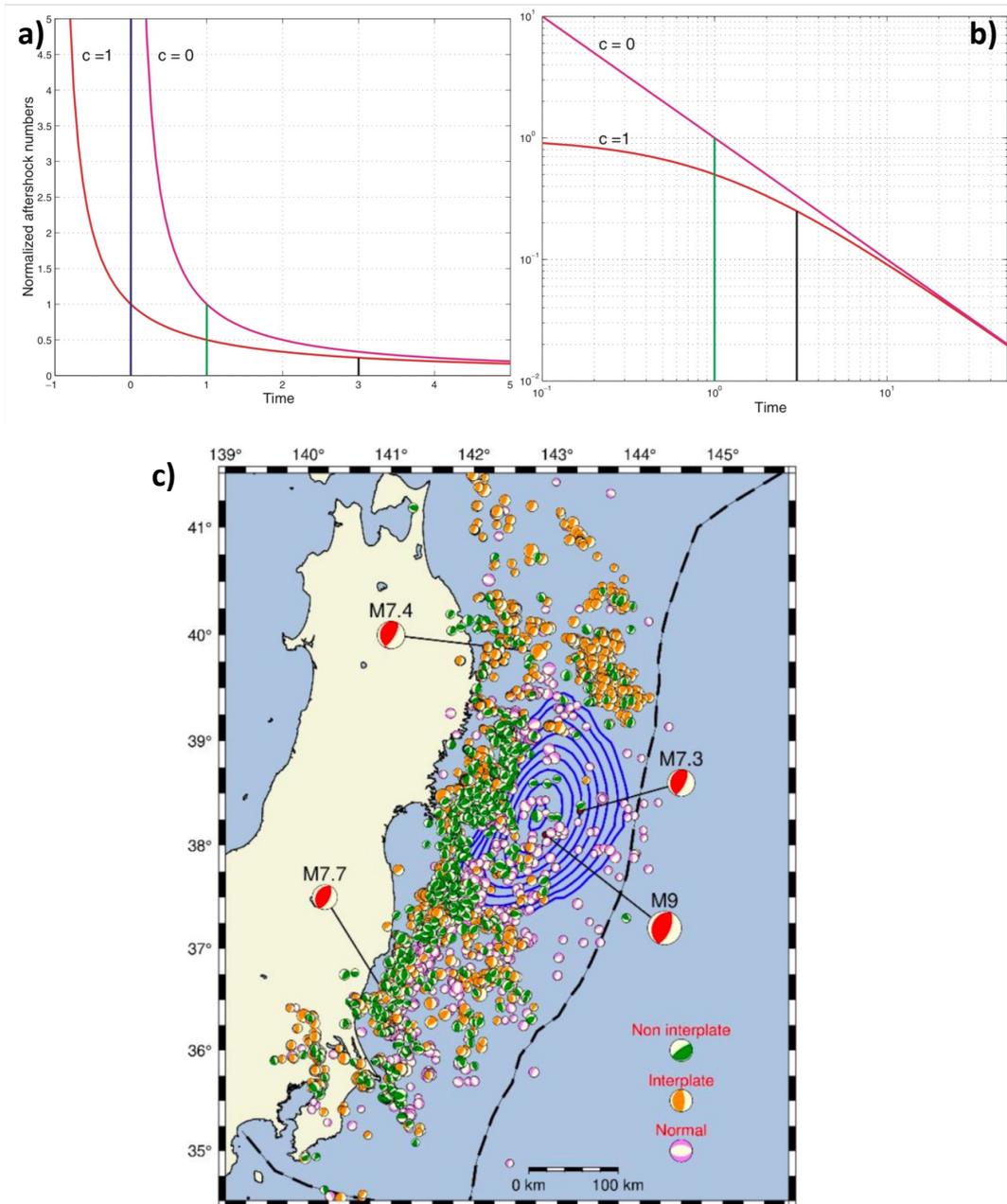


Figure 1.11: Distribution des répliques sismiques au cours du temps en loi d'Omori et effet de la saturation de c a) En échelle normale. b) En échelle log-log. Mis en évidence de la singularité en $t \rightarrow 0$ si $c = 0$. D'après Kagan & Houston, (2005). c) Localisation des répliques $M_w \geq 3$ du séisme de Tohoku-Oki jusqu'en janvier 2021 en fonction de la localisation du glissement co-sismique. D'après le rapport de stage de Pérez Gallegos, (2021), les séismes représentés sont ceux enregistrés par le réseau japonais F-net.

1.3 Enjeux de ce travail

Dans les sous-sections précédentes j'ai présenté l'ensemble des événements sismiques et asismiques identifiés du cycle sismique, plus spécifiquement propre à un contexte de subduction. Mon travail de thèse se focalise sur l'analyse de la phase post-sismique (voir [figure 1.12](#)). Dans la partie suivante je vais condenser les problématiques qui sont propres à cette phase et plus précisément celles que j'étudie qui sont relatives à la période dite de post-sismique précoce, qui correspond aux premières informations disponibles directement après le *mainshock* (très court-terme : minutes-heures à quelques jours). Par la suite je vais expliquer le choix de la zone d'étude de la subduction japonaise avec l'exemple du séisme de Tohoku-Oki.

1.3.1 Problématiques générales sur la phase post-sismique

L'analyse détaillée de la déformation de la phase post-sismique (voir [figure 1.12](#)) apporte de fortes contraintes sur la nature des mécanismes impliqués à différentes échelles spatiales et temporelles. Il n'est pas aisé de les différencier en utilisant les données GNSS de surface (Ingleby & Wright, 2017) car plusieurs mécanismes peuvent expliquer la même évolution temporelle, comme le suggère l'exemple sur la [figure 1.13](#). L'un des objectifs est donc de démêler la contribution de l'*afterslip* et de la relaxation viscoélastique dans le signal de déformation post-sismique afin de déterminer les processus physiques qui conduisent au glissement. Les modèles post-sismiques supposant une terre élastique (Ozawa et al., 2012) ont tendance à surestimer substantiellement la quantité d'*afterslip* par rapport aux modèles viscoélastiques incluant une viscosité transitoire (Sun et al., 2014; Sun & Wang, 2015) ; cet exemple est plus précisément étudié dans le [Chapitre 2](#).

Ces différents processus sont imbriqués à différentes échelles de temps mais les regarder à des temps très courts pourrait aider à séparer ces mécanismes car l'*afterslip* est probablement dominant sur cette échelle de temps. Cela montre l'intérêt d'utiliser des données qui intègrent des observations dès les premiers instants de la déformation, là où les déplacements sont les plus forts.

Mon travail de thèse se focalise sur la phase post-sismique précoce (quelques minutes à heures), voir [figure 1.12](#), où l'*afterslip* est considéré comme étant le mécanisme dominant. L'*afterslip* est généralement modélisé en utilisant les formulations de *rate-and-state* pour un

état en *steady-state* (équation (1.6)), qui montrent que l’*afterslip* se produit dans les régions dont le régime est en *velocity-strengthening* avec une augmentation logarithmique du glissement au cours du temps (Dieterich, 1979; C. Marone et al., 1991). Cette description temporelle commence à être discutée, notamment avec l’analyse d’une multitude de séismes continentaux (Ingleby & Wright, 2017) dont les évolutions temporelles suivent une loi d’Omori avec une vitesse en $1/t^p$ et $p = 1$ (équation (1.7)), voir [figure 1.13.c](#).

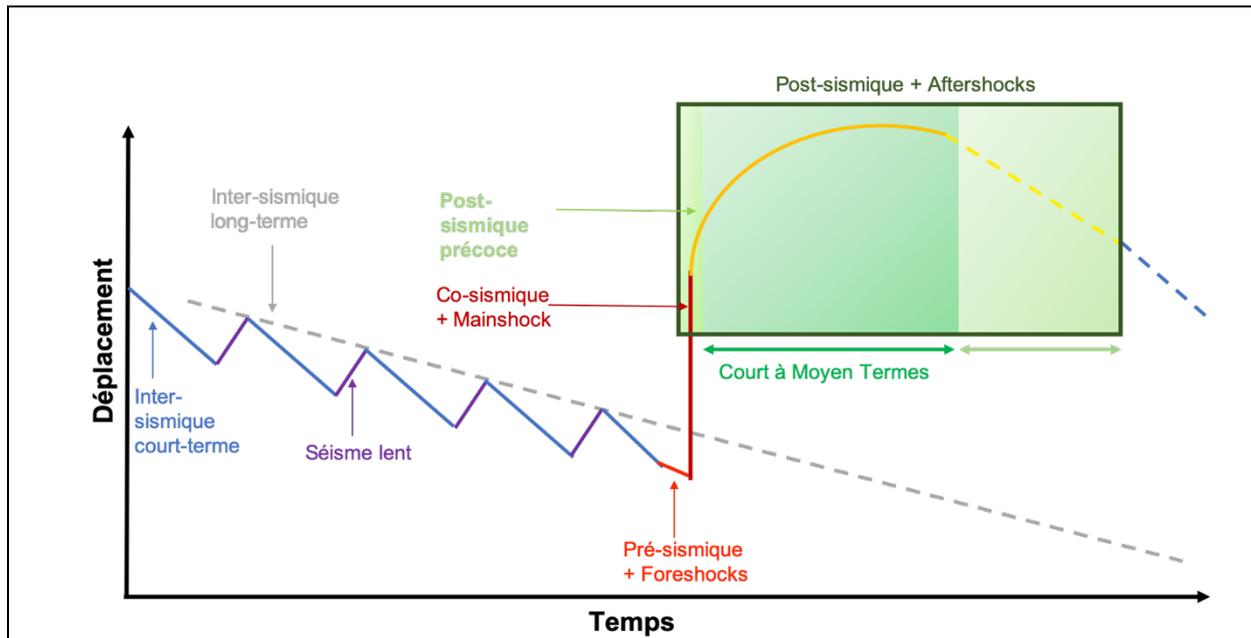


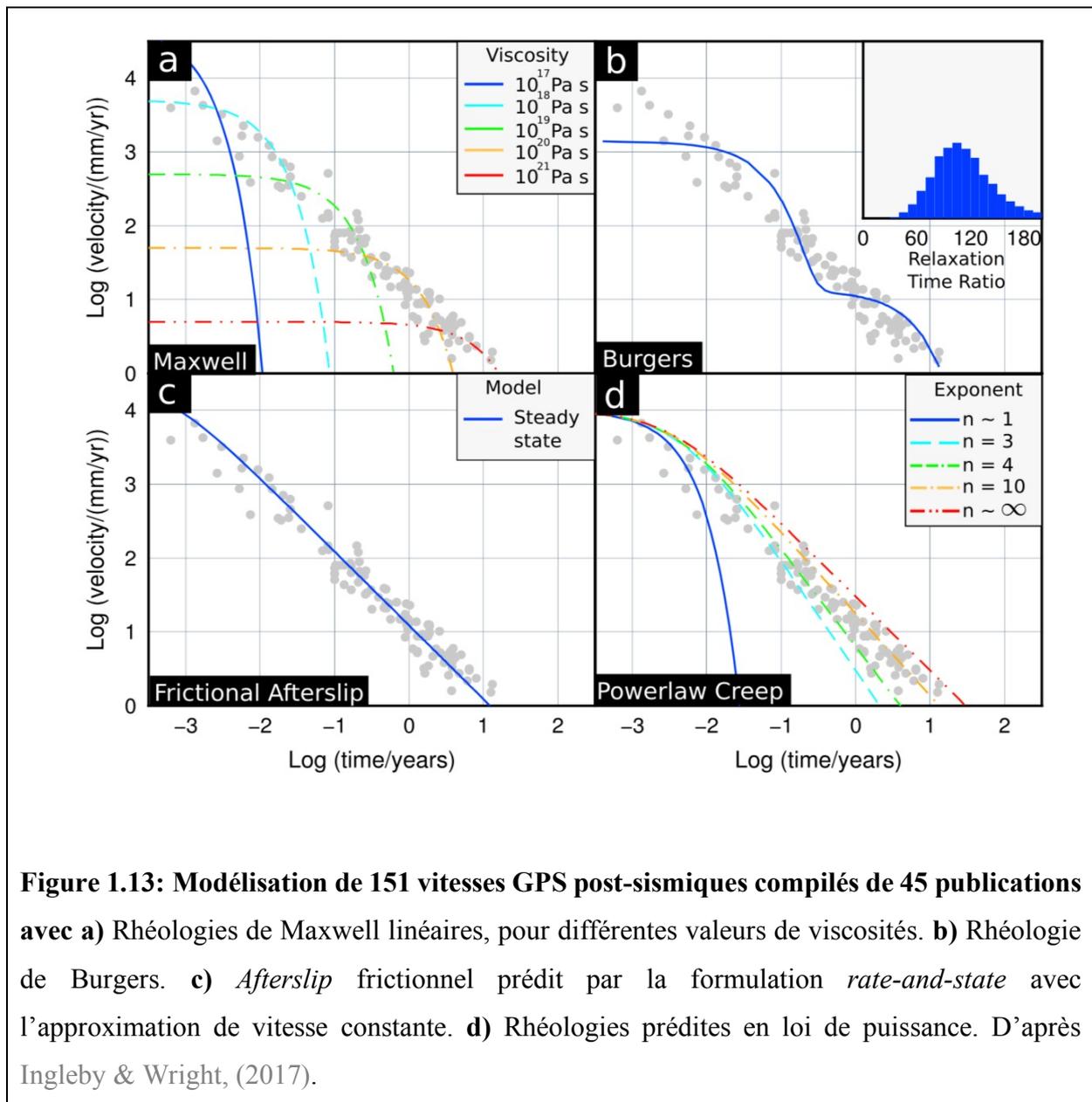
Figure 1.12: Série temporelle GPS conceptuelle simulant tous les processus du cycle sismique précédemment décrit. Cette représentation complète décrit la phase inter-sismique long-terme (pointillé gris) qui désigne le temps entre deux séismes classiques, la période inter-sismique court-terme (bleu) qui désigne le temps entre deux séismes lents en violet. La vitesse de déformation inter-sismique long-terme est plus faible car une partie est accommodée (éventuellement) par les séismes lents.

En rouge, la phase pré-sismique, durant laquelle des *foreshocks* se produisent, précède la phase co-sismique du *mainshock* en rouge foncé.

L’encadré noir englobe la totalité de la phase post-sismique (également production d’*aftershocks*) allant de (très) court- (orange) à long-termes (jaune).

La phase post-sismique précoce correspond à la période qui suit directement le séisme. La fin supposée du post-sismique est en pointillé et qui est suivie du retour au chargement inter-sismique (en réalité la vitesse est probablement modifiée après un séisme).

Ces résultats se rapprochent des réflexions faites (Langbein, 2006; Montési, 2004; Savage, 2007) qui suggèrent la possibilité d'ajuster la relaxation post-sismique avec une forme modifiée de la loi d'Omori, traditionnellement utilisée pour décrire l'évolution des *aftershocks*. Conscient que la déformation post-sismique aux temps très courts (phase précoce) peuvent être essentielles pour contraindre les mécanismes sur différentes échelles de temps, ces mêmes études suggèrent la nécessité d'intégrer les observations sur les temps très courts.



La plupart des études citées précédemment utilisent des séries temporelles GPS journalières (une mesure de position par jour, moyennée à minuit). Ces données permettent d'estimer le saut

co-sismique à partir de la position le jour d'avant et d'après le séisme, ce qui implique que la première mesure sur le post-sismique débute le jour qui suit le séisme. Cette approche surestime naturellement le déplacement co-sismique et sous-estime le déplacement post-sismique, car les premières heures des mouvements post-sismiques sont incluses dans le déplacement co-sismique (voir [figure 1.14](#), zone grisée).

L'obtention de séries temporelles à haute résolution permet donc d'explorer les premières minutes-heures de la déformation qui suivent le séisme qui est la période où les taux de déformation sont les plus élevés.

1.3.2 Problématiques propres à la phase post-sismique précoce

Depuis 20 ans de net progrès ont été effectués quant aux calculs de séries temporelles avec des positions cinématiques (Larson & Miyazaki, 2008; Miyazaki & Larson, 2008). Pourtant, la déformation post-sismique précoce a été peu étudiée car les séries temporelles de déformation à haute résolution, au voisinage de la zone de rupture, ne sont pas toujours suffisamment nombreuses (Twardzik et al., 2019).

Les études qui ont regardé la phase post-sismique précoce de gros séismes sont donc assez rares, cela inclut les séismes suivants : M_w 6.4 Parkfield (2004 USA) (Freed, 2007; Langbein, 2006), M_w 7.2 Nicoya (Costa Rica 2012) (Malservisi et al., 2015) et plus récemment M_w 7.8 Pedernales (2016 Équateur) (Tsang et al., 2019), M_w 8.3 Illappel (Twardzik et al., 2021) et une étude de compilation (Twardzik et al., 2019) qui inclut 4 gros séismes en Amérique du Sud ainsi que celle de Milliner et al., (2020) sur le séisme M_w 7.1 Kumamoto (Japon 2016). Je parlerai dans le [Chapitre 2](#) des observations relatives à l'analyse de la phase post-sismique du séisme M_w 9.0 Tohoku-Oki (Japon 2011) mais également celles liées aux autres phases de déformations de ce séisme.

La phase post-sismique précoce du séisme M_w 8.1 de Tokachi-Oki (Japon 2003) a été également analysée (Fukuda et al., 2009; Miyazaki et al., 2004; Miyazaki & Larson, 2008). Ce cas d'étude dont l'analyse fournit par Fukuda et al., (2009) montre une soudaine accélération ~ 1 heure après le séisme qui pourrait coïncider avec l'apparition de la plus grosse réplique. Cette observation est compatible avec la phase d'accélération prédite dans le formalisme *rate-and-state* pour un système hors *steady-state* (Perfettini & Ampuero, 2008). Cependant, la

coïncidence avec l'occurrence d'un *aftershock* rend cette observation ambiguë. L'existence ou non dans les observations de cette phase d'accélération précoce reste donc bien à démontrer.

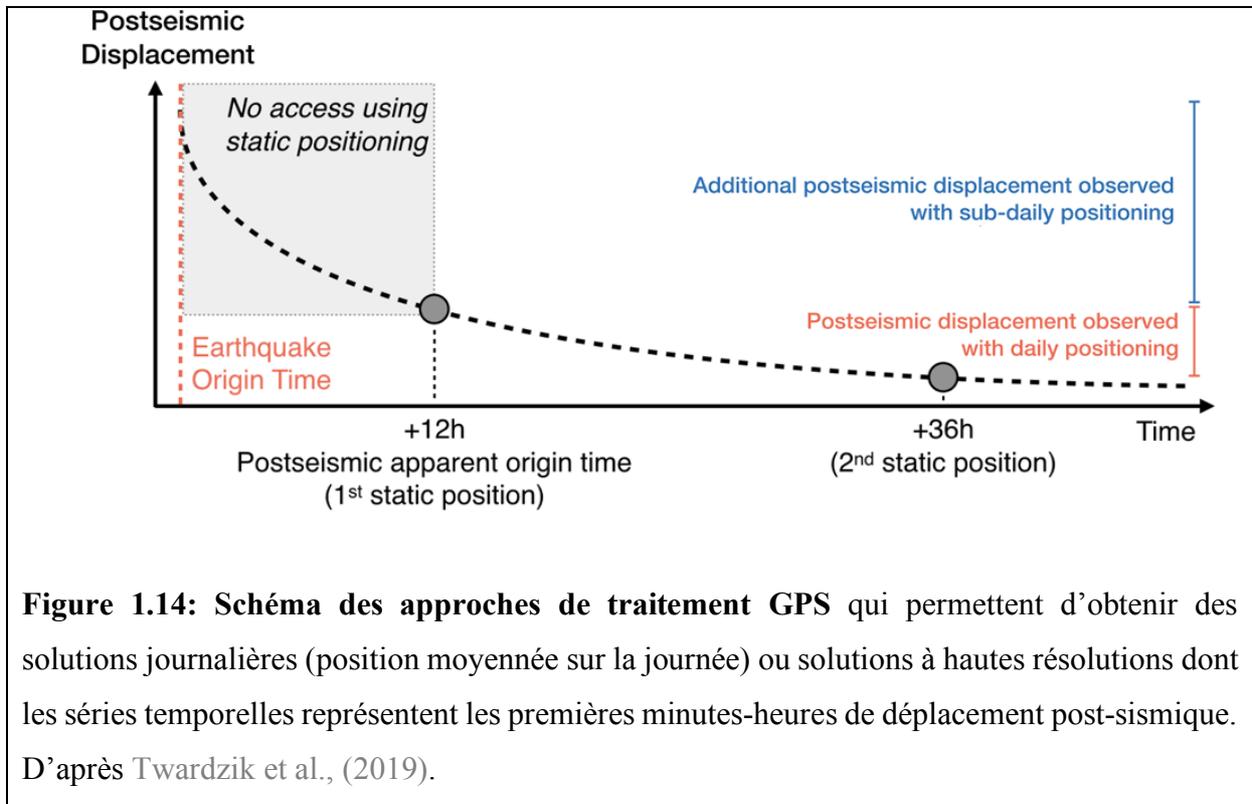


Figure 1.14: Schéma des approches de traitement GPS qui permettent d'obtenir des solutions journalières (position moyennée sur la journée) ou solutions à hautes résolutions dont les séries temporelles représentent les premières minutes-heures de déplacement post-sismique. D'après Twardzik et al., (2019).

1.3.3 Choix de la zone d'étude – Subduction japonaise et séisme de Tohoku-Oki

La subduction japonaise est connue pour son importante activité sismique. Les conséquences sociales et matérielles occasionnées par des séismes dans les années 90 comme celui de M_w 7.2 Kobe (1995) ont justifié le déploiement du réseau permanent GEONET (stations GNSS) sur l'ensemble de l'archipel japonais. Le Japon est donc l'un des pays les mieux instrumentés avec un réseau de plus d'un millier de stations en champ proche. Ce qui a permis pour la première fois d'enregistrer les déplacements en surface avant, pendant et après le gros séisme de subduction M_w 9.0 de Tohoku-Oki en 2011. L'échantillonnage temporelle des observables sont réalisées toutes les 30 secondes pour chaque station du réseau. La durée, la quantité et la continuité des données disponibles pendant le séisme et sur la période qui la suit sont donc

compatibles avec les questions relatives à l'analyse de la phase post-sismique allant des temps courts (phase précoce) à des temps longs (quelques années).

Ce travail de thèse se focalise donc sur l'analyse du co-sismique et surtout du post-sismique de ce séisme. Ce séisme a été une opportunité majeure pour la communauté, d'où les très nombreuses études déjà faites.

Pour cela je consacre le [Chapitre 2](#) à la description du contexte historique et tectonique de ce séisme ainsi qu'à une compilation des résultats des études de la dernière décennie, sur la modélisation de la déformation co- et post-sismique en temps et dans l'espace.

Chapitre 2 : État de l'art sur le séisme M_w 9.0 de Tohoku-Oki (2011)

Dans le chapitre précédent, j'ai décrit la vision contemporaine du cycle sismique dont les différentes phases de déformation résultent de l'activité d'une faille. Cette vision est appropriée pour décrire les processus observés dans le contexte tectonique du Japon. L'archipel japonais se localise au niveau d'une zone de subduction qui concerne quatre plaques tectoniques majeures : Amérique du Nord, Eurasie, Pacifique et Philippine. La plaque Pacifique est en subduction dans le manteau (à une vitesse d'environ 80 mm/an), voir [figure 2.1](#). Plus précisément, dans la partie nord du Japon, qui correspond à la partie nord de l'île principale (Honshu) et sous Hokkaido (l'île du nord du Japon), la plaque Pacifique entre en subduction sous la microplaque d'Okhotsk (une subdivision proposée de la plaque d'Amérique du Nord). Plus au sud de l'archipel japonaise, la plaque Pacifique s'enfonce sous la plaque Philippine, qui plonge elle-même sous la plaque Eurasie (microplaque d'Amour). Ce contexte de subduction complexe et les importantes vitesses de déformations associées sont les moteurs de la sismicité japonaise qui est l'une des régions les plus actives de la planète.

Je commence par présenter l'un des exemples les plus récents et importants jamais enregistrés dans la région qui est le séisme M_w 9.0 de Tohoku-Oki de 2011 et ses caractéristiques. Ce séisme s'est produit à proximité de réseaux sismiques (Hi-net) et GNSS (GEONET), induisant une grande quantité de données permettant de nombreuses études et approches dans la communauté. Des campagnes de mesures de GPS acoustiques ont été faites dans les semaines qui suivent le *mainshock* afin d'y effectuer des mesures en plusieurs points du plancher océanique à proximité de la zone de rupture (Iinuma et al., 2012; T. Ito et al., 2011; Sato et al., 2011).

Dans ce chapitre je propose une compilation des résultats principaux des études faites sur les différentes phases de déformation du séisme de Tohoku-Oki, plus particulièrement sur les observations et résultats qui concernent les phase co-sismique et post-sismique.

Le Chapitre 2 a donc pour but de spécifier la relation entre ma problématique de travail sur la phase post-sismique précoce et le contexte de déformation transitoire du séisme de Tohoku-Oki.

2.1 Caractéristiques du Séisme de Tohoku-Oki

2.1.1 Localisation du Séisme

L'activité tectonique de la subduction japonaise a déclenché le 11 mars 2011 (05:46:24 UTC) le séisme de Tohoku-Oki dont la magnitude M_w 9.0 fait de ce séisme le 4^{ième} plus important séisme enregistré au monde depuis le séisme M_w 9.5 de Valdivia en 1960 (et le 1^{er} au Japon).

L'épicentre est localisé au large de la côte Est de la préfecture de Miyagi dans la région de Tohoku, à environ 130 kilomètres des côtes (voir [figure 2.1](#)). Ce méga-séisme résulte d'un chevauchement à faible angle dont la profondeur est superficielle (29 kilomètres), selon USGS.

Ci-dessous, je présente les principaux séismes que j'ai étudié de mécanismes inverses, dont les localisations sont données sur la [figure 2.1](#). Le plus gros précurseur M_w 7.3 du séisme de Tohoku-Oki est également nommé séisme de Sanriku-Oki (à ne pas confondre avec le séisme historique de Sanriku $M_w \sim 8.4$ en 1933). Ce *foreshock* s'est produit 2 jours avant (09/11/2011 02:45:20 UTC) et est localisé à 40 kilomètres de l'épicentre du *mainshock*, à une latitude presque similaire en face la préfecture de Miyagi et à 32 kilomètres de profondeur. Concernant les répliques, 3 séismes de magnitude supérieure à 7 se sont produits dans l'heure qui suit Tohoku-Oki. Dans l'ordre chronologique, la première réplique est uniquement référencée par les catalogues locaux japonais et est estimée à une magnitude de M_w 7.4 (06:08:53 UTC), située au nord de Tohoku-Oki en face de la préfecture d'Iwate. Le séisme d'Ibaraki-Oki est la réplique la plus importante de la séquence avec une magnitude M_w 7.9 (selon le catalogue USGS contre M_w 7.7 selon le catalogue local) et a eu lieu en face de la préfecture d'Ibaraki (06:15:40 UTC). La dernière réplique M_w 7.7 est localisée de l'autre côté de la fosse océanique (06:25:40 UTC) et est exclue de mes analyses (trop éloignée). La séquence sismique des répliques de Tohoku-Oki est encore active comme l'atteste la récente réplique M_w 7.3 du 13/02/2021 près de la préfecture de Fukushima.

2.1.2 Tsunami et catastrophes pour la société

Les vibrations qui sont les effets du séisme ont entraîné directement peu de dégâts humains et de pertes matérielles mais a déclenché la formation et la propagation d'un immense tsunami qui a dévasté près de 500 kilomètres de côte jusqu'à parfois environ 10 kilomètres à l'intérieur des terres avec des hauteurs des vagues estimées pouvant atteindre plus de 30 mètres. En plus du désastre économique, les conséquences les plus connues sont les nombreuses victimes et personnes disparues (estimées à plus de 15 000) ainsi que l'accident nucléaire de Fukushima que je me dois de rappeler.

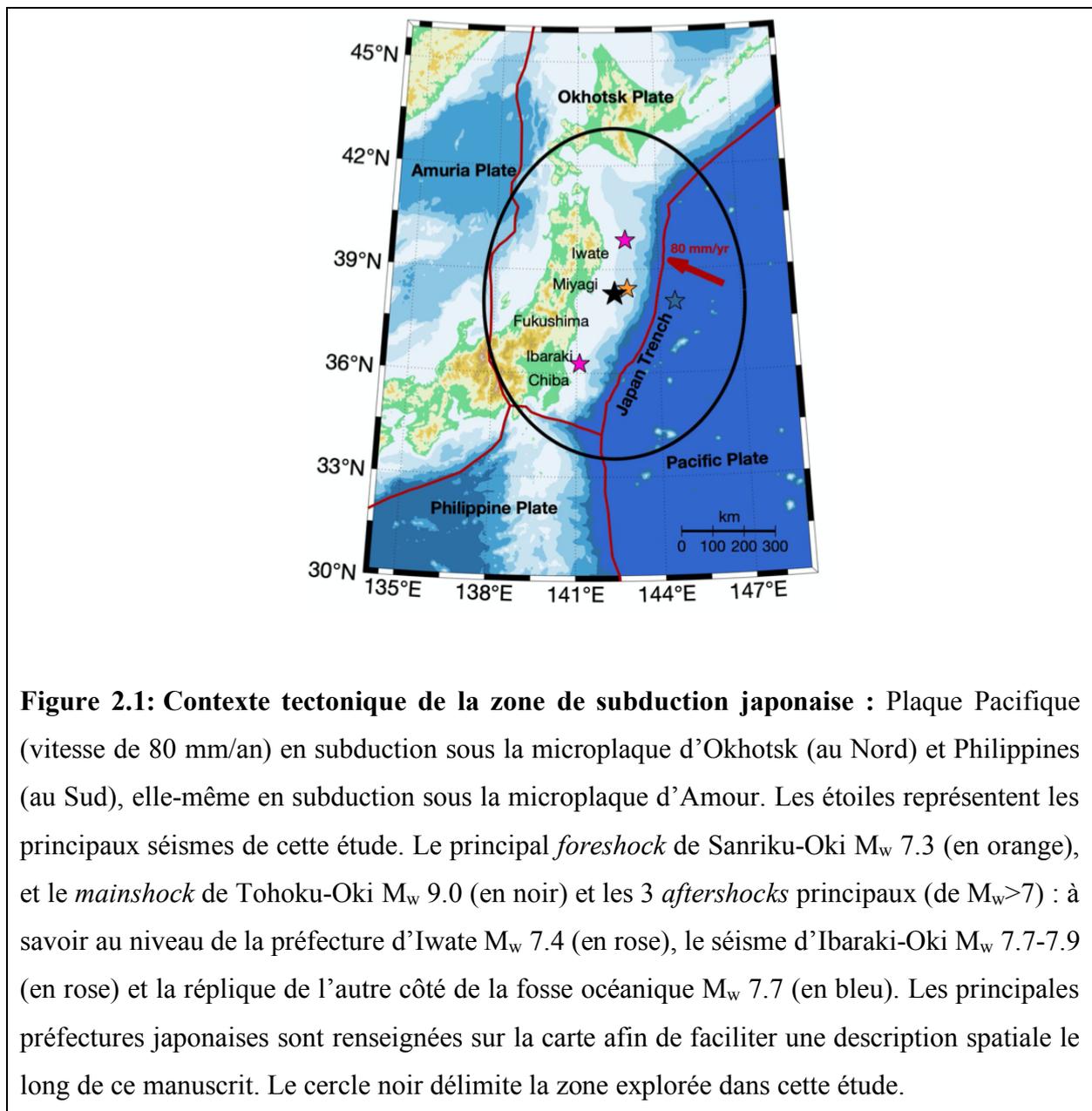


Figure 2.1: Contexte tectonique de la zone de subduction japonaise : Plaque Pacifique (vitesse de 80 mm/an) en subduction sous la microplaque d'Okhotsk (au Nord) et Philippines (au Sud), elle-même en subduction sous la microplaque d'Amour. Les étoiles représentent les principaux séismes de cette étude. Le principal *foreshock* de Sanriku-Oki M_w 7.3 (en orange), et le *mainshock* de Tohoku-Oki M_w 9.0 (en noir) et les 3 *aftershocks* principaux (de $M_w > 7$) : à savoir au niveau de la préfecture d'Iwate M_w 7.4 (en rose), le séisme d'Ibaraki-Oki M_w 7.7-7.9 (en rose) et la réplique de l'autre côté de la fosse océanique M_w 7.7 (en bleu). Les principales préfectures japonaises sont renseignées sur la carte afin de faciliter une description spatiale le long de ce manuscrit. Le cercle noir délimite la zone explorée dans cette étude.

2.1.3 Opportunités Scientifiques

Ce séisme est donc l'un des exemples les plus marquants du 21^{ème} siècle en termes d'impacts sur la société. Ce séisme s'est produit à proximité d'un des pays les mieux instrumentés au monde :

- GEONET : Réseau géodésique (> 1200 stations GPS)
- Hi-net : Réseau sismologique haute sensibilité (stations en forage) : pour le suivi de la micro-sismicité
- F-net : Réseau sismologique à large bande
- Kik-net, K-NET : Réseaux de détection de forts mouvements
- Sismomètres de fonds de mers (OBS)
- Mesures de GPS acoustiques dans les fonds marins
- Mesures des jauges de pression dans les fonds océaniques (OBPG)
- Mesures des marégraphes le long de la côte

L'importante quantité d'observations permet l'analyse des différentes phases de déformations allant de l'inter-sismique au post-sismique, notamment par les données géodésiques (voir [figure 2.2](#)).

2.2 Cycle Sismique du Séisme de Tohoku-Oki

L'exploitation de différents jeux de données a permis une multitude d'analyses des différentes phases de déformation du cycle sismique. La [figure 2.2](#) présente différents types de jeux de données utilisés pour contraindre les déformations co-sismique ou post-sismique du séisme de Tohoku-Oki dans la littérature (séries temporelles GPS, mesures fond de mer, forme d'ondes de tsunami, ...). Dans les sous-sections suivantes, je vais présenter les résultats principaux des études faites sur les différentes phases du cycle-sismique du séisme de Tohoku-Oki. Les phases inter-sismiques et pré-sismiques sont abordées rapidement alors que beaucoup plus de détails sont donnés concernant les phases co-sismique et post-sismique qui concernent ma problématique de travail.

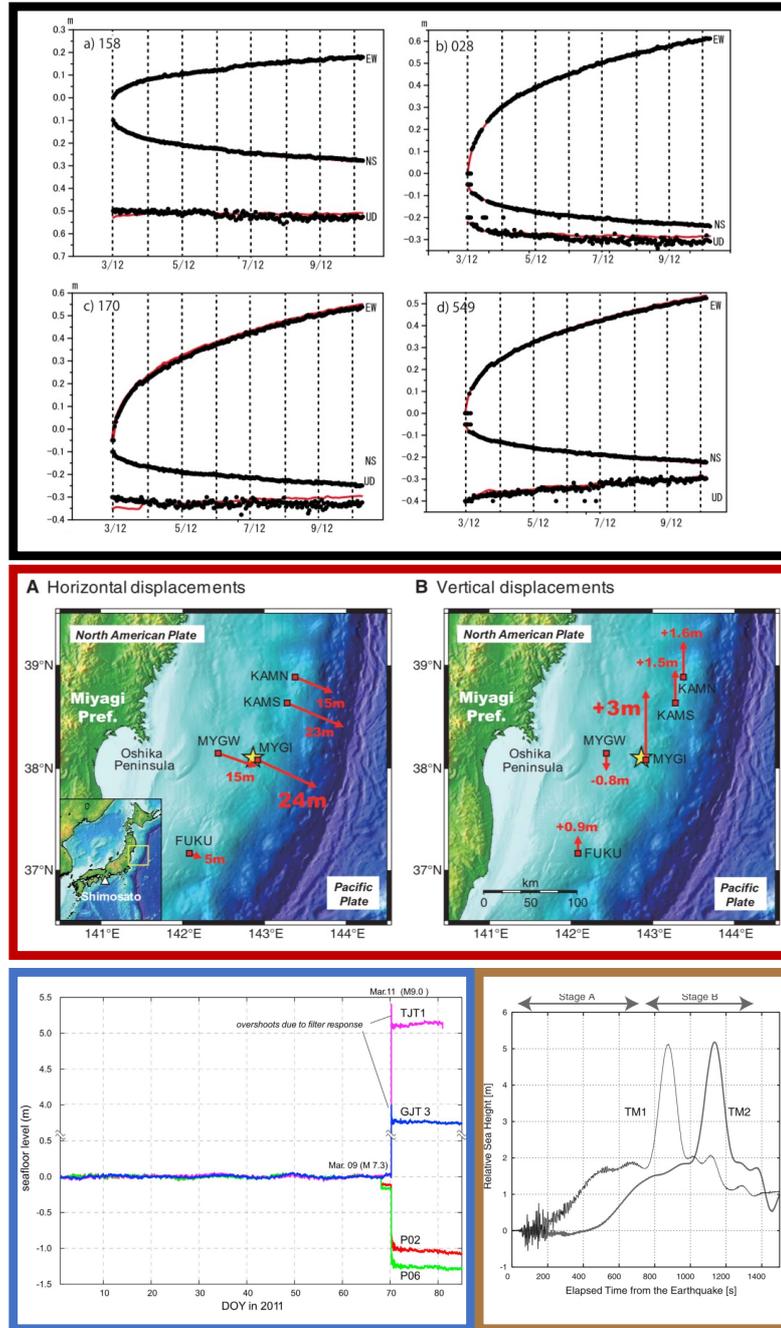
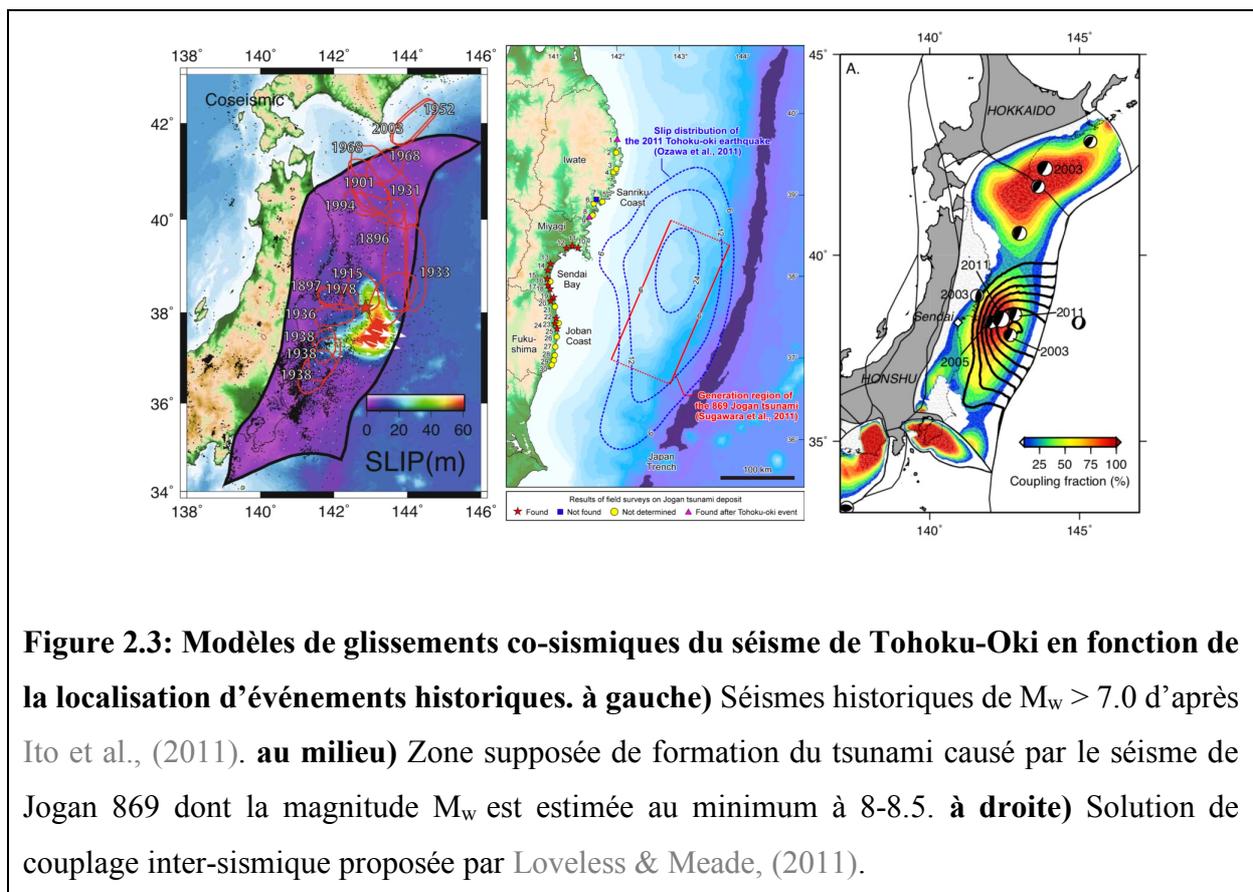


Figure 2.2: Jeux de données utilisées pour analyser le glissement co-sismique et post-sismique du séisme de Tohoku-Oki dans la littérature. **Encadré noir :** séries temporelles GPS utilisées par Ozawa et al., (2012). **Encadré rouge :** Points de mesures GPS acoustiques sur 5 sites proches de l'épicentre d'après Sato et al., (2011). **Encadré bleu :** Séries temporelles de la variation du niveau de la mer d'après Iinuma et al., (2012) estimée à partir des jauges de pression (fond de mer). **Encadré marron :** Hauteur de mer relative montrant la forme d'onde du tsunami (Maeda et al., 2011).

2.2.1 Avant le séisme de Tohoku-Oki

Avant de décrire les observations faites au cours des différentes phases de déformation du cycle sismique, je présente brièvement un historique de la sismicité autour du séisme de Tohoku-Oki ainsi qu'une représentation spatiale de sa localisation par rapport à d'autres séismes observés. Concernant sa localisation, Ito et al., (2011) montrent sur leur modèle de glissement co-sismique que Tohoku-Oki est situé autour des zones de ruptures d'autres séismes historiques, voir [figure 2.3.a](#). Sugawara montre que la zone de glissement co-sismique (cf modèle d'Ozawa et al.,(2011)) semble coïncider avec la région où le tsunami causé par le séisme historique de Jogan en 869 s'est produit (Sugawara et al., 2012), voir [figure 2.3.b](#). En se basant sur l'analyse de dépôts sédimentaires (Sawai et al., 2008, 2012), la magnitude sismique de ce séisme est estimée entre 8 et 8.5, ce qui semble être l'une des seules traces historiques d'un séisme d'une telle magnitude dans la région même où la rupture de Tohoku-Oki s'est initiée.



2.2.1.1 Phase inter-sismique

Une façon d’appréhender au premier ordre la déformation inter-sismique est le calcul du couplage inter-sismique C_i d’une faille :

$$C_i = 1 - \frac{V_{int}}{V_c} \quad (2.1).$$

Avec la vitesse de glissement inter-sismique V_{int} d’une faille et la vitesse de chargement tectonique V_c . Cet indicateur qui se définit entre 0 et 1 permet d’illustrer la déformation de la plaque supérieure. Pour une zone de subduction cela est représenté sur le schéma de la [figure 2.4](#). Cette visualisation reste schématique car la complexité du cycle sismique, voir [figure 1.12](#), implique que le couplage inter-sismique évolue au cours du temps. Cela signifie que le couplage reste une représentation de l’état de verrouillage (*locked* en anglais) ou non entre deux dates.

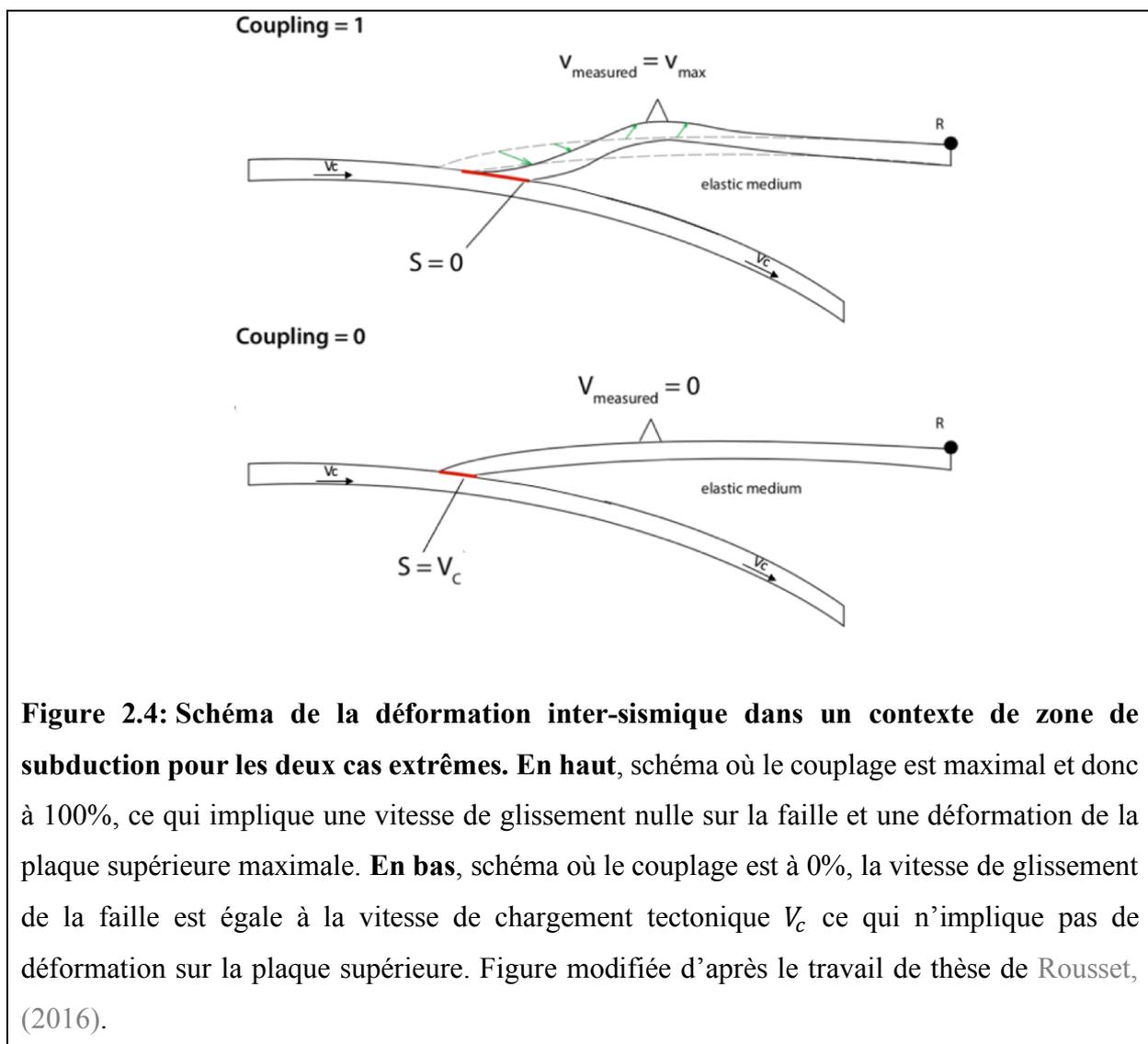
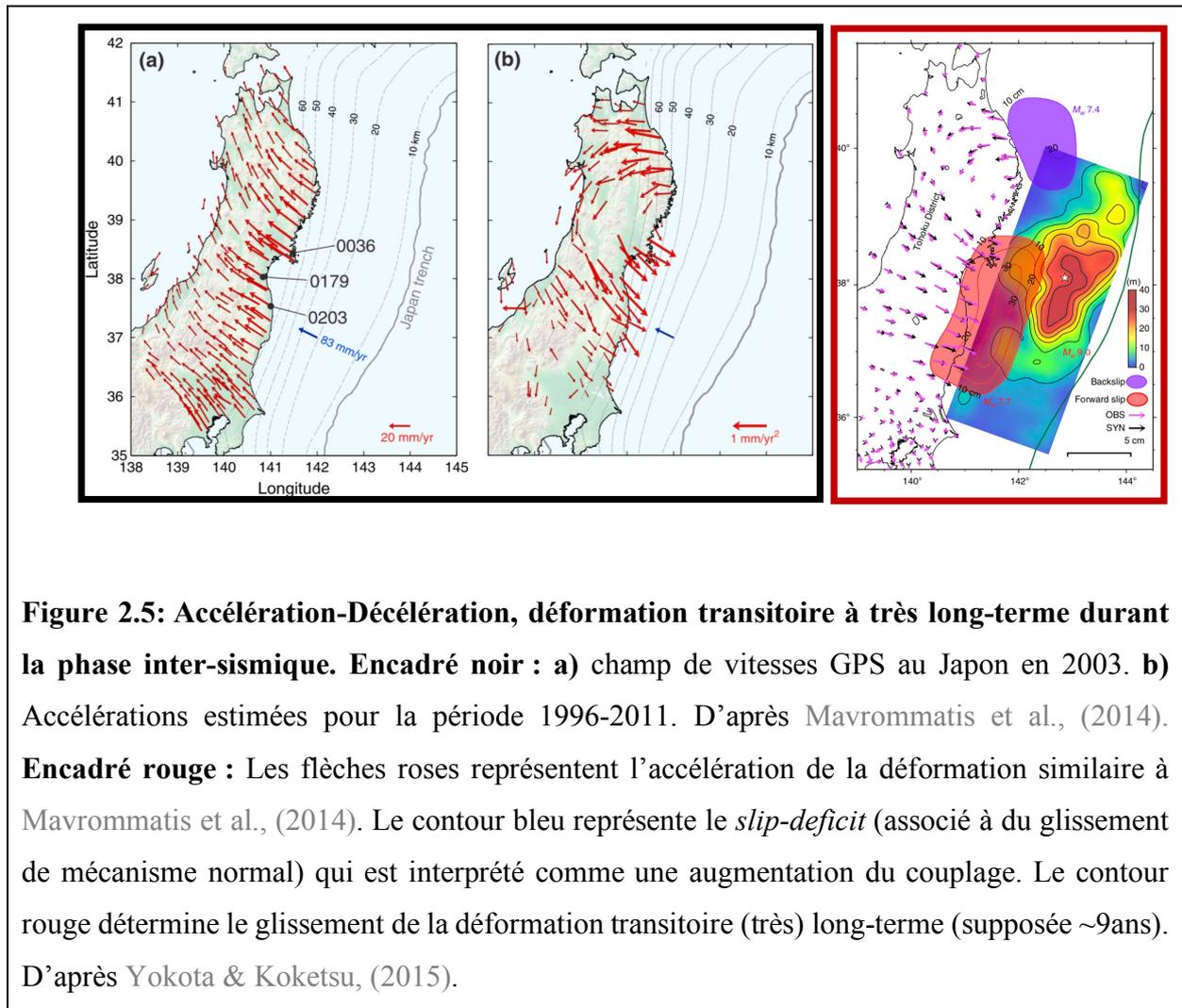


Figure 2.4: Schéma de la déformation inter-sismique dans un contexte de zone de subduction pour les deux cas extrêmes. En haut, schéma où le couplage est maximal et donc à 100%, ce qui implique une vitesse de glissement nulle sur la faille et une déformation de la plaque supérieure maximale. En bas, schéma où le couplage est à 0%, la vitesse de glissement de la faille est égale à la vitesse de chargement tectonique V_c ce qui n’implique pas de déformation sur la plaque supérieure. Figure modifiée d’après le travail de thèse de Rousset, (2016).

Pour le cas du Japon, des premiers modèles ne supposaient pas de couplage inter-sismique dans la partie superficielle de l'interface de subduction (Loveless & Meade, 2010). Suite au séisme de Tohoku-Oki de 2011, une solution alternative (Loveless & Meade, 2011) propose un fort couplage (≥ 30 à $\geq 80\%$) spatialement corrélé avec la zone de rupture co-sismique du *mainshock*, voir [figure 2.3.c](#). La différence entre ces solutions ne provient pas de la période d'observation des données utilisées mais s'explique plutôt par la faible résolution dans la zone en mer proche de la fosse et donc éloignée des stations GPS sur le continent.

D'autres études plus tardives (Hasegawa & Yoshida, 2015; Heki & Mitsui, 2013; Loveless & Meade, 2016; Marill et al., 2021; Mavrommatis et al., 2014, 2015; Yokota & Koketsu, 2015) mettent en évidence une accélération long-terme, voir [figure 2.5](#) (encadré noir), qui commence plusieurs décennies avant Tohoku-Oki plus précisément au Nord-Est de Honshu et au Nord de Tohoku-Oki. L'existence de cette accélération long-terme à grande-échelle est interprétée par la phase post-sismique d'un séisme datant d'avant 1996 (Mavrommatis et al., 2014) ou d'un glissement lent à longue durée (Mavrommatis et al., 2015), voir [figure 2.5](#) (encadré rouge). D'autres observations montrent une augmentation du couplage dans la zone Nord (Heki & Mitsui, 2013) suite au séisme M_w 8.0 Tokachi-Oki (2004 Japon) qui peut être interprété comme le déclencheur de cette augmentation (Loveless & Meade, 2016).

Ces observations géodésiques sont combinées à une analyse détaillée de la sismicité de fond qui permet de distinguer deux comportements différents d'évolution de la sismicité au cours du temps (Marsan et al., 2017). Le premier comportement montre une décélération de la sismicité de fond notamment entre les latitudes 38 à 42 qui est interprétée comme la conséquence de la phase post-sismique du séisme M_w 7.6 Sanriku en 1994 qui pourrait correspondre au séisme pré-1996 énoncé par Mavrommatis et al., (2014) ; alors qu'au large de la région de Kanto une accélération de la sismicité est visible et semble spatialement corrélée à une diminution de couplage sismique juste avant le méga-séisme de Tohoku-Oki. Ces éléments convergent vers l'idée de l'observation d'une déformation transitoire à très long-terme (~ 9 ans) dans une région où le couplage est estimé comme étant élevé (Loveless & Meade, 2016).



2.2.1.2 Phases de glissements transitoires et phase pré-sismique

Au niveau de la région du séisme de Tohoku-Oki, d'autres phases de déformations sont également observées avec des durées plus courtes que les phases d'accélération précédemment décrites.

Par exemple, les données OBPG (*Ocean Bottom Pressure Gauges* en anglais) mettent en évidence dans la même région deux SSE différents dont l'historique est décrit par Ito et al., (2013). Le premier événement s'est produit en 2008 pendant une semaine et sa magnitude sismique équivalente est M_w 6.8 (voir [figure 2.6](#) encadré noir). Une fois cet épisode de glissement terminé un séisme de magnitude M_w ~6 s'est déclenché ainsi qu'une sismicité modérée. Le second SSE (~ M_w 7.0) s'est initié 1 mois avant le séisme de Tohoku-Oki et contrairement au SSE de 2008, des séismes (*foreshock* M_w 7.3 de Tohoku-Oki et ses répliques sismiques) se sont déclenchés avant la fin de l'épisode de SSE (voir [figure 2.6](#) encadré noir).

La vision alternative et plus détaillée expliquée par Kato et al., (2012) décrit la période du mois précédent Tohoku-Oki par l'association de deux *SSE*, avec une première phase d'accélération commençant à partir de mi-février 2011 (au niveau de la zone du *SSE* de 2008) et une seconde phase débutant 2 jours avant le *mainshock* suite au *foreshock* de Sanriku-Oki.

Ce modèle est appuyé par l'étude de la sismicité qui détecte des épisodes de migrations de séismes (Gardonio et al., 2019), voir [figure 2.6](#) encadré rouge. Le *foreshock* de Sanriku-Oki semble s'être produit près de l'extrémité Sud de la première zone de migration de séismes suite à la propagation du premier *SSE* qui a débuté 1 mois avant. Un second épisode de migration de séismes est détecté suite au plus gros *foreshock* de Tohoku-Oki. Ce séisme a sa propre déformation post-sismique (Ohta et al., 2012) qui est localisée au Sud-Ouest de son épicerne mais également au Nord-Est de l'épicentre de Tohoku-Oki dans une zone où il y a peu de séismes sur cette période (voir [figure 2.6](#) encadré rouge).

Ces deux visions illustrent la complexité des relations entre la propagation d'une déformation transitoire et son impact sur la nucléation du séisme de Tohoku-Oki. L'étude des phases de glissements lents pourrait permettre donc d'améliorer la compréhension des processus de déclenchement des gros séismes de subduction.

De plus, une relation supplémentaire (Ohta et al., 2012) a été proposée entre le précurseur de Sanriku-Oki et son *mainshock* Tohoku-Oki. Cette période de déformation dure 51 heures et a pu être explorée par des données GPS sous-journalières, des jauges de déformations (*strainmeters* – en anglais) et des OBPG. L'ajustement des données (voir [figure 2.7](#), encadré noir) est fait en utilisant une expression logarithmique (sans justification particulière avec une friction de type *rate-and-state*) dont la constante de temps c (semblable à un temps de coupure) trouvée est autour de 5 heures.

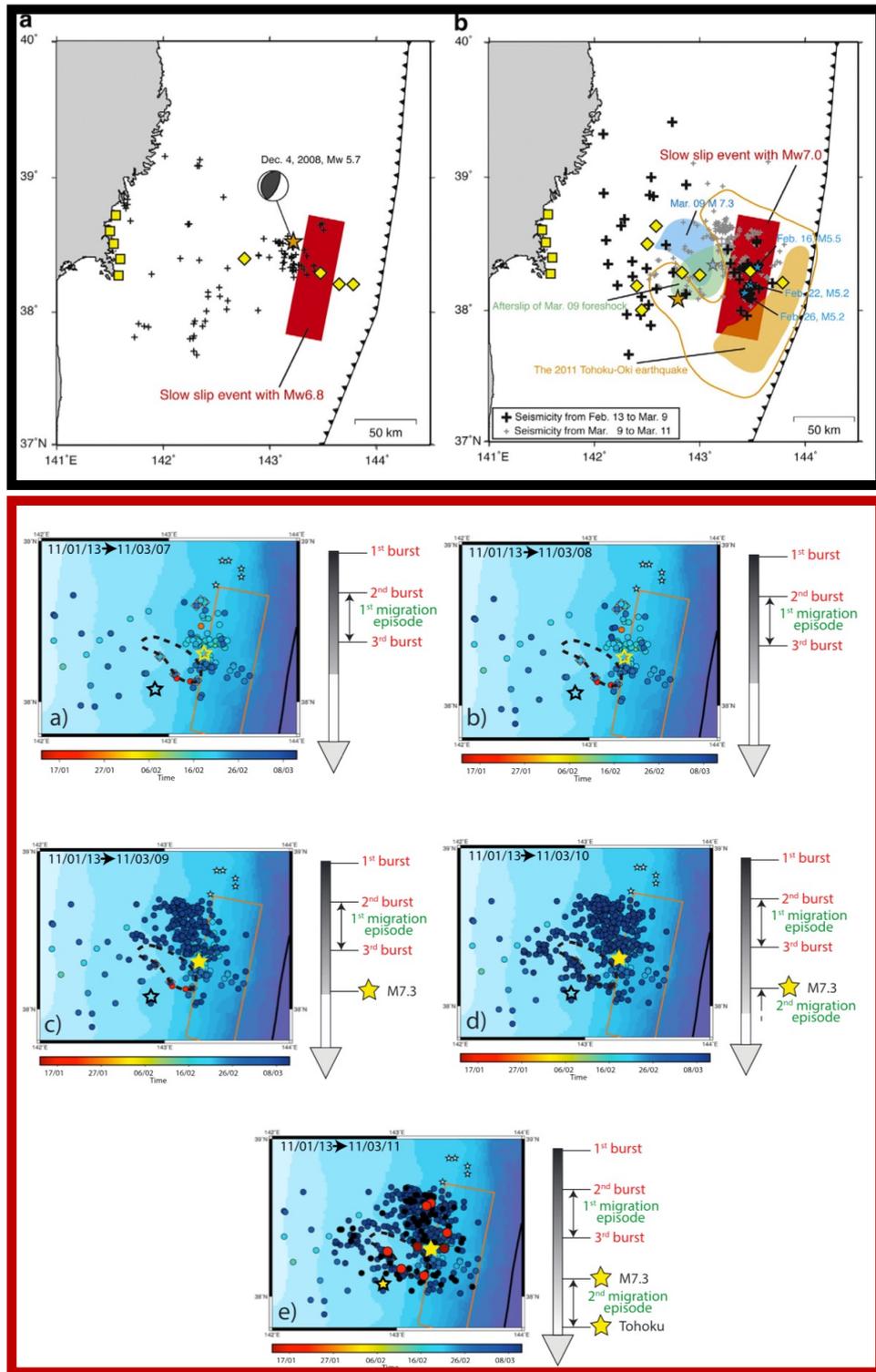


Figure 2.6: Interactions pré-sismiques : déformation transitoire à court-terme et épisodes de migrations sismiques. Encadré noir : SSE 2008 et SSE 2011. D'après Ito et al., (2013). Encadré rouge : Épisodes de migrations de séismes et déformations transitoires. D'après Gardonio et al., (2019).

La distribution du glissement co-sismique et post-sismique du *foreshock* semble être complémentaire et les régions où le glissement est maximal (associées au co-sismique et post-sismique) ne se chevauchent pas. Les observations montrent une cohérence spatiale entre la localisation du glissement post-sismique du *foreshock* qui semble être localisé au-dessous de la zone de rupture co-sismique de Tohoku-Oki (voir [figure 2.7](#) encadré rouge). Ces deux principales observations sont associées par les auteurs (avec prudence) aux variabilités de propriétés frictionnelles de la faille mais la conclusion principale pointe la nécessité d'analyser l'évolution spatiale et temporelle du glissement post-sismique de la réplique en fonction des caractéristiques du glissement co-sismique. Une tâche difficile à effectuer car cela concerne uniquement 51 heures de déformation ; ce qui pourrait seulement être analysé de façon continue par des séries temporelles à plus fortes résolutions. Ohta et al., (2012) énonce dans son étude que l'*afterslip* du *foreshock* a produit des répliques sismiques qui pourraient avoir joué un rôle dans la nucléation de Tohoku-Oki.

Cet exemple particulier d'étude permet d'agrandir le cas de figure de ma problématique de travail en montrant la nécessité d'explorer également les caractéristiques des déformations post-sismiques d'autres séismes comme par exemple le principal *foreshock* (séisme de Sanriku-Oki). Cette période de 51 heures de déformation post-sismique est intéressante et est associée à deux étapes de transitions de glissement sismique/asismique. La forte magnitude M_w 7.3 de ce séisme a entraîné des déplacements enregistrés sur plusieurs stations du réseau GEONET déployé au Japon que j'ai choisi d'étudier.

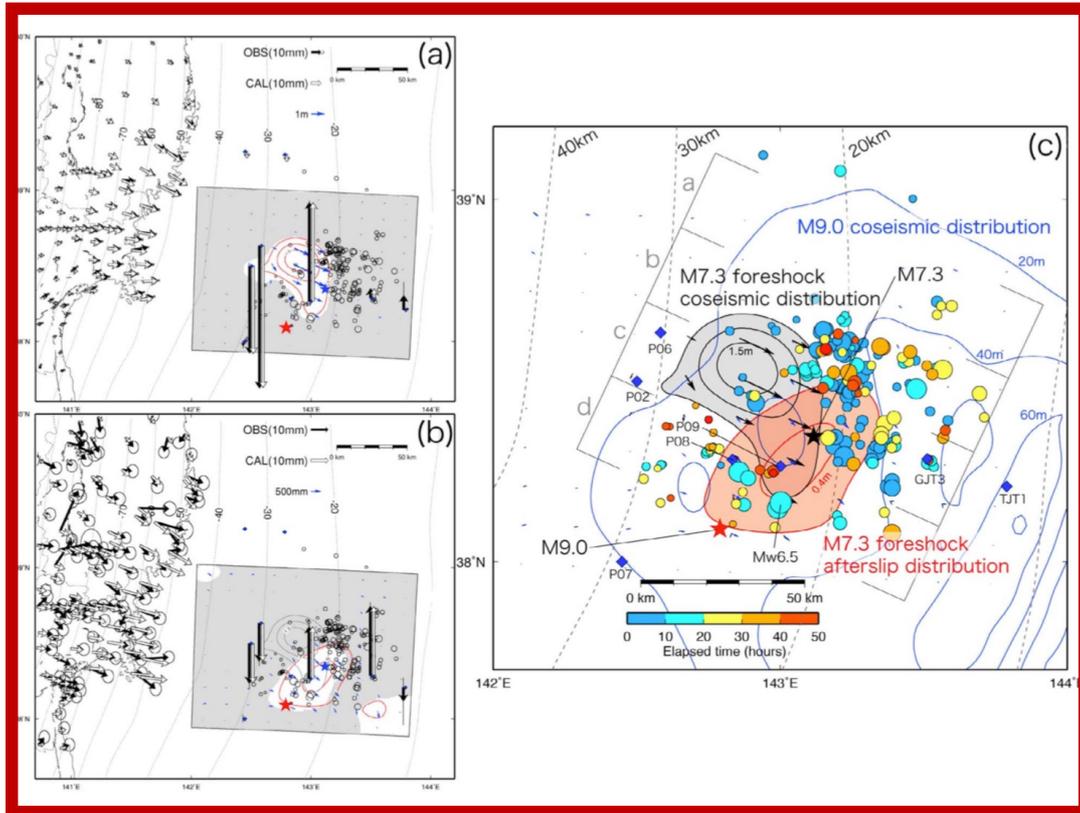
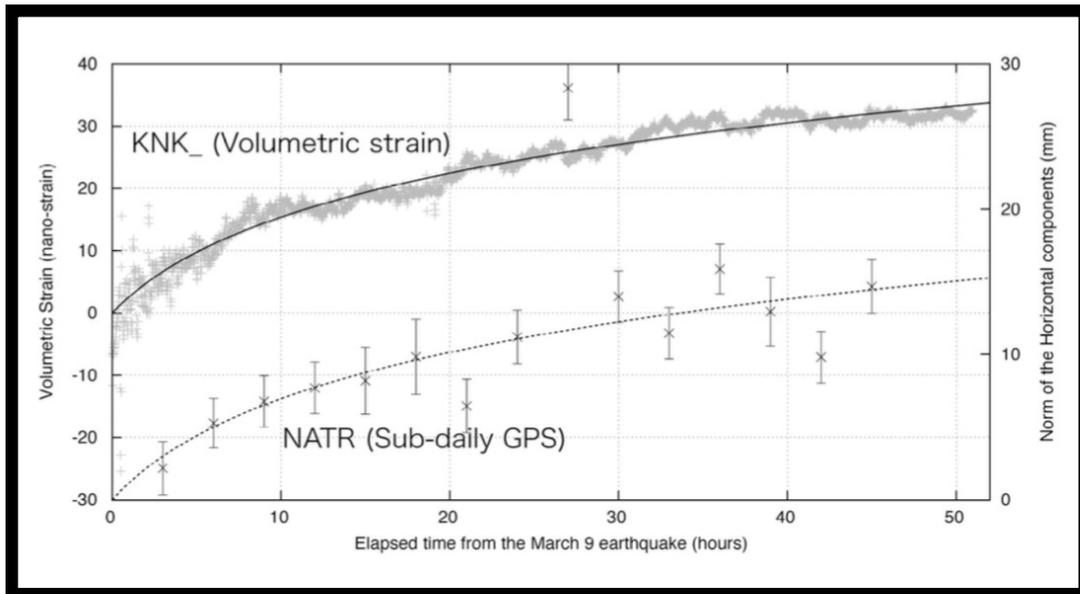
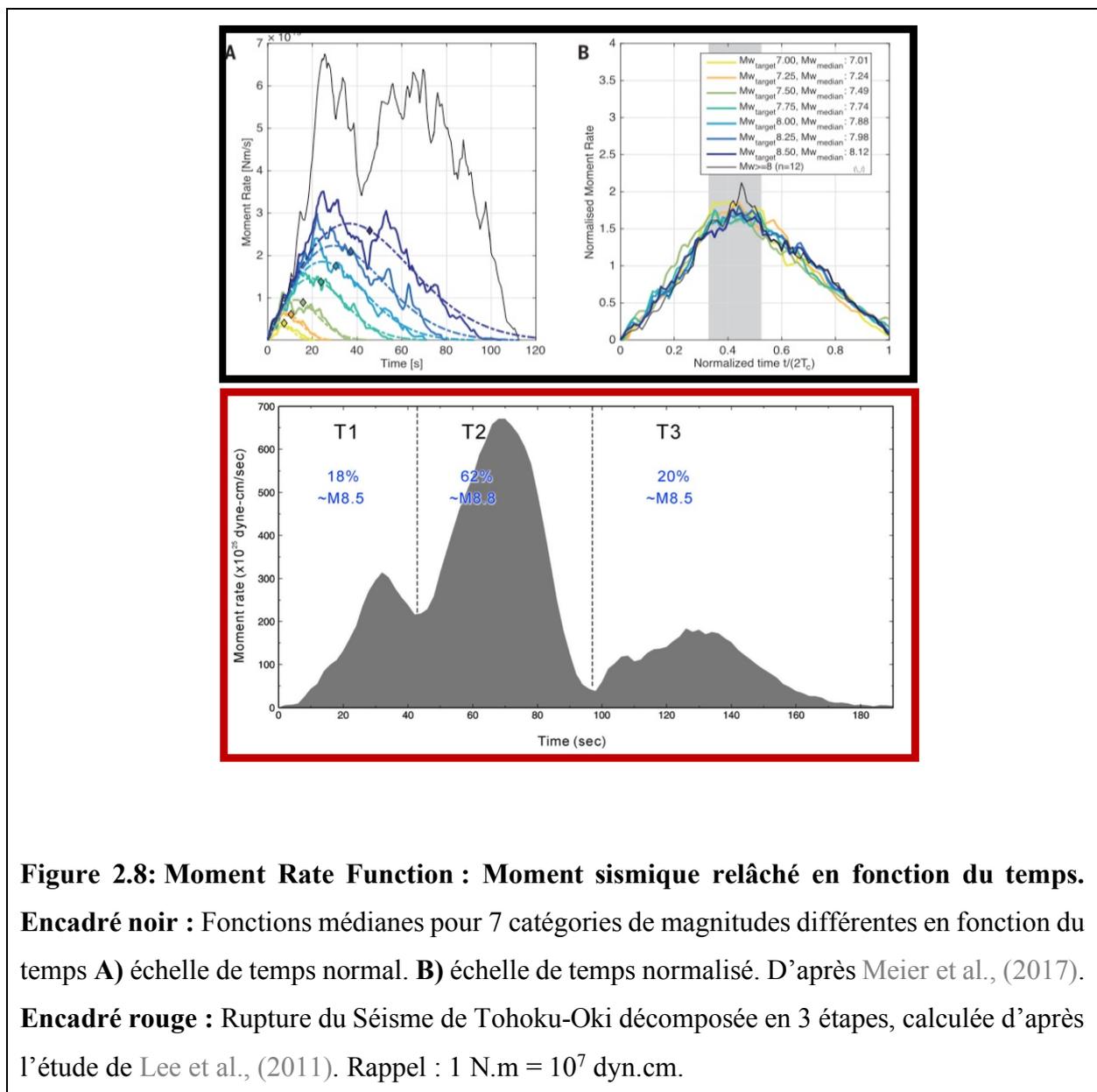


Figure 2.7: Le séisme M_w 7.3 de Sanriku-Oki, plus important précurseur sismique du M_w 9.0 de Tohoku-Oki. Encadré noir : Séries temporelles de déformations (*strainmeter*) et de déplacements (GPS, sous-journalier). Encadré rouge : Déplacements et glissement a) Co-sismique b) Post-sismique c) Localisation du glissement et séismes dans les heures précédant Tohoku-Oki. D'après Ohta et al., (2012).

2.2.2 Phase co-sismique du séisme de Tohoku-Oki

2.2.2.1 Propagation de la rupture de Tohoku-Oki

Le séisme de Tohoku-Oki s'est déclenché le 11 mars 2011 (05:46:24 UTC) à faible profondeur (~29 km) et au large des côtes de la préfecture de Miyagi et de Fukushima. La magnitude sismique M_w calculée est de 9.0 pour un moment sismique d'environ 5.5×10^{22} N.m. La durée de la rupture modélisée à partir des sismogrammes est d'environ 180 secondes.



L'outil d'analyse qui décrit le taux de moment sismique et son évolution au cours du temps (*Moment Rate Function* en anglais) permet d'évaluer au premier ordre la complexité du glissement. Sur la [figure 2.8](#) (encadré noir), je présente la forme caractéristique de l'évolution du moment sismique au cours du temps pour des séismes de $7.0 < M_w < 8.5$. Je compare cette représentation générale à celle faite par l'étude proposée par Lee et al., (2011) sur Tohoku-Oki.

Je décris ci-après, l'évolution de la rupture (en temps et en espace) déterminée par Lee et al., (2011) qui concerne trois aspérités identifiées correspondant aux trois pics de la fonction source.

- La rupture du séisme s'initie à une profondeur autour de 20-25 kilomètres qui correspond à celle de l'hypocentre (20 premières secondes et pour un glissement de 5 mètres).
- De 20 à 40 secondes un mouvement de glissement inverse se produit à une plus faible profondeur et par la suite ces deux zones se rejoignent. Sur cette même période du glissement en profondeur (autour de 40 km) est observée.
- Après plus de 90 secondes, la rupture forme une seule large région (voir [figure 2.9](#) – encadré rouge – aspérité IA) allant d'une profondeur superficielle jusqu'à une profondeur plus importante.
- Suite à cet épisode, il y a une période calme qui est suivie par le glissement de petites aspérités qui glissent au milieu de la faille. Le front de rupture évolue lentement en direction du sud jusqu'à former l'aspérité II (voir [figure 2.9b](#) – encadré rouge). Simultanément, du glissement se produit sous l'hypocentre au niveau de l'aspérité IB et fusionnent avec l'aspérité IA.
- Les dernières secondes du séisme montre que le front de rupture se propage vers le nord et forme l'aspérité III.

Les descriptions de la *Moment Rate Function* ([figure 2.8.c](#)) et de l'évolution dynamique de la rupture de Tohoku-Oki ([figure 2.9](#)), montrent bien trois épisodes distincts de ruptures. Un comportement particulier est observé à partir de 100 secondes après l'initiation de la rupture (période calme).

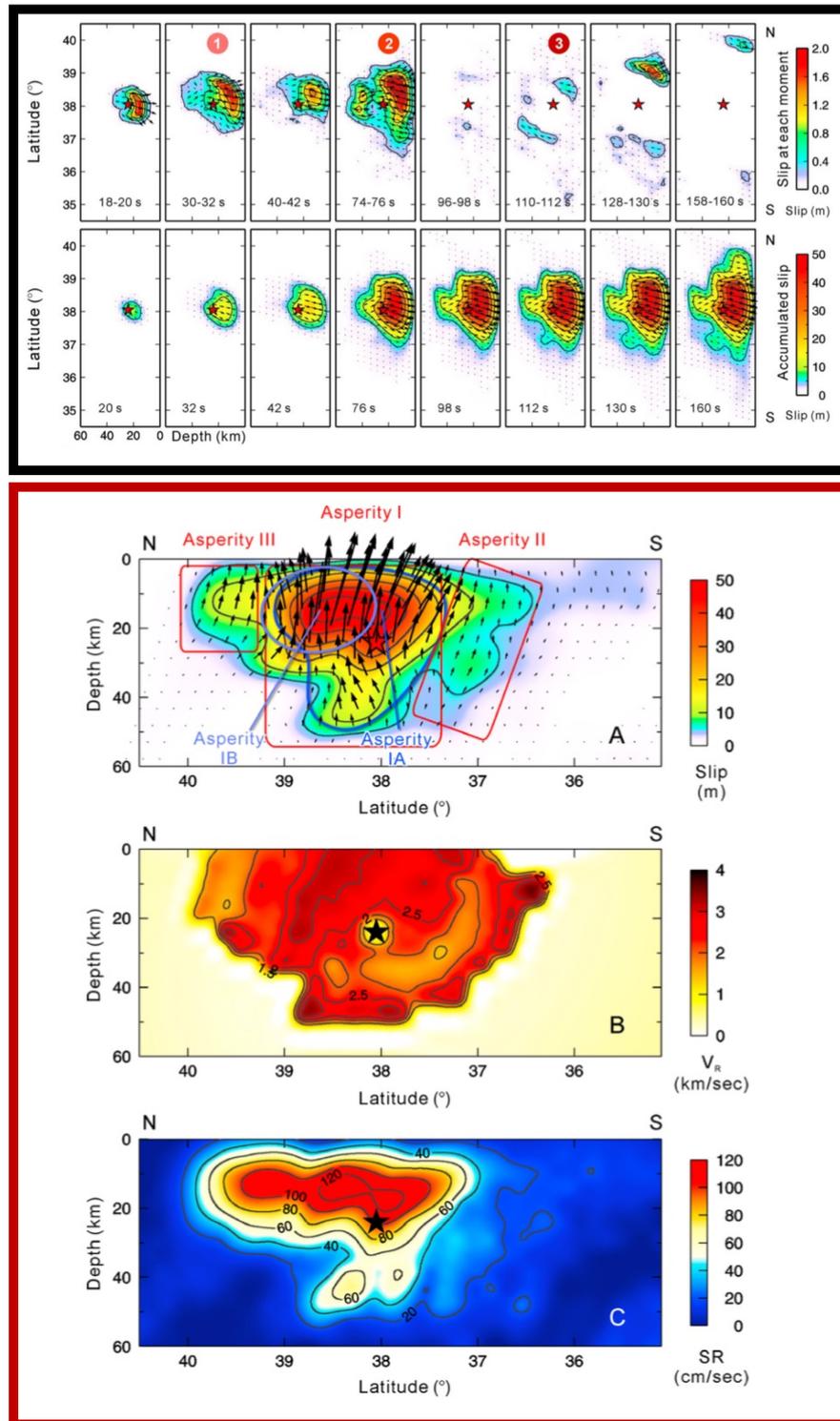


Figure 2.9: Évolution de la rupture sismique de Tohoku-Oki. Encadré noir : *Snapshots* de la rupture au cours du temps, en incrément et en cumulée. Encadré rouge : Identification des trois supposées aspérités qui ont glissé et leurs caractéristiques de glissement, vitesse de rupture et vitesse de glissement. D'après Lee et al., (2011).

2.2.2.2 Diversité des modèles de glissements de Tohoku-OkI

Comme énoncé précédemment, la phase co-sismique de Tohoku-OkI a été largement explorée. Différentes approches ont déjà été proposées afin de localiser et d'estimer le glissement co-sismique le long de l'interface de subduction modélisée par une faille discrétisée. L'analyse des différents résultats obtenus montrent que le séisme de Tohoku-OkI a rompu l'interface de subduction jusqu'à la fosse océanique. Cette observation de glissement instable au niveau de la fosse océanique, donc à faible profondeur, faite sur le séisme de Tohoku-OkI (Hooper et al., 2013; Ide et al., 2011; Iinuma et al., 2012; Ito et al., 2011; Lay et al., 2011; Lee et al., 2011; Miyazaki et al., 2011; Ozawa et al., 2011, 2012; Perfettini & Avouac, 2014; Romano et al., 2012; Simons et al., 2011; Yue & Lay, 2013) ne coïncide pas avec la vision simplifiée d'une interface de subduction (Lay, 2015; Scholz, 1998), voir [figure 1.4.a-b](#). Cette vision conceptuelle présente l'évolution des propriétés frictionnelles avec la profondeur uniquement et représente du glissement supposé asismique à faible profondeur ; alors que les modèles montrent du glissement co-sismique à une profondeur superficielle.

Les différentes études (voir quelques exemples sur la [figure 2.10](#)) estiment de façon stable le moment sismique et malgré quelques débats l'amplitude du glissement co-sismique est plutôt bien contrainte. La différence dans les modèles dépend à la fois des caractéristiques du modèle inverse utilisé (à priori et régularisation du problème inverse) mais également par l'utilisation de jeux de données différentes. Je discute donc de plusieurs modèles et des jeux de données associés, en me focalisant notamment sur les études qui ont utilisé des données géodésiques.

Utilisation de données géodésiques :

Les mesures de positionnement GPS sont faites à plusieurs centaines de kilomètres sur le continent alors que le séisme et ses effets sont principalement localisés en mer. Les études qui utilisent les données GPS sont donc très sensibles aux problèmes de résolution de la localisation du glissement. C'est-à-dire que l'inversion de signaux GPS sur les continents donc en champ lointain rend plus complexe la localisation du glissement dans les régions proches de la fosse océanique et les modèles obtenus sous-estiment le glissement dans cette région. C'est par exemple le cas des modèles de Miyazaki et al., (2011) , Ozawa et al., (2011) et Wright et al., (2012) qui proposent un maximum de glissement aux alentours de l'hypocentre du séisme d'une

amplitude de 25-35 mètres et du glissement avec une amplitude en dessous de 20 mètres au niveau de la fosse océanique (voir [figure 2.10.a-b](#)).

Les séries temporelles GPS permettent d'estimer le déplacement du saut co-sismique entre deux dates ; l'estimation est hautement dépendante de la résolution temporelle des données utilisées. Communément ce sont les positions des solutions journalières, dont la position sur la journée est moyennée (à midi), qui sont utilisées. Avec les données journalières, le saut co-sismique est calculé par la différence de positions entre la position du jour suivant le séisme et la position du jour qui le précède. Cette méthode intègre forcément de la déformation post-sismique qui se produit le jour du séisme, ce qui surestime naturellement le saut co-sismique. D'autres approches consistent à moyenner des positions sur des fenêtres plus courtes (par exemple : allant de 30 minutes à 6 heures). Des méthodes de traitement permettent également d'obtenir des solutions GPS hautement résolues et continus dans le temps. Dans ce cas, l'estimation du saut co-sismique est calculable directement par la différence de position entre les minutes qui suivent et qui précèdent le séisme. Cette approche est celle j'applique pour mon travail de thèse.

D'autres types de données géodésiques sont disponibles pour le séisme de Tohoku-Oki, comme par exemple les données de GPS acoustiques mesurées proche de l'épicentre de Tohoku-Oki (voir [figure 2.2](#)) quelques jours après le séisme (Sato et al., 2011). Beaucoup de modèles (Hooper et al., 2013; T. Ito et al., 2011; Ozawa et al., 2012; Perfettini & Avouac, 2014) intègrent ces informations en champ proche afin de mieux contraindre spatialement la déformation co-sismique. Généralement les estimations d'amplitudes atteignent des valeurs qui dépassent 50 mètres autour de l'hypocentre et 30 mètres au niveau de la fosse océanique, (voir [figure 2.10.d-f](#)). Néanmoins, ces mesures de GPS acoustiques ont été faites plusieurs jours après le séisme et enregistrent également du signal lié à la déformation post-sismique.

Utilisation de données sismologiques :

D'autres approches utilisent et inversent les ondes sismiques émises pendant le séisme afin de modéliser le glissement co-sismique, voir [figure 2.10.c](#). Les études qui utilisent ce type de données (Ide et al., 2011; Lay et al., 2011) modélisent l'évolution cinématique de la rupture co-sismique donc sur des durées très courtes, contrairement aux modèles géodésiques qui estiment le glissement statique et final.

Utilisation de différents jeux de données :

Plusieurs études combinent l'ensemble des jeux de données (données GPS, GPS acoustiques, ondes sismiques, forme d'ondes de tsunami ...), voir [figure 2.2](#). Cela permet de modéliser le glissement co-sismique en tenant compte de toutes les informations disponibles (Hooper et al., 2013; Lee et al., 2011; Romano et al., 2012; Yue & Lay, 2013). La plupart des modèles s'accordent pour déterminer des valeurs d'amplitudes maximales autour de 50 mètres proche de l'hypocentre avec la même incertitude quant à l'amplitude du glissement au niveau de la fosse océanique (moins de 20 mètres ou autour de 30 mètres). Ce sont les données tsunami qui dominant sur le glissement à la fosse avant tous les autres effets.

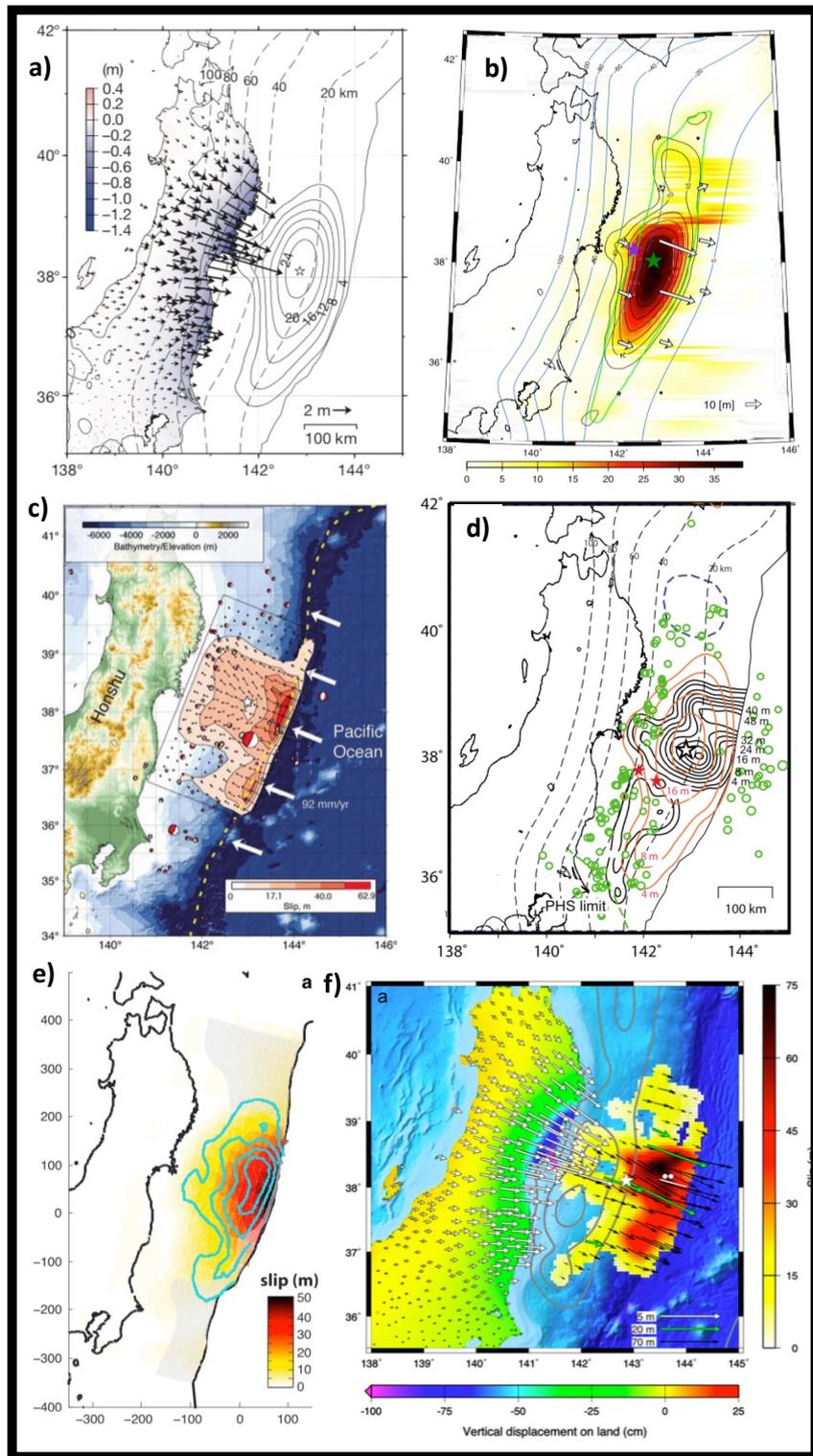


Figure 2.10: Différentes solutions de modèles du glissement co-sismiques du séisme de Tohoku-Oki. a) Inversion de données GPS moyennée sur 6 heures par Ozawa et al., (2011). **b)** Inversion de données GPS moyennées sur 30 minutes par Miyazaki et al., (2011). **c)**

Inversion d'ondes sismiques P par Lay et al., (2011). **d)** Les contours rouges représentent le modèle proposé par Ozawa et al., (2011) et les contours noirs inversent également les données fonds de mer Ozawa et al., (2012). **e)** Inversion de données GPS moyennées sur la journée et des données fond de mer par Perfettini & Avouac, (2014). **f)** Inversion de données GPS moyennées sur la journée et des données fond de mer par Hooper et al., (2013).

2.2.3 Après le séisme de Tohoku-Oki

2.2.3.1 Phase post-sismique de Tohoku-Oki

A partir des premières minutes après le séisme jusqu'à encore aujourd'hui (2021) les séries temporelles GPS enregistrent des mouvements post-sismiques dirigés vers le large (direction Est). Les mesures de déformation faites au niveau des fonds océaniques à proximité de l'épicentre du séisme montrent des valeurs de déplacements de plusieurs mètres dont la direction des mouvements est vers le continent (direction Est puis Ouest). Une partie du problème consiste à tenter d'associer les évolutions temporelles observées à des mécanismes physiques se mettant en place lors de la phase post-sismique (*afterslip* et relaxation viscoélastique).

Caractérisation de l'évolution temporelle via des modèles empiriques d'ajustement aux données :

Je vais commencer par discuter des analyses qui se sont focalisées uniquement sur les mesures de position GPS faites sur le continent. Les études de Sobrero et al., (2020) et Tobita, (2016) explorent l'évolution temporelle des solutions GPS journalières et évaluent l'ajustement entre les données et différents modèles 1D qui se basent sur des combinaisons de fonction logarithmiques et exponentielles faites indépendamment pour chaque station. La combinaison de fonctions logarithmiques et fonctions exponentielles (voir des exemples sur la [figure 2.11.a-b](#)) modélise évidemment mieux le déplacement post-sismique qu'une seule de ces fonctions isolées. L'idée principale est d'associer un mécanisme physique propre à chaque fonction (entre *afterslip* et relaxation viscoélastique). De plus l'étude de Tobita, (2016) s'interroge sur la valeur

de la constante de temps associé à chaque fonction et donc sur « l'universalité » de leur modèle (à travers des valeurs similaires de constante de temps) sur toute les stations de la partie Est du Japon.

Une des limitations de ce genre d'approche est qu'elle n'intègre pas des données des premières minutes-heures de la déformation dont l'importante contribution s'avère nécessaire ; afin de mieux caractériser l'évolution temporelle à travers l'estimation, ou non, d'une constance de temps commune pour chaque mécanisme. Par exemple, l'étude de Morikami & Mitsui, (2020) intègre cette information précoce en utilisant des solutions GPS à 30 secondes pour calculer des taux de déformation sur des fenêtres de plusieurs heures. Le modèle optimal trouvé pour expliquer les données post-sismiques suit une forme similaire à la loi d'Omori (équation (1.7)), voir [figure 2.11.c](#). Même si ces études proposent des modèles mathématiques, décrivant l'évolution temporelle, qui expliquent les données, elles ne rentrent pas les détails quant à la relation entre le modèle mathématique/mécanique utilisé pour décrire les signaux et les processus physiques sous-jacents.

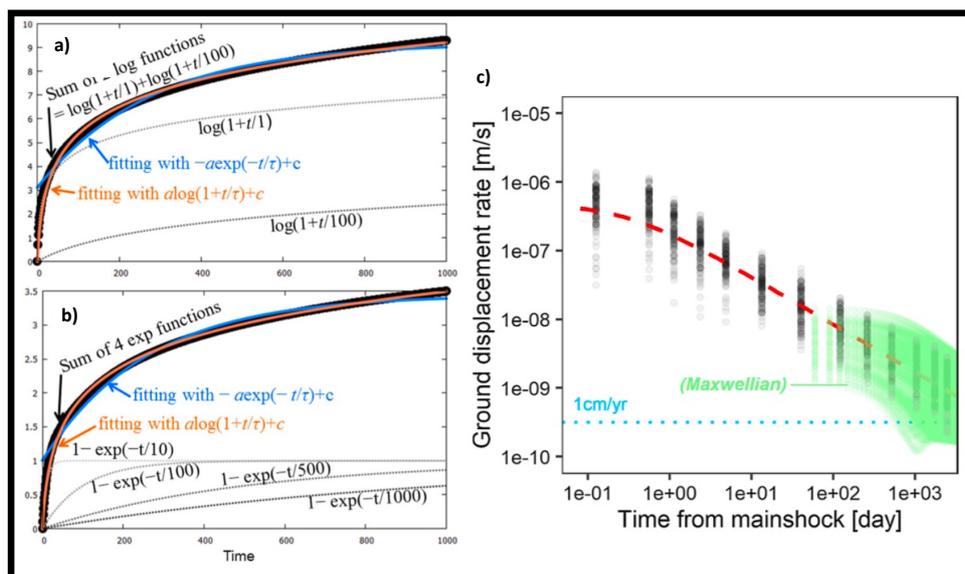


Figure 2.11: Différentes modélisations de séries temporelles post-sismiques du séisme de Tohoku-Oki : Déplacements GPS modélisés avec a) une somme de fonctions logarithmiques. b) avec une somme de fonctions exponentielles. D'après Tobita, (2016). c) Vitesses GPS (points noirs) modélisées avec une fonction similaire à la loi d'Omori, équation (1.7) (pointillés rouges) et une simulation d'un processus viscoélastique déterminé par une rhéologie de Maxwell. D'après Morikami & Mitsui, (2020).

Glissement post-sismique et modèles d'afterslip :

Les modèles élastiques qui modélisent le glissement post-sismique avec de l'*afterslip* uniquement datent généralement pour la majorité d'entre eux d'avant 2014 (Imakiire & Koarai, 2012; Ozawa et al., 2012; Silverii et al., 2014), voir [figure 2.12](#) encadré noir. Ces solutions expliquent les mouvements GPS en direction de la mer par de l'*afterslip* sous la côte à 30-50 kilomètres de profondeur.

Une piste d'analyse supplémentaire est apportée par les 6 sites d'observations GNSS du fond marin dont les premières mesures ont été faites dans le premier mois qui suit le séisme (Sato et al., 2011) et surveillés au cours du temps (Kido et al., 2011; Watanabe et al., 2014). Ces informations en champ proche montrent des déplacements post-sismiques vers l'Est puis l'Ouest au bout de plusieurs mois (~1 an). L'exemple de l'étude de Perfettini & Avouac, (2014) utilise ces données fonds de mer (position au bout de ~15-20 jours donc de déplacement encore vers l'Est) pour mieux contraindre le glissement co-sismique du post-sismique (sur une période total autour de 9 mois). Le modèle de glissement post-sismique obtenu localise de l'*afterslip* proche de la fosse mais également en profondeur sous la côte (voir [figure 2.12](#) encadré noir b). Cette étude alimente le débat quant à la quantité réelle d'*afterslip* superficielle, qui est contrainte par l'utilisation de données fonds de mer proche de la source.

Glissement post-sismique et modèles viscoélastiques linéaires :

Les mouvements post-sismiques enregistrés par les données fonds de mer après plusieurs mois (~1 an) sont vers l'Ouest et donc opposés à ceux enregistrés par les GPS terrestres. Le modèle de Terre sphérique en éléments finis de Sun et al., (2014) explique ces mouvements vers l'Ouest ainsi que ceux des GPS terrestres (~3 ans de signal vers l'Est) par l'effet dominant de la viscoélasticité dans le manteau océanique (plaque plongeante). Afin d'expliquer l'effet dominant dès le court terme de la phase post-sismique (de 1 à 3 ans), cette étude propose une rhéologie transitoire du manteau pour caractériser la relaxation viscoélastique (dans un modèle de Burgers). Une version améliorée de ce modèle est proposée par Sun & Wang, (2015) et tient compte d'une période de déformation post-sismique plus longue (5 ans contre 3 dans la version précédente), du ré-blocage de la faille (faible dans les deux premières années) ainsi que d'un modèle d'*afterslip* (voir [figure 2.12](#) encadré rouge b-c). Ces améliorations semblent nécessaires afin d'expliquer plus précisément l'intégralité des observations de fond marins. Néanmoins les conclusions restent les mêmes concernant la prévalence du mécanisme de relaxation viscoélastique dans la déformation post-sismique de Tohoku-Oki.

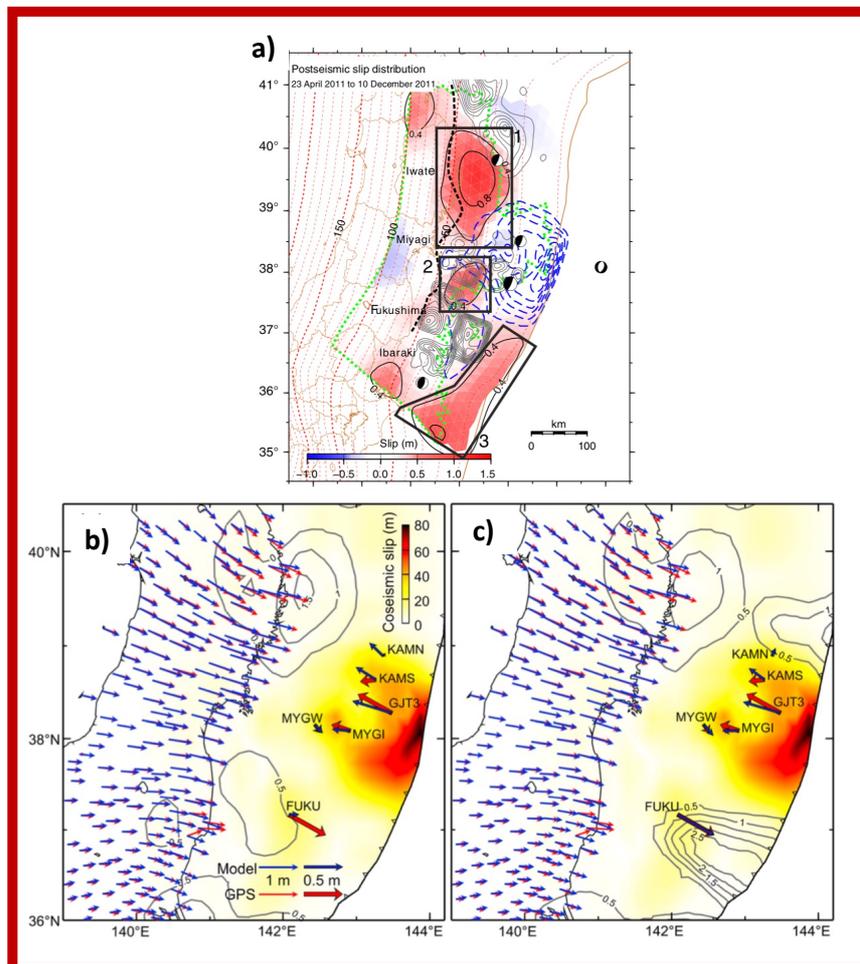
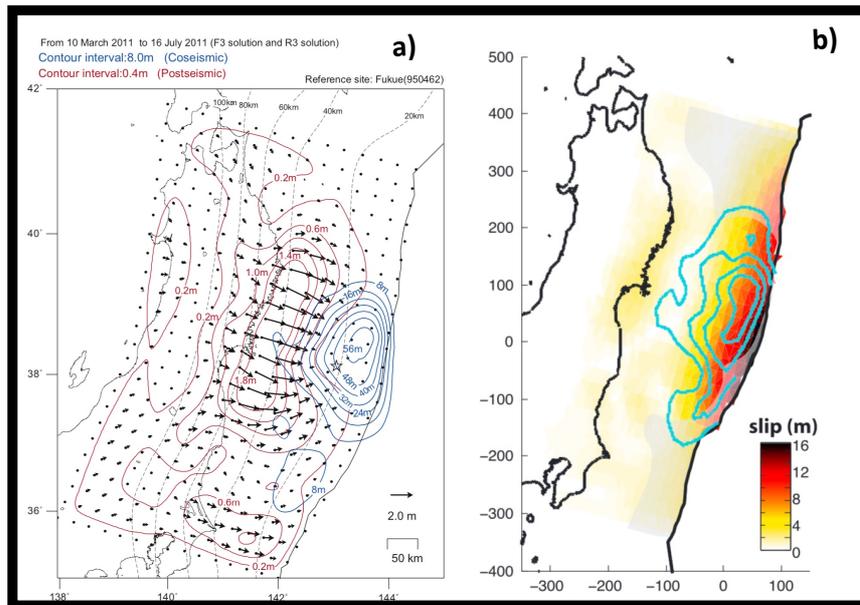


Figure 2.12: Différentes solutions d'after-slip du séisme de Tohoku-Oki. Encadré noir : Modèles Élastiques a) Inversion d'environ 4 mois de données GPS, solution de Imakiire & Koarai, (2012). b) Inversion d'environ 10 mois de données GPS et des données GPS

acoustiques, solution de Perfettini & Avouac, (2014). **Encadré rouge : Modèles Viscoélastiques avec effet de la relaxation viscoélastique corrigée : a)** Inversion d'environ 8 mois de données GPS, solution d'Iinuma et al., (2016). **b-c)** Inversion d'environ une année de données GPS et des données GPS acoustiques, respectivement sans et avec *afterslip* proche de la fosse océanique, solutions modifiées de Sun et al., (2014) et proposées par Sun & Wang, (2015).

Globalement les nombreux tests proposés par Sun et al., (2014), Sun & Wang, (2015) et Wang et al., (2018) permettent de modéliser la relaxation viscoélastique, de corriger son effet de la déformation post-sismique et d'inverser la contribution restante en *afterslip*. La prise en compte de la relaxation viscoélastique dans la déformation post-sismique tend à observer une amplitude d'*afterslip* plus faible que dans les modèles purement élastiques. Concernant la localisation des zones de glissements d'*afterslip*, l'ensemble de ces résultats (Sun et al., 2014; Sun & Wang, 2015; Wang et al., 2018) pointent vers les trois observations suivantes (voir [figure 2.12](#) encadré rouge b-c):

- i) *Afterslip* important au Nord-Ouest de la zone de rupture principale
- ii) Pas d'*afterslip* important en profondeur sous la zone de rupture principale
- iii) *Afterslip* important proche de la fosse océanique donc à faible profondeur au Sud de la zone de rupture principale.

Ces observations sont généralement cohérentes avec celles faites par d'autres études de modélisations viscoélastiques (voir [figure 2.12](#) encadré rouge) de la déformation post-sismique de Tohoku-Oki (Freed et al., 2017; Hu et al., 2016; Iinuma et al., 2016). Néanmoins le point ii) est en désaccord avec les études qui utilisent les modèles élastiques pour estimer l'*afterslip*, voir [figure 2.12](#) (encadré noir).

De plus ce désaccord est également alimenté par les modèles viscoélastiques (Diao et al., 2014; Yamagiwa et al., 2015) qui localisent de l'*afterslip* en profondeur (point ii) comparables aux observations des modèles élastiques et donc différent des modèles viscoélastiques (Sun et al., 2014; Sun & Wang, 2015; Wang et al., 2018). Cette différence s'explique par les valeurs de viscosités utilisées. Le modèle de Yamagiwa et al., (2015), qui est vue comme quasi-similaire à celui de Diao et al., (2014), utilise une viscosité du manteau de l'ordre de 10^{19} Pa.s. Cette valeur est de 1 à 2 ordres de grandeurs plus élevée par rapport à celles utilisées pour caractériser la viscosité transitoire de Sun et al., (2014), Sun & Wang, (2015) et Wang et al.,

(2018) ou celles de Freed et al., (2017) , Hu et al., (2016) et Inuma et al., (2016). Une viscosité aussi élevée entraîne donc des mouvements très lents vers la mer et pour expliquer les déplacements GPS observés il faut compléter en introduisant une quantité importante d'*afterslip* en profondeur, voir [figure 2.12](#).

Pour plus de détails le lecteur peut se rapporter aux différents travaux de revue de (Lay, 2018; Tajima et al., 2013; Wang et al., 2018) qui discutent des modélisations présentées dans la littérature. Le tableau de la [figure 2.13](#) est tiré du résumé proposé par Wang et al., (2018) et résume les différences et similitudes entre les différentes solutions proposées par la communauté.

| Reference | Model type | Slab | Time series | Time (mo) | Afterslip, central patch (m) | Afterslip, northern patch (m) |
|----------------------------------|------------|------|-------------|------------------------------|------------------------------|-------------------------------|
| Imakiire and Koarai (2012) | E | N/A | No | 0–4 | –2 | –2 |
| Ozawa et al. (2012) | E | N/A | Yes | 0–9 | >3 | >3 |
| Perfettini and Avouac (2014) | E | N/A | Yes | 0–9 | >1 | >2 |
| Silverii et al. (2014) | E | N/A | Yes | 0–4 | –2 | –2.5 |
| Diao et al. (2014) | MVE | No | Yes | 0–18 | 2–3.5* | 2–3.5* |
| Yamagiwa et al. (2015) | MVE | No | Yes | 0.6–18 0.6–9.6 1.6–9.6 | >3 >2.2 –1.6 | >4 >2.5 –1.9 |
| Sun and Wang (2015) | BVE | Yes | Yes | 0–36 | No | –1.5 |
| Inuma et al. (2016) [†] | BVE | Yes | No | 1.4–9 | –0.5 | >1 |
| Hu et al. (2016) [§] | BVE | Yes | Yes | 0–24 | No | –0.6 |
| Freed et al. (2017) | MVE | Yes | No | 0–36 | No | –2.5 |
| This work | BVE | Yes | Yes | 0–60 | No | –3.5 |

Note: These estimates of deep afterslip (in meters) have been made using elastic (E), Maxwell viscoelastic (MVE), and bi-viscous viscoelastic (BVE) models for a central patch directly down-dip of the main rupture zone and a patch further north. The slab column shows whether a subducting slab is present in the model (Yes or No) or not applicable (N/A) because the model is purely elastic. Global Navigation Satellite System (GNSS) data used are either displacement time series or total displacements of geodetic stations over the shown time windows.

*A joint single patch with slip peaking in the middle.

[†]BVE model of Sun et al. (2014) was used to remove viscoelastic effects from GNSS data. Afterslip inversion still used an elastic model.

[§]Time series were decimated to 6 mo sample intervals. Afterslip was modeled using a viscoelastic layer along the fault.

Figure 2.13: Tableau résumant l'estimation de l'*afterslip* profond de différentes études, selon le type de modèle, le modèle de faille, la période des données utilisées et la quantité d'*afterslip*. D'après le travail de revue de Wang et al., (2018).

Glissement post-sismique et modèles viscoélastiques non-linéaires :

La plupart des modèles précédents utilisent une rhéologie linéaire pour la viscosité (contrainte proportionnelle à la vitesse de déformation). Plus récemment des études de modélisations viscoélastiques 2D (Muto et al., 2019) et 3D (Agata et al., 2019) explorent la possibilité d'une réponse visqueuse non-linéaire causé par le changement de contrainte co-sismique de Tohoku-Oki.

$$\dot{\varepsilon}_M = A_M C_{OH}^r \sigma^n \exp\left(-\frac{H}{RT}\right) \quad (2.2),$$

avec $\dot{\varepsilon}_M$ désigne la vitesse de déformation de l'élément de Maxwell, A_M un facteur pré-exponentielle, C_{OH} et r la teneur en eau et son exposant, σ le tenseur de contrainte n l'exposant de contrainte, H une valeur d'activation d'enthalpie, R la constante universelle des gaz parfaits et T la température,

$$\dot{\varepsilon}_K = A_K C_{OH}^r |\sigma - 2G_K \varepsilon_K|^n \exp\left(-\frac{H}{RT}\right) \quad (2.3),$$

où $\dot{\varepsilon}_K$ désigne la vitesse de déformation de l'élément de Kelvin-Voigt, A_K un facteur pré-exponentielle et G_K un coefficient de rigidité.

La signature de cet effet est une diminution temporaire de la viscosité au niveau la limite lithosphère-asthénosphère, plus précisément dans le coin du manteau et le manteau océanique là où la déformation induite par le co-sismique est la plus forte, voir [figure 2.14](#) encadré noir. Suite à cette diminution temporaire de la viscosité effective du manteau, la viscosité ré-augmente au cours du temps ce qui permet d'expliquer les déplacements horizontaux d'une stations fond de mer et de certaines stations terrestres (Agata et al., 2019).

La rhéologie non-linéaire est intrinsèque au matériau, en plus de cela il y a une hétérogénéité due aux changements de température, de contenu d'eau et de type de roche. L'étude de Masuti et al., (2019) discute de la déformation expérimentalement observée de l'olivine hydraté et suggère que la déformation post-sismique court-terme a une forte dépendance à la teneur en eau contrairement à la déformation plus long-terme. Cela pourrait expliquer les variations latérales observées néanmoins ce mécanisme n'est pas exploré plus en profondeur (Muto et al., 2019) qui se focalise plutôt sur l'implication d'une viscosité non-linéaire sur la déformation post-sismique.

La combinaison linéaire d'un *afterslip* et d'une viscoélasticité mantellique non-linéaire permet d'expliquer les déplacements GPS terrestres et fonds de mer enregistrés après le séisme de Tohoku-Oki. Néanmoins, si on considère une rhéologie non-linéaire la viscosité effective augmente au cours du temps pendant la relaxation et dans cette configuration le couplage entre viscoélasticité et *afterslip* peut-être un peu différent des modèles linéaires, voir [figure 2.14](#) encadré rouge.

Pour conclure cette sous-section, il y a une différence fondamentale entre les modèles purement élastiques qui ont tendance à surestimer la contribution de l'*afterslip* et les modèles viscoélastiques. Néanmoins, les modélisations viscoélastiques dépendent des rhéologies supposées (Maxwell ou Burgers et linéaires ou non-linéaires) et des valeurs de viscosités associées.

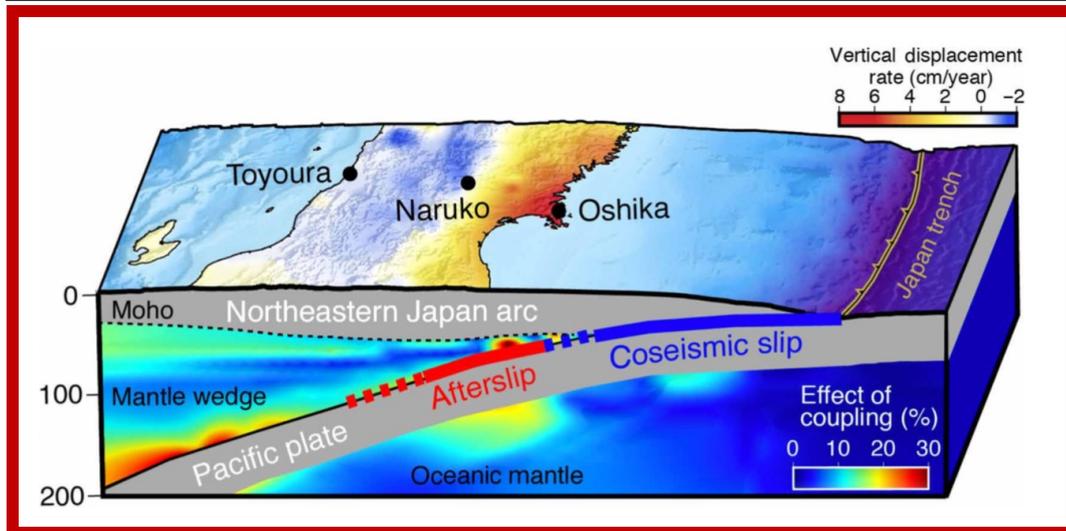
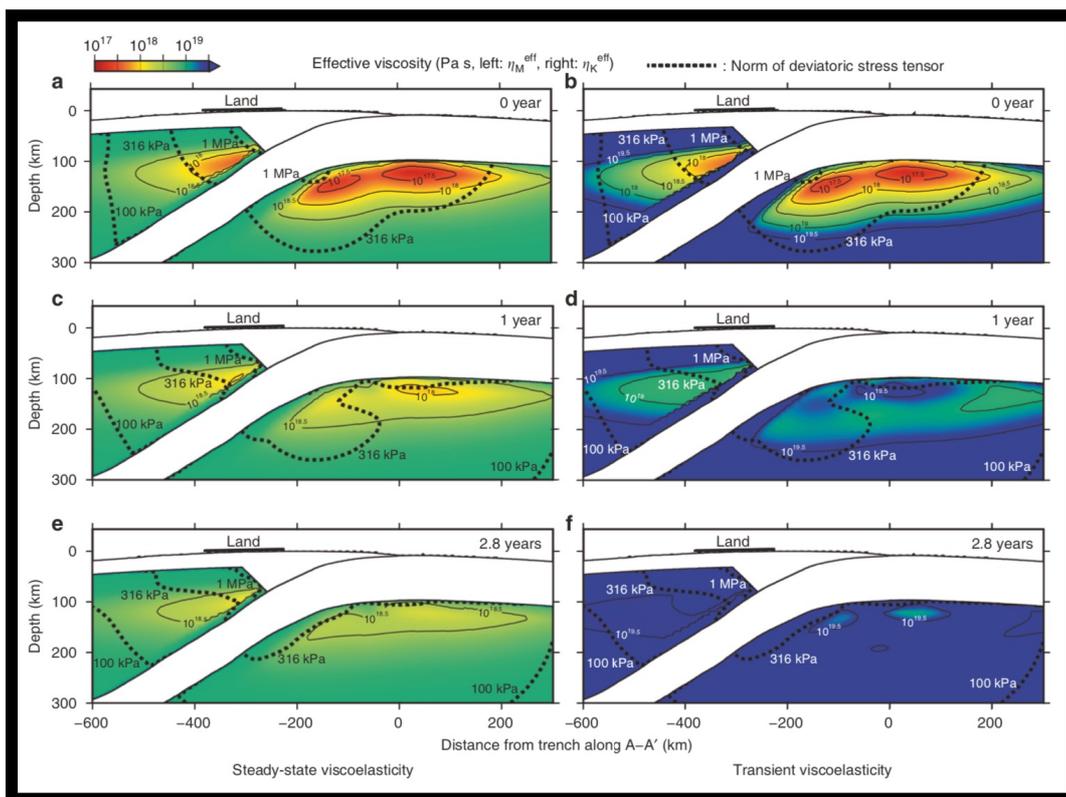


Figure 2.14: Encadré Noir : Distribution de la viscosité effective, à gauche la viscosité long-terme (Maxwell) et à droite court-terme/transitoire (Kelvin) pour 0 an **a-b**), 1 an **c-d**) et 2.8 ans **e-f**). La ligne en pointillés indique la somme de la contrainte co-sismique et contrainte de fond. D'après Agata et al., (2019). **Encadré Rouge : Schéma du couplage mécanique entre afterslip et relaxation viscoélastique** prédit par des modèles de viscoélasticité non-linéaires. D'après Muto et al., (2019).

2.2.3.2 Aftershocks de Tohoku-Oki

Les répliques sismiques de Tohoku-Oki les plus importantes sont celles de M_w 7.4 (06:08:53 UTC), en face de la préfecture d'Iwate, de M_w 7.7 (06:15:40 UTC) en face de la préfecture d'Ibaraki et de M_w 7.7 (06:25:40 UTC) de l'autre côté de la fosse océanique, voir [figure 2.1](#). En général, le travail d'analyse des répliques prend en compte plusieurs éléments comme la distance à la plaque, le mécanisme de rupture, la localisation des évènements ainsi que l'évolution temporelle de la séquence sismique. Ci-dessous, je discute de quelques exemples d'études qui analysent ces aspects.

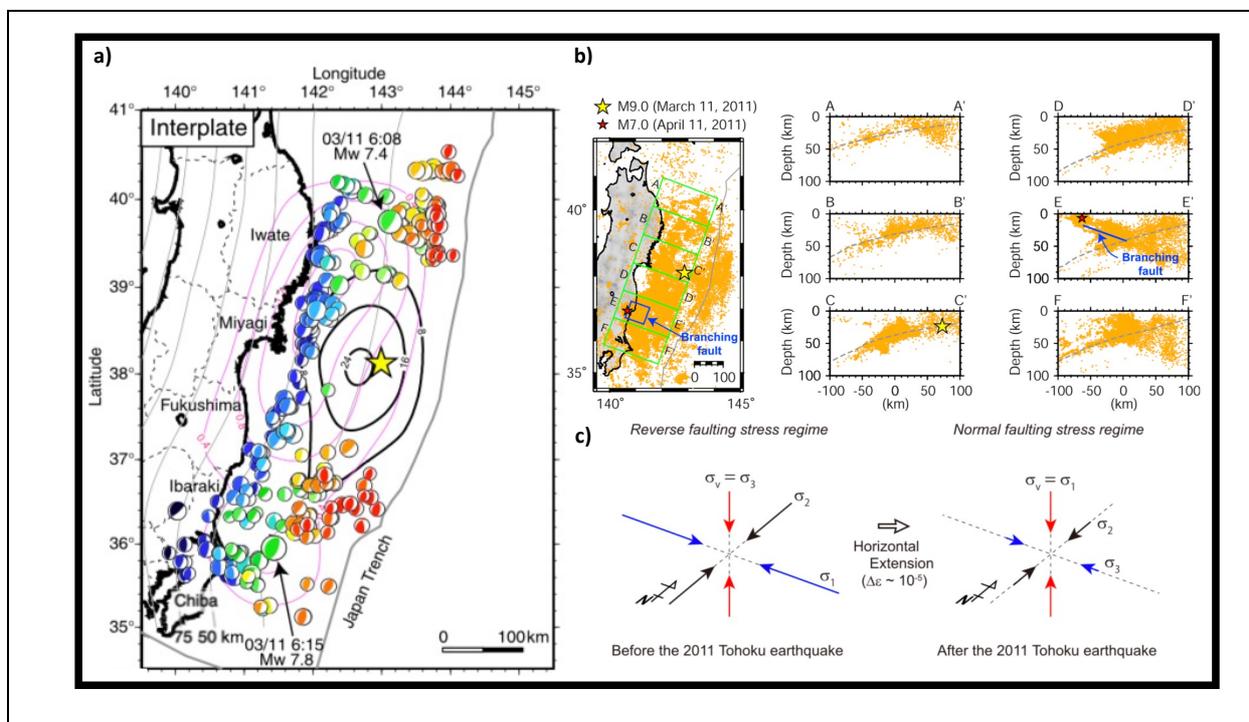


Figure 2.15: Aftershocks de Tohoku-Oki : **a)** Distribution des *aftershocks* inter-plaques localisés autour du contour co-sismique de Tohoku-Oki, les mécanismes inverses, normaux et les autres sont respectivement en rouges, bleus et verts. D'après Asano et al., (2011). **b)** Distributions des *aftershocks* de $M_w > 2$ sur l'année 2011, réparties sur différents profils. D'après Imanishi et al., (2012). **c)** Schéma d'interprétation du changement de contrainte supposé induit par le séisme de Tohoku-Oki, au nord de la préfecture d'Ibaraki. D'après Kato et al., (2011).

L'évaluation de la sismicité au Japon avant le séisme majeur de Tohoku-Oki sur la période de 2003 à 2011 indique que les séismes étaient essentiellement inter-plaques avec des mécanismes en failles inverses (Asano et al., 2011).

Depuis la rupture co-sismique, la sismicité inter-plaque et de mécanisme inverse est quasiment inexistante dans la région où l'amplitude du glissement co-sismique a été maximale. Cela est interprété par le relâchement quasi-total des contraintes pendant le *mainshock* dans la zone de rupture co-sismique, qui a par contre induit un chargement de contraintes statiques dans les régions autour du glissement co-sismique. Cette augmentation des contraintes statiques sert à expliquer la présence d'*aftershocks* dans ces régions, voir [figure 2.15.a](#).

Un comportement local au nord de la préfecture d'Ibaraki montre une modification du champ de contrainte qui est passé d'une compression Est-Ouest en compression à une extension Est-Ouest. Il a été suggéré que le séisme de Tohoku-Oki ai pu causer de ce renversement de l'état de contrainte (Kato et al., 2011) , voir [figure 2.15.b-c](#). Une seconde suggestion (Imanishi et al., 2012) contredit la précédente hypothèse et traduit cette séquence sismique en failles normales par la combinaison du *mainshock* et d'un régime de contraintes en failles normales avant le séisme.

Des exemples de comportements plus spécifiques sont décrits (Kosuga & Watanabe, 2011), à travers l'observation de zones sismiquement actives et inactives. Les zones actives coïncident avec des zones où le glissement post-sismique se produit, alors que les zones inactives coïncident avec une aspérité au niveau de laquelle des séismes ou séismes lents historiques ont eu lieu, voir [figure 2.16](#). Les auteurs Kosuga & Watanabe, (2011) expliquent cette observation par le fait que les aspérités ayant déjà rompu dans le passé ont joué un rôle de barrière, mettant fin à la propagation de la rupture et à la migration des répliques de Tohoku-Oki.

Le travail de détection et d'analyse de Lengliné et al., (2012) a dans un premier temps permis de détecter des répliques sismiques dès les 12 premières heures du séisme, ce qui permet d'intégrer 1,4 fois plus d'évènements que le catalogue Hi-net. En améliorant le catalogue sismique dès les temps courts, cette étude s'est focalisée sur la décroissance du taux de répliques aux cours du temps et son évolution spatiale. Cette décroissance est caractérisée à l'aide de la loi d'Omori (voir équation [\(1.7\)](#)) avec une valeur de $p \sim 1$ proche de 1, voir [figure 2.16](#). L'autre conclusion majeure est l'observation d'une expansion au cours du temps de la zone de répliques le long du plan de subduction au Sud, avec certaines zones concentrant l'activité, ce qui est

interprété comme une conséquence du changement de contrainte induit par le glissement post-sismique au cours du temps (Lengliné et al., 2012).

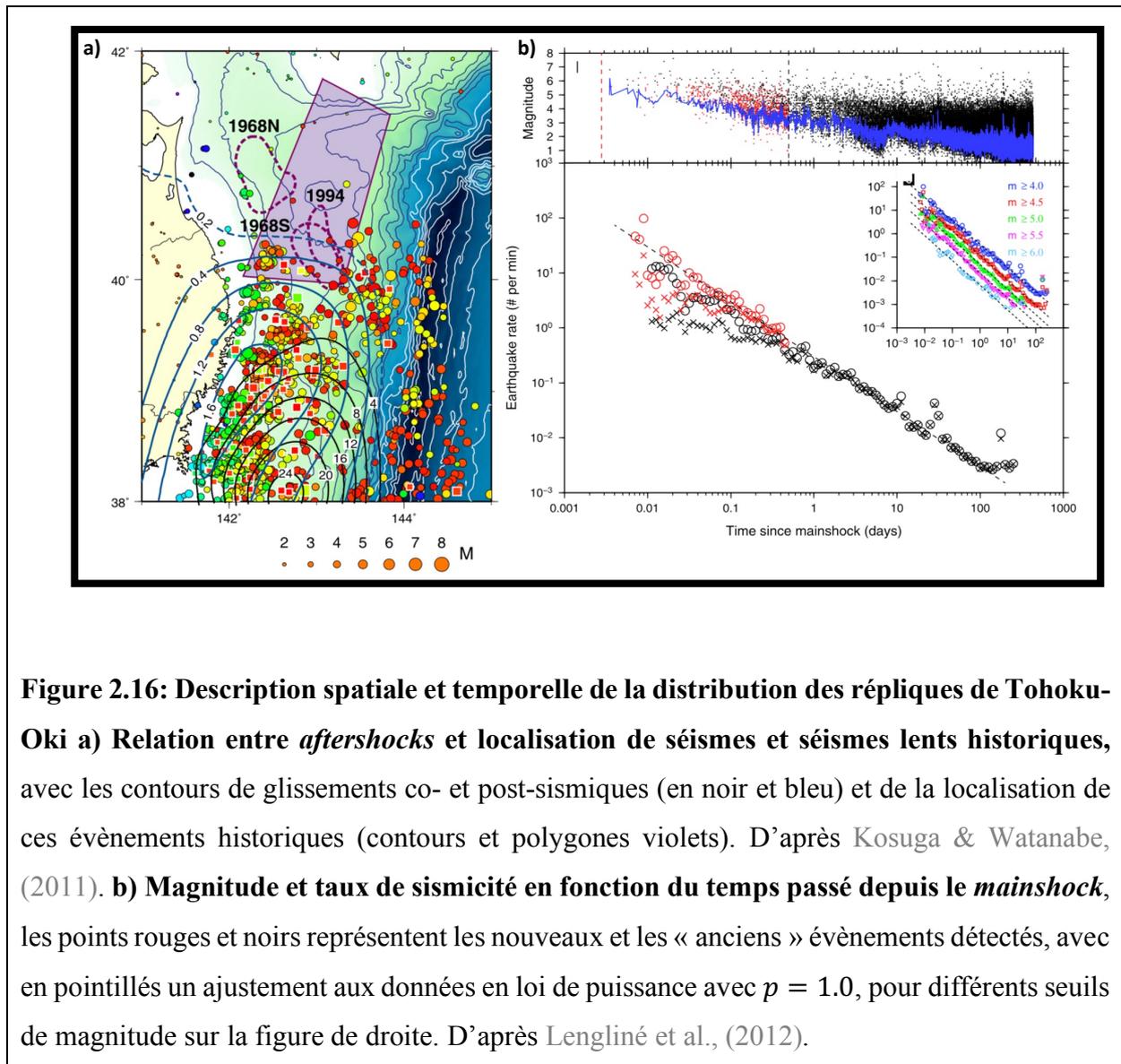


Figure 2.16: Description spatiale et temporelle de la distribution des répliques de Tohoku-Oki a) Relation entre *aftershocks* et localisation de séismes et séismes lents historiques, avec les contours de glissements co- et post-sismiques (en noir et bleu) et de la localisation de ces évènements historiques (contours et polygones violets). D’après Kosuga & Watanabe, (2011). b) Magnitude et taux de sismicité en fonction du temps passé depuis le *mainshock*, les points rouges et noirs représentent les nouveaux et les « anciens » évènements détectés, avec en pointillés un ajustement aux données en loi de puissance avec $p = 1.0$, pour différents seuils de magnitude sur la figure de droite. D’après Lengliné et al., (2012).

Pour conclure, les nombreuses observations disponibles de la phase post-sismique et des *aftershocks* de Tohoku-Oki permettent d’étudier la complexité de cette interaction, et de vérifier si l’évolution temporelle des *aftershocks* est similaire à celle de la déformation post-sismique. Dans le but d’identifier les mécanismes de déclenchement des séismes ou des phases de glissements asismiques.

2.3 Applications de ma problématique d'étude au cas du séisme de Tohoku-Oki

Mon travail de thèse s'inscrit dans un contexte scientifique où beaucoup d'études concernant le séisme de Tohoku-Oki ont déjà eu lieu. Ce chapitre d'état de l'art sur ce séisme m'a permis d'aborder les diverses observations et modélisations présentes dans la littérature afin d'extraire les questions déjà débattues mais également celles qui sont encore d'actualités 10 ans après ce séisme.

La grande question scientifique que je me pose concerne les mécanismes de la relaxation post-sismique allant des échelles de temps courtes, (peu étudiées) jusqu'à plusieurs années (vastement explorées) du M_w 9.0 séisme de Tohoku-Oki (2011). Je me demande s'il est possible d'expliquer la déformation post-sismique avec un seul mécanisme (modèle mécanique) allant des temps courts aux temps longs ou s'il est nécessaire de combiner plusieurs mécanismes ; l'autre aspect et de vérifier si les différentes régions de l'interface de subduction peuvent s'expliquer avec le même mécanisme de relaxation.

Une question supplémentaire de mon travail de thèse concerne le principal *foreshock* de Tohoku-Oki qui a eu lieu 2 jours avant (séisme de Sanriku-Oki). Je cherche à savoir s'il est possible de contraindre la déformation co-sismique et post-sismique de ce séisme de M_w 7.3 (Ohta et al., 2012) pour vérifier dans un deuxième temps s'il possède la même signature temporelle que son *mainshock* ainsi que de contraindre, ou non, des variabilités spatiales.

La première étape est donc d'appliquer une technique de traitement de données pour obtenir des solutions GPS hautes fréquences qui contiennent les premières minutes-heures de la déformation. L'extraction du signal physique dans un signal (hautement) bruité est une tâche qui nécessite différents tests dont le processus total (technique de traitement, post-traitement, résultats de mesures et d'incertitudes...) est abordé dans le [Chapitre 3](#).

La seconde phase de mon travail est l'analyse des séries temporelles. Dans le [Chapitre 4](#), je discute les différents modèles mécaniques conceptuels qui peuvent expliquer l'évolution temporelle de la déformation post-sismique de Tohoku-Oki, en allant des échelles de temps courtes (minutes-heures) à longues (plusieurs années). Pour cela j'associe des équations

mathématiques d'évolution temporelle des vitesses et des déplacements aux mécanismes d'*afterslip* et de relaxation viscoélastique. Je discute de l'implication de ces modèles aux rhéologies assumées mais également je me penche sur les processus physiques impliqués. Pour cela, j'étudie les résultats de simulations numériques qui tentent de reproduire l'évolution temporelle de l'*afterslip* à partir d'un mécanisme de fluage fragile transitoire. Une partie de ce chapitre se consacre également à l'analyse de la déformation post-sismique associée au *foreshock* de Tohoku-Oki qui s'est déclenché 2 jours plus tôt.

Le [Chapitre 5](#) se focalise sur l'analyse spatiale du glissement induit par les différentes phases principales de déformations étudiées, c'est-à-dire les sauts co-sismiques du *mainshock* et des principales répliques ainsi que la phase post-sismique. Pour cela je présente la description de la méthode d'inversion des données GPS appliquée. J'examine également les potentielles relations entre la distribution du glissement co-sismique et post-sismique dans l'espace. La dernière phase de ce manuscrit contient les différentes conclusions et perspectives liées à mon travail de thèse.

Chapitre 3 : Données et Méthodes

Dans les chapitres précédents, j'ai proposé une description des problématiques du cycle sismique. J'ai également décrit les observations propres à la subduction japonaise notamment celles liées aux phases de déformation du séisme de Tohoku-Oki. Une quantité importante de ces observations provient des données de géodésie spatiale qui a connu son essor depuis la fin du 20^{ème} siècle à travers le déploiement de réseaux de stations GNSS ou la mise en place de nouveaux satellites dédiés à l'interférométrie radar et à la corrélation d'images optiques.

L'intérêt de mon étude porte sur l'évolution temporelle de la déformation post-sismique, plus particulièrement dès les premières minutes de son initiation (phase précoce). Pour cette étude, les données GPS, avec une fréquence d'échantillonnage de 30 secondes, ont une résolution temporelle adaptée. De plus, la densité du réseau de stations GPS au Japon (GEONET), réparties sur l'intégralité du continent rend possible l'exploration de la variabilité spatiale de la déformation post-sismique.

Dans ce chapitre je vais décrire quelques généralités et principes sur le GPS ainsi que sur les différentes stratégies de traitement de données. Je vais justifier l'application d'une approche de traitement PPP (*Precise Point Positioning* – méthode de positionnement absolu) utilisée pour calculer les solutions GPS à hautes fréquences. Ce chapitre aborde les différentes étapes de traitement de données requises afin de calculer des séries temporelles à 30 secondes de résolution pour le premier mois de la phase post-sismique. Ces solutions sont utilisées pour explorer la déformation post-sismique aux temps courts.

Dans la dernière section, j'explique comment je combine mes solutions hautement résolues avec d'autres solutions GPS journalières pour obtenir des séries temporelles plus longues (plusieurs années) afin d'analyser les différentes échelles de temps de la phase post-sismique du séisme de Tohoku-Oki.

3.1 Préambule sur la Géodésie Spatiale

La géodésie est la science qui étudie et mesure la surface et la forme de la surface terrestre. La géodésie spatiale s'est largement développée depuis 1970. Les principales méthodes de la discipline sont les mesures GNSS (Géolocalisation et Navigation par un Système de Satellites), l'interférométrie radar (InSAR) et la corrélation d'images optiques. Mon travail de thèse se focalise sur l'utilisation de données GPS dont je décris dans les paragraphes suivants les principes généraux.

3.1.1 GNSS - GPS

Le GPS (*Global Positioning System* en anglais) des États-Unis est constitué d'une constellation de satellites dont l'émission des signaux permet de déterminer la localisation et/ou la vitesse en tout point de la Terre. À sa mise place dans les années 70, ce système était uniquement destiné à des utilisations militaires puis il fût ensuite « ouvert » aux applications civiles au milieu des années 90. Le terme GNSS est utilisé pour désigner les systèmes similaires établies par d'autres nations (GLONASS – Russie, Galileo – Europe, QZSS – Japon, ...) mais par usage de langage on continue à désigner par le terme GPS tous les autres systèmes mis en place.

Depuis les années 90, le nombre de stations GPS et la capacité de stockage de données ont considérablement augmenté expliquant en partie l'augmentation de l'utilisation du GPS.

Un satellite émet un signal électromagnétique en continu qui est transmis aux stations réceptrices au sol qui peuvent les identifier. Il existe différentes méthodes et approches de traitement pour extraire l'information sur la position dont le degré de précision peut varier de quelques millimètres à quelques centimètres. Dans la pratique la qualité de la mesure est très sensible à divers paramètres (propriétés de l'atmosphère, perturbations proches de la mesure, instrumentation, ...).

3.1.2 Résolutions temporelles et spatiales du réseau GEONET

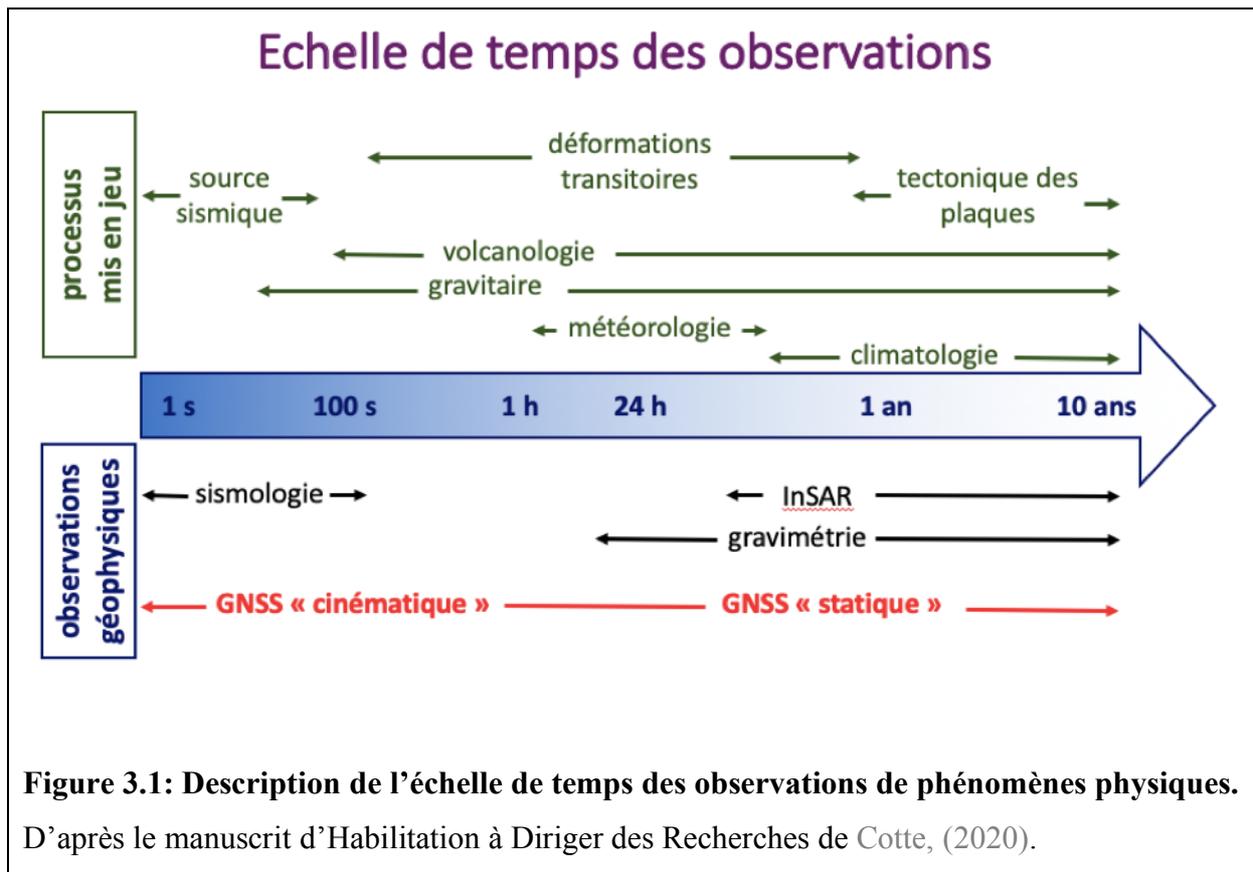
En règle générale, la mesure de la déformation du sol par GPS est une technique dont les solutions sont continues dans le temps avec une résolution temporelle qui dépend de l'échantillonnage de la mesure et/ou du traitement effectué. La résolution spatiale des mesures GPS dépend plutôt de la couverture du réseau dans une région donnée, ce qui permet de déterminer le comportement régional d'une zone. Il peut y avoir entre quelques kilomètres et plusieurs centaines de kilomètres entre 2 stations en fonction de la couverture régionale (intérêt scientifique, accès géographique ou politique, ...).

Ma zone d'étude est couverte par le réseau de stations GEONET (*GNSS Earth Observation Network System* – en anglais), mis en place depuis 1994 et couvrant l'intégralité de l'archipel japonais avec de nos jours plus de 1200 stations, avec un intervalle moyen d'environ 20 kilomètres entre chaque station. L'échantillonnage des observations s'effectue toutes les 30 secondes.

Les premières estimations du taux de déplacement observées la première semaine après Tohoku-Oki donnent des valeurs allant de 1 à 3 cm par jours et donc quelques millimètres par heures (voir un exemple sur la [figure 2.11.c](#)). Ces vitesses sont probablement plus importantes aux temps courts car la déformation post-sismique décélère avec le temps.

Ce sont les solutions GPS hautes fréquences qui peuvent capturer ce signal de déformation. Ces données peuvent être traitées de deux façons différentes (voir [figure 3.1](#)). Le mode de traitement statique calcule la position moyenne sur une fenêtre temps, généralement une journée (position journalière) ou sur des périodes plus courtes comme par exemple 6 ou 12 heures (position sous-journalière) ; alors que le mode de traitement cinématique donne l'évolution de la position au cours du temps pour chaque époque, ou échantillon, de la mesure.

Dans mon étude, afin d'accéder aux premières minutes-heures de la déformation, je privilégie le mode de traitement cinématique. Avant de décrire ma chaîne de traitement de données, il est important de préciser plusieurs points sur le fonctionnement du GPS et les précautions à prendre.



3.2 Fonctionnement du GPS

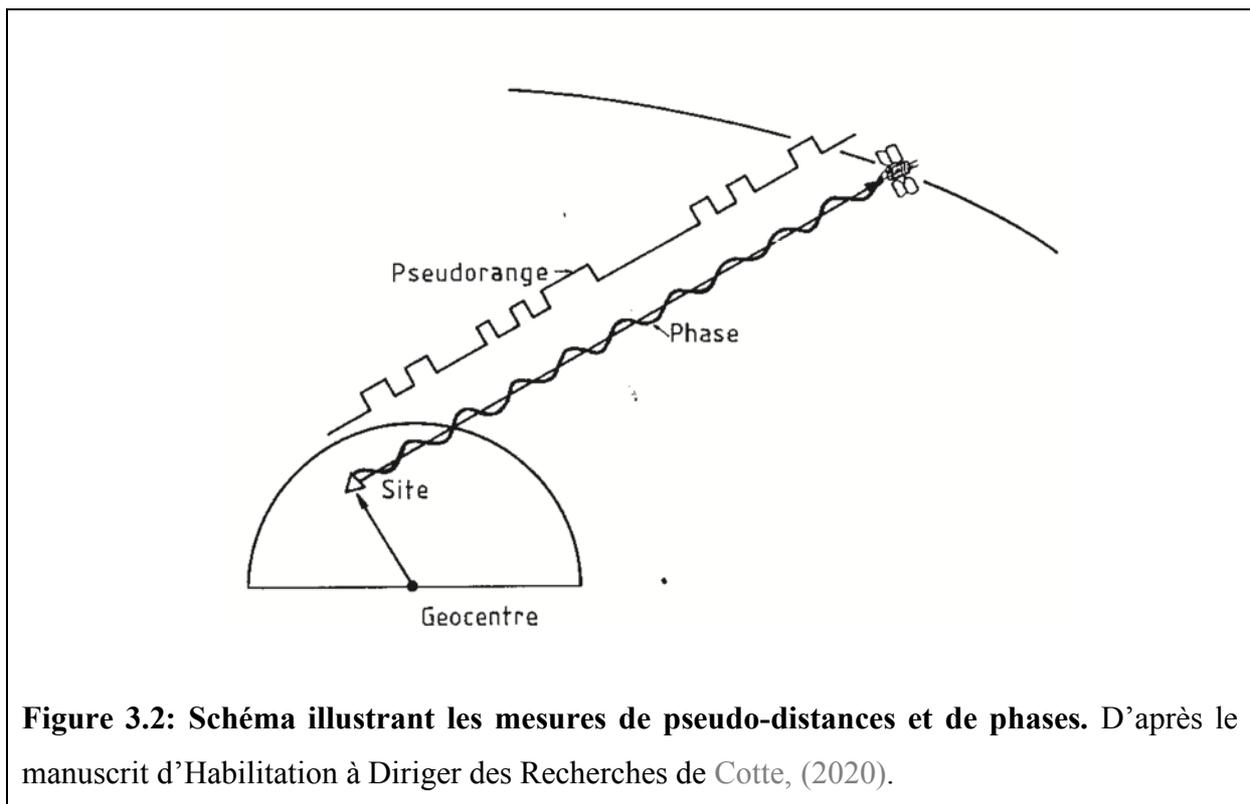
3.2.1 Principe

Le GPS (unique constellation utilisée dans mon étude) correspond à une constellation de 32 satellites à 20 000 kilomètres d'altitude en orbite autour de la Terre et répartis sur 6 plans nodaux différents. La période de révolution d'un satellite est légèrement inférieure à 12 heures (11 heures 58 minutes et 2 secondes). Toute cette configuration permet d'avoir en tout point de la Terre une visibilité de 5 à 12 satellites.

Le système GPS correspond donc au système de transmission de signaux par les satellites à des stations réceptrices (souvent au sol), intégrant le trajet de propagation dans les différentes enveloppes qui les séparent (troposphère et ionosphère). Ces signaux sont émis sur deux fréquences L1 1 575,42 MHz et L2 1 227,60 MHz et correspondent respectivement à des longueurs d'ondes de 19 et 24 centimètres. Ces informations sont modulées avec un code

Standard (*Coarse Acquisition code* – C/A en anglais), avec un code Précis (P) et un message de navigation qui correspond aux coordonnées des satellites en fonction du temps (éphémérides). Originellement le code C/A (activité civile) avait une précision d'une centaine de mètre contre 30 mètres pour le code P (activité militaire).

Le satellite émet donc une onde électromagnétique à l'antenne GPS qui contient l'information sur la position du satellite en orbite et la date de l'émission du signal (horloge atomique à bord). La station reçoit le signal et mesure sa date de réception (horloge interne). Les éphémérides des satellites sont également enregistrées dans la station. La mesure de positions par GPS utilise le signal reçu par une station i qui est émis par un satellite j . L'estimation de la position d'une station GPS s'effectue par le calcul de pseudo-distances R_i^j et de phase ϕ_i^j , voir [figure 3.2](#). Dans la [sous-section 3.2.3](#) je donne des détails sur deux différentes méthodes de traitement de données GPS dont les approches sont différentes.



3.2.2 Sources d'erreurs de la mesure GPS

Dans la pratique, il y a diverses sources de biais et d'erreurs à intégrer. Ces sources peuvent être réparties en différents niveaux, certaines concernent l'émetteur-satellite (orbite, horloge, ...), le récepteur-station (horloge, antenne, radôme, ...) ou alors le milieu de propagation du signal qui induit un retard de réception, voir [figure 3.3](#).

De plus, une mesure de position GPS est également impactée par d'autres types de perturbations qui viennent également s'ajouter à la mesure et sont à corriger (surcharge océanique, marées, multi-trajets, modes communs ...). Dans la sous-section suivante, j'explique les approches existantes pour éliminer ou limiter ces effets de biais et d'erreurs de mesures.

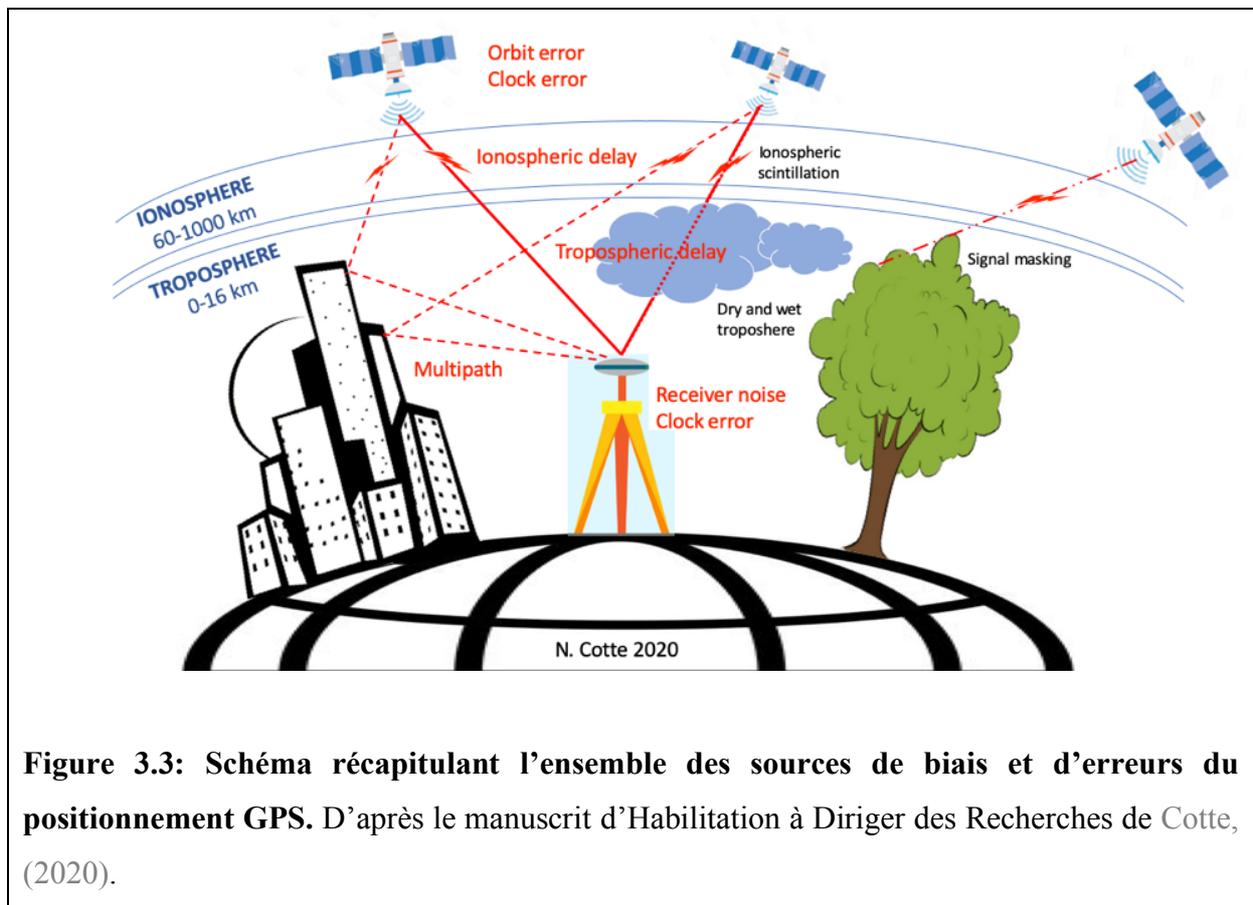


Figure 3.3: Schéma récapitulant l'ensemble des sources de biais et d'erreurs du positionnement GPS. D'après le manuscrit d'Habilitation à Diriger des Recherches de Cotte, (2020).

3.2.2.1 Au niveau du satellite

a) Orbite d'un satellite :

Les satellites contiennent leurs propres éphémérides qui correspondent à la position sur leur orbite. Cette information est transmise dans le signal GPS sous forme de paramètres Képlériens et de coefficients. Néanmoins ces orbites contiennent des erreurs induites par différents phénomènes physiques comme le champ de gravité terrestre, l'attraction luni-solaire ou la pression de radiation solaire. Les orbites sont recalculées avec précision *a posteriori*. Ce traitement complexe est effectué par des centres internationaux de calcul (comme l'IGS) à l'aide d'environ 300 stations GPS de références et permet d'obtenir des solutions d'orbites dont la précision est de 2 à 3 centimètres. Ces produits d'orbites finales sont celles qui sont utilisées pour les calculs de positionnement et sont disponibles avec un délai d'environ 2 semaines.

b) Dérive de l'horloge atomique d'un satellite :

Les satellites sont équipés d'horloges atomiques qui utilisent la fréquence de rayonnement électromagnétique produit par un électron lorsqu'il change de niveau d'énergie. Ces horloges ont une dérive inférieure à 1 seconde pour 30 millions d'années d'activité. Pour justifier la nécessité d'une telle précision il faut savoir qu'une microseconde en différence entraîne une erreur de positionnement de 300 mètres à la surface. Malgré leur grande précision, ces horloges dérivent continuellement et sont régulièrement corrigées. Une façon de s'affranchir de la dérive des horloges est d'effectuer un traitement dit en double différence de couples récepteurs-émetteurs dont plus de détails sont disponibles dans la [sous-section 3.2.3.1](#).

3.2.2.2 Au niveau du milieu de propagation

a) Délais ionosphériques :

L'ionosphère est une enveloppe de l'atmosphère qui se situe environ entre 60 et 1 000 kilomètres d'altitude et qui contient des ions. Cette couche chargée et dispersive perturbe la vitesse de propagation d'onde GPS électromagnétique. L'amplitude de la variation dépend de la longueur d'onde du signal ainsi que de la densité de particules chargées, qui varie dans le temps et dans l'espace. Cette inconnue entraîne un délai ionosphérique qui peut aller de 0 à 50 mètres sur l'estimation de la pseudo-distance. La combinaison linéaire d'observations liées aux deux fréquences permet de supprimer ces erreurs. Cela explique pourquoi dans la pratique le signal GPS est bi-fréquence afin de limiter cet effet. Des corrections ionosphériques au 2^{ème} ordre sont également modélisables (Dong & Bock, 1989).

b) Délais troposphériques :

La troposphère est une couche de l'atmosphère qui se situe environ entre 8 et 15 kilomètres et n'est pas dispersive contrairement à l'ionosphère. Dans cette enveloppe les conditions thermodynamiques évoluent et cela se traduit par des variations de l'indice de réfraction qui induisent une tendance à courber la trajectoire du signal GPS et donc à le retarder.

Dans la majorité des modèles, ce délai total (*Slant Total Delay – STD* en anglais) est distingué en deux termes:

$$STD = SWD + SHD \text{ (3.1).}$$

La contribution de la vapeur d'eau est appelée « délai humide » (*Slant Wet Delay – SWD* en anglais) alors que la contribution restante associée à la densité totale de l'air est nommée « délai hydrostatique » (*Slant Hydrostatic Delay – SHD* en anglais).

Afin de corriger ces effets, des fonctions de projection (*Mapping Function* en anglais) sont utilisées pour ramener l'équation **(3.1)** au zénith. L'équation **(3.2)** caractérise donc ce nouveau délai ramené au zénith (*Zenith Total Delay – ZTD* en anglais) :

$$ZTD = ZWD + ZHD \text{ (3.2).}$$

Le délai hydrostatique au zénith, également appelé délai sec (*Zenith Hydrostatic Delay* – ZHD en anglais) est de l'ordre de 2 mètres et varie selon l'altitude de la station GPS. De plus, le délai sec a une forte dépendance à la météorologie planétaire et solaire. L'utilisation d'un modèle météorologique permet de corriger cet aspect.

Le délai humide au zénith (*Zenith Wet Delay* – ZWD en anglais) correspond à environ 10% du ZHD soit 10-20 centimètres. Les fluctuations du délai humide restent aléatoires et sont faiblement corrélées avec les données météorologiques de surface. Cet aspect est plutôt relié à une correction tenant compte du profil de température et de la densité de la vapeur d'eau le long de la trajectoire du signal GPS.

3.2.2.3 Au niveau de la station

a) Horloge d'une station :

L'horloge d'une station GPS dérive également. La qualité de la mesure dépend donc de la qualité de l'équipement et de l'électronique associé. Il existe quelques équipements très performants qui fournissent la précision requise. Néanmoins une étape de calibration est requise pour corriger les effets du matériel.

b) Hauteur d'antenne GPS et centre de phase :

Le signal GPS émis par le satellite est reçu au niveau de l'antenne de la station réceptrice GPS. Une antenne GPS se comporte comme un solénoïde. La position à laquelle l'onde électromagnétique est convertie en signal électronique est appelée le centre de phase. Néanmoins cette position de conversion n'est qu'un point conceptuel et elle est donc très sensible à plusieurs paramètres comme par exemple l'incidence de l'onde en fonction de son azimut mais également le degré d'élévation du satellite. Il est nécessaire de renseigner le type d'antenne ainsi que sa hauteur (influence évidente et non-négligeable sur la composante verticale) en fonction d'un point de référence matérialisé (embase, support) pour corriger la position « vraie » qui sert de référence au cours du temps quand l'antenne est changée. Les variations induites par le centre de phase peuvent atteindre plusieurs centimètres.

c) Présence d'un radôme :

Cet objet est une coque qui est constituée d'un matériel résistant, non-métallique mais aussi imperméable. L'utilisation d'un radôme permet de protéger la partie électronique des effets extérieurs comme les sévères conditions météorologiques (soleil direct, intempéries, neige ou eau de mer corrosive) mais également de visiteurs indésirables (oiseaux, reptiles, ...). L'installation d'un radôme est recommandée mais entraîne une atténuation du signal reçu qui se doit être minimale (estimation de quelques millimètres).

En fonction des caractéristiques du radôme utilisé, il est possible de modéliser la perturbation du signal. Pour chaque station GPS il faut renseigner si un radôme est utilisé, son type-modèle et s'il est modifié au cours du temps.

Les stations du réseau GEONET possèdent plusieurs types de monuments différents (type et montage de l'antenne, radôme ..) dont les effets sur l'enregistrement du signal sont relatés par plusieurs études (Hatanaka et al., 2003; Hatanaka, Sawada, Horita, & Kusaka, 2001; Hatanaka, Sawada, Horita, Kusaka, et al., 2001; Iwabuchi & Miyazaki, 2003). Dans la pratique, pour chaque station ces informations sont renseignées et peuvent être prises en compte lors de la phase de traitement.

3.2.2.4 Autres types de perturbations

a) Surcharges océaniques :

La Terre est déformée au cours du temps par le couplage de l'attraction gravitationnelle et de la rotation de la Terre. Cela se manifeste de façon directe par les marées terrestres et océaniques mais également de façon indirecte par des surcharges induites par la variation de pression exercée sur la croûte. Les marées terrestres ont une structure relativement simple et sont connues alors que l'effet des surcharges océaniques montre une structure plus complexe.

Une marée est le résultat de la sommation de différentes ondes périodiques (qui dépendent de l'astre et de sa périodicité relative avec la Terre, par conséquent il y a une grande quantité d'ondes de marée identifiées.

Il existe plusieurs modèles de marée empiriques et hydrodynamiques. Parmi eux, il y a l'exemple des modèles (*Finite Element Solution* en anglais) FES2004 (Lyard et al., 2006) ou FES2014b (Spiridonov & Vinogradova, 2020) qui représentent les valeurs d'amplitudes et de phases des ondes principales de marées à travers une grille d'une résolution définie. Ces modèles-là permettent de corriger les effets de surcharges océaniques.

L'amplitude d'une surcharge océanique est maximale et de l'ordre de quelques centimètres proche des côtes, cet effet s'atténue en s'éloignant des côtes. Pour plus de détails le lecteur peut se rapporter aux études proposées par Khan & Tscherning, (2001), Llubes et al., (2008) , Vergnolle et al., (2008) ou Vey et al., (2002). Mon travail de traitement utilise le modèle FES2014b qui est le plus récent et disponible.

b) Multi-trajets :

La station réceptrice GPS n'enregistre pas uniquement l'onde électromagnétique directe mais également des ondes indirectes, réfléchies par des surfaces proches de l'antenne (sol nu ou enneigé, bâtiments, véhicules, végétation, ...). Ces signaux sont nommés multi-trajets ou trajets multiples (*multi-paths* en anglais) et interfèrent avec les signaux directs induisant un bruit dans le signal. Les caractéristiques de ces multi-trajets dépendent de plusieurs éléments :

La géométrie de la constellation de satellites présents lors de la transmission du signal vers la station et donc l'angle d'incidence de chaque satellite.

La périodicité des satellites (11 heures 58 minutes 02 secondes donc un jour sidéral équivaut à 23 heures 56 minutes 04 secondes), appelée période sidérale.

La géométrie de l'environnement autour de la station (objets réfléchissants aux alentours dont la présence est ou n'est pas nécessairement continue dans le temps).

Le signal causé par le multi-trajet est donc propre à chaque station avec une amplitude qui peut être de quelques centimètres jusqu'à un demi-mètre. Choi et al., (2004) montre que la période sidérale n'est pas toujours la même pour tous les satellites. Cette étude propose donc de corriger les multi-trajets en utilisant le même ensemble de satellites sur toute la période de traitement, dans le but d'estimer la bonne période sidérale et d'effectuer une correction appropriée. Twardzik et al., (2019) proposent une solution alternative qui consiste à construire un filtre sidéral à partir des données qui précèdent le séisme. Cette proposition est détaillée dans la [sous-section 3.3.3.1](#).

c) Modes Communs :

Comme vu précédemment, l'analyse des données GPS nécessite l'application de plusieurs modèles justes et réalistes afin de supprimer les effets connus de phénomènes non-tectoniques. Toutefois, les modèles utilisés ne sont pas parfaits et certaines corrections ne sont pas suffisantes ou assez précises, ce qui mène à l'observation de signaux indésirables. Les modes communs désignent donc ces signatures quasiment identiques, systématiques visibles à l'échelle régionale dans les séries temporelles dont l'origine est non-tectonique. Ce sont généralement des erreurs d'estimations d'orbites de satellites mais peuvent être liés aux imperfections des modèles de surcharges océaniques ou des paramètres troposphériques. Une estimation des modes communs est proposée par Marquez-Azua & DeMets, (2003) et consiste à sommer le signal de stations éloignées du phénomène tectonique étudiée.

3.2.3 Outils de traitement de données GPS

Il existe plusieurs logiciels de traitement de données GPS qui permettent d'atteindre le degré de précision nécessaire pour les études en Science de la Terre. Les logiciels scientifiques développés et les plus utilisés sont GAMIT (*GPS Analysis of MIT - Massachusetts Institute of Technology*) et GIPSY du JPL (*Jet Propulsion Laboratory*). Ces deux logiciels sont représentatifs des deux types d'approche de traitement de données GPS utilisés par la communauté.

3.2.3.1 GAMIT et double différence

Le logiciel GAMIT (Herring et al., 2018) est basé sur une méthode de double différence. Comme énoncé précédemment, les horloges des satellites et des stations dérivent avec le temps et induisent des erreurs dans l'estimation de la position. L'approche en double différence (Blewitt, 1989; Dong & Bock, 1989) consiste à faire des différences sur des mesures de phases sur un minimum de deux récepteurs et de deux satellites, voir la configuration sur la [figure 3.4](#) (encadré noir). Cela permet de supprimer les erreurs d'horloges des satellites et des stations et cette approche de positionnement relatif a longtemps été privilégié par les utilisateurs.

Lorsque les lignes de bases, distance entre deux récepteurs, sont courtes (< 15 kilomètres) les délais atmosphériques peuvent s'annuler car cette distance est négligeable devant la distance émetteur-récepteur.

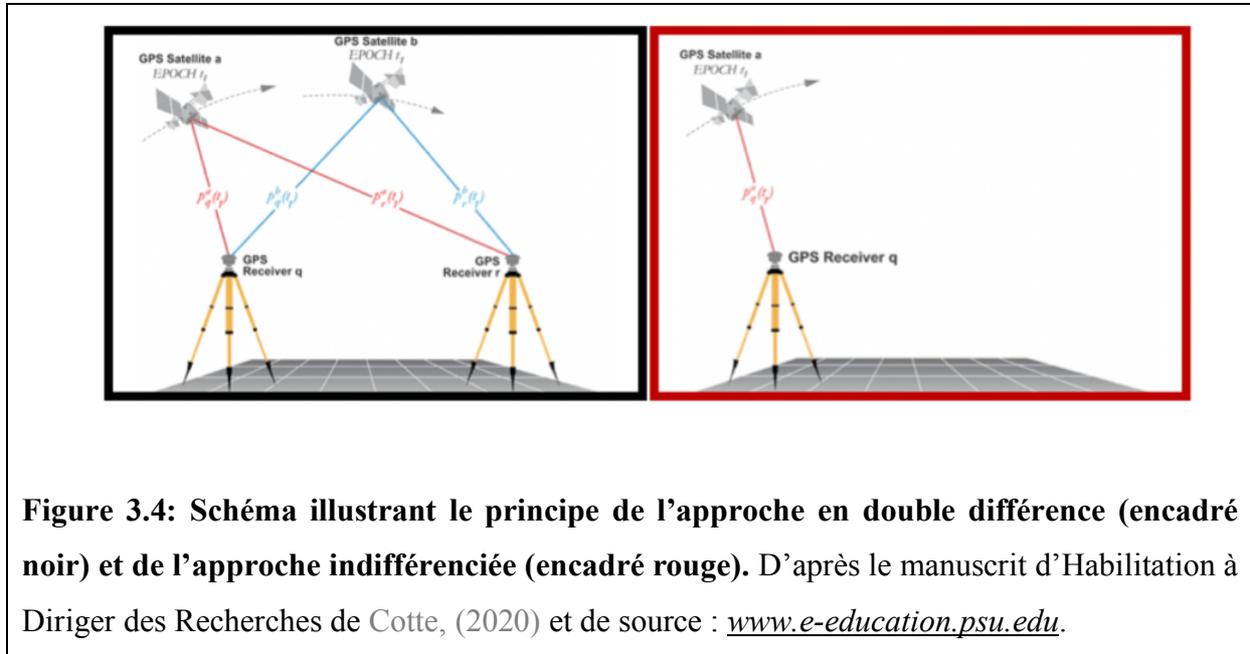


Figure 3.4: Schéma illustrant le principe de l'approche en double différence (encadré noir) et de l'approche indifférenciée (encadré rouge). D'après le manuscrit d'Habilitation à Diriger des Recherches de Cotte, (2020) et de source : www.e-education.psu.edu.

Le principal inconvénient de cette approche est la nécessité de combiner une ou plusieurs stations de référence dont la valeur de position est stable. Cela représente un problème lorsque les stations de références sont affectées par le signal tectonique étudié, ce qui impacte fortement le calcul des lignes de bases.

La double différence présente d'autres inconvénients techniques comme le nombre important de lignes de bases à calculer et une limite de stations à considérer pour limiter le coût du calcul. Pour plus d'informations, le lecteur peut se rapporter au manuscrit d'Habilitation à Diriger des Recherches de Cotte, (2020).

Les équations relatives à l'estimation des pseudo-distances et de phases sont détaillées dans Blewitt, (1989) et Dong & Bock, (1989).

3.2.3.2 GIPSY et Precise Point Positioning

Le logiciel GIPSY (Zumberge et al., 1997) utilise une approche indifférenciée qui ne calcule donc la position que d'une seule station à la fois, voir [figure 3.4](#) (encadré rouge). Contrairement à l'approche en double différence, il n'y a pas de stations de référence dont le signal pourrait être perturbé. Néanmoins l'approche indifférenciée nécessite un minimum de 4 satellites pour contraindre les 3 composantes de l'espace et le temps.

L'inconvénient de l'approche indifférenciée est la nécessité d'utiliser des produits d'horloges et d'orbites très précises afin de supprimer ces erreurs respectives. Depuis plusieurs années, une nette amélioration de ces produits permet d'obtenir des positionnements précis, ce qui encourage également l'utilisation de cette méthode de traitement. La stratégie qui consiste à ne pas recourir à la mesure différentielle est défini par le terme anglais *Precise Point Positioning* (PPP) et équivaut donc à une méthode de positionnement absolu.

Ces deux logiciels permettent de calculer soit des solutions pour le GPS statique, soit des positionnements cinématiques. Mon objet d'étude est la déformation post-sismique précoce du séisme M_w 9.0 de Tohoku-Oki dont l'effet a impacté les stations de références. Pour cela je privilégie le positionnement absolu issu de l'approche indifférenciée avec une stratégie PPP en utilisant le logiciel de traitement GIPSY du JPL.

La section suivante décrit la méthode de traitement que j'utilise pour effectuer un traitement cinématique aux données GPS avec le logiciel GIPSY. Plus de détails sont données quant à l'amplitude des sources d'erreurs identifiés à travers l'exemple d'une station référence traitée de plusieurs façons.

3.3 Traitement de solutions GPS cinématiques avec le logiciel GIPSYX

3.3.1 Principe de GIPSYX

Le logiciel utilisé pour mon travail de thèse est GIPSYX qui est développé et fournit par le JPL. C'est une version dite de nouvelle génération (Bertiger et al., 2020) dont les fonctionnalités sont différentes de celles des versions antérieures GIPSY-OASIS et Real Time GIPSY (Zumberge et al., 1997) mais qui reste basée sur les mêmes principes et approches de positionnement (PPP).

GIPSYX, tout comme ses versions précédentes, propose un mode de calcul statique et cinématique. Le mode statique correspond à un traitement dont la position obtenue est moyennée sur une période donnée (quelques heures à 24 heures en fonction des besoins). Le mode cinématique permet d'obtenir des séries temporelles GPS avec une position à chaque époque (ou échantillon). Afin d'étudier ce système dynamique et bruité au cours du temps, GIPSYX utilise une approche de filtre de Kalman (Lichten & Border, 1987).

Ce genre de filtre est adapté pour l'étude d'un système dynamique où le paramètre étudié est bruité et évolue au cours du temps. Généralement, ce genre de filtre est causal et s'effectue dans les deux directions du temps. L'un des avantages de cette approche est qu'elle fonctionne également sur des séries incomplètes. Chaque paramètre estimé est associé à une valeur d'erreur et l'erreur moyenne au cours du temps est renseigné par la matrice de covariance.

Pour effectuer un traitement statique, GIPSYX utilise un filtre de Kalman pour estimer les délais troposphériques (voir équation (3.2)) au cours du temps et donne une position moyenne ; alors que pour effectuer un traitement cinématique, GIPSYX utilise deux filtres de Kalman : un pour estimer les délais troposphériques et un pour l'estimation de la position. Il y a donc un compromis entre l'estimation de la position et du bruit causé par le délai troposphérique.

Dans un contexte discret l'estimation d'un filtre de Kalman se fait en 2 étapes :

- 1) L'estimation du paramètre et de son erreur au temps $t - 1$ est utilisée pour prédire le paramètre et son erreur au temps t .

- 2) La prédiction du paramètre au temps $t + 1$ est utilisée pour mettre à jour le paramètre et son erreur au temps t .

Les filtres de Kalman implémentés par GIPSYX peuvent modéliser les paramètres avec un modèle en bruit blanc (*white noise* en anglais) ou en marche aléatoire (*random walk* en anglais) (Larson et al., 2001; Larson & Miyazaki, 2008). Le lissage ou la rugosité du modèle est contrôlé par la valeur du paramètre de marche aléatoire, voir un exemple sur la [figure 3.5](#) (encadré noir).

Les tests de sensibilités effectués pour une gamme de valeur du paramètre de « random walk » montrent l'évolution de la solution GPS (position et délais troposphériques). En me basant sur mes tests (voir [figure 3.5](#)) ainsi que sur les travaux de Choi, (2007) et Twardzik et al., (2019) je choisis d'utiliser une valeur de $9.0 \text{ e-}5 \text{ m}/\sqrt{s}$ et de $3.0 \text{ e-}4 \text{ m}/\sqrt{s}$ pour respectivement les délais troposphériques et le positionnement cinématique.

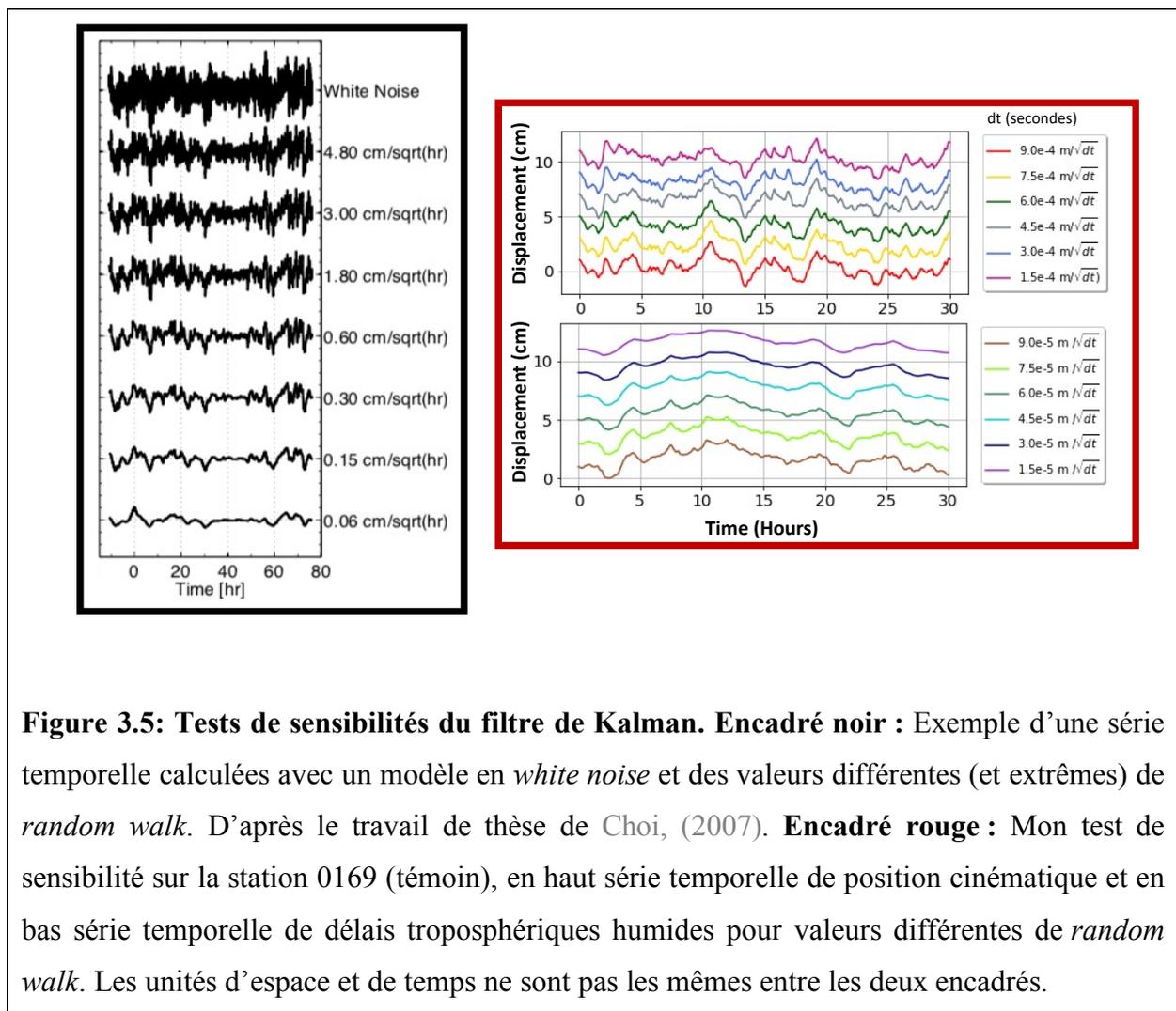


Figure 3.5: Tests de sensibilités du filtre de Kalman. Encadré noir : Exemple d'une série temporelle calculées avec un modèle en *white noise* et des valeurs différentes (et extrêmes) de *random walk*. D'après le travail de thèse de Choi, (2007). **Encadré rouge :** Mon test de sensibilité sur la station 0169 (témoin), en haut série temporelle de position cinématique et en bas série temporelle de délais troposphériques humides pour valeurs différentes de *random walk*. Les unités d'espace et de temps ne sont pas les mêmes entre les deux encadrés.

Le filtre de Kalman reste tout de même très dépendant du nombre d'informations disponibles et une quantité trop importante de données manquantes nuit à la qualité de l'estimation des paramètres. Le filtre de Kalman a pour défaut d'entraîner des effets de bords présents au début et à la fin du système. Pour limiter cet aspect, la solution classique proposée par le JPL est d'effectuer des traitements sur des fenêtres de temps prolongées. Les fichiers de données GPS brutes (fichier RINEX) sont enregistrés par journée (jour solaire). L'astuce consiste donc à artificiellement prolonger la fenêtre du fichier en ajoutant 3 heures de données au début et à la fin de la journée. Cela revient donc à estimer les positions sur une fenêtre de 30 heures afin de diminuer les effets de bords sur la fenêtre de 24 heures.

3.3.2 Traitement cinématiques des données sous GIPSYX

3.3.2.1 Stratégie « générale »

GIPSYX dispose des nombreuses fonctionnalités qui permettent de corriger ou modéliser les effets de biais et d'erreurs déjà identifiés dans la [sous-section 3.2.2](#). Voici donc la configuration et les paramètres de la stratégie que j'utilise pour ma chaîne de traitement de données. Ces derniers points s'avèrent assez classiques d'où le terme de « stratégie générale » utilisé pour nommer cette sous-section.

Les erreurs d'orbites des satellites et d'horloges sont modélisées grâce aux solutions JPL finales dont la précision est de 2 à 3 centimètres. Ces produits sont téléchargeables sur <http://www.igs.org/products>.

Le délai ionosphérique est éliminé par la combinaison linéaire des deux fréquences d'émissions d'un satellite. GIPSYX rend possible des corrections ionosphériques de second ordre. Le projet scientifique IRI (*International Reference Ionosphere* en anglais) propose un modèle empirique international de l'ionosphère terrestre qui propose des valeurs de la densité et température des électrons ainsi que la température des ions. Ce projet propose le modèle IRI-2012 (Bilitza et al., 2014) dont les paramètres sont disponibles. GIPSYX possède un module qui permet de télécharger ces fichiers appelés IONEX et d'utiliser la modélisation de l'ionosphère afin de procéder à des corrections ionosphériques du second ordre qui corrige la solution GPS d'environ 1 centimètre, un exemple est visible sur la [figure 3.6.a-b](#).

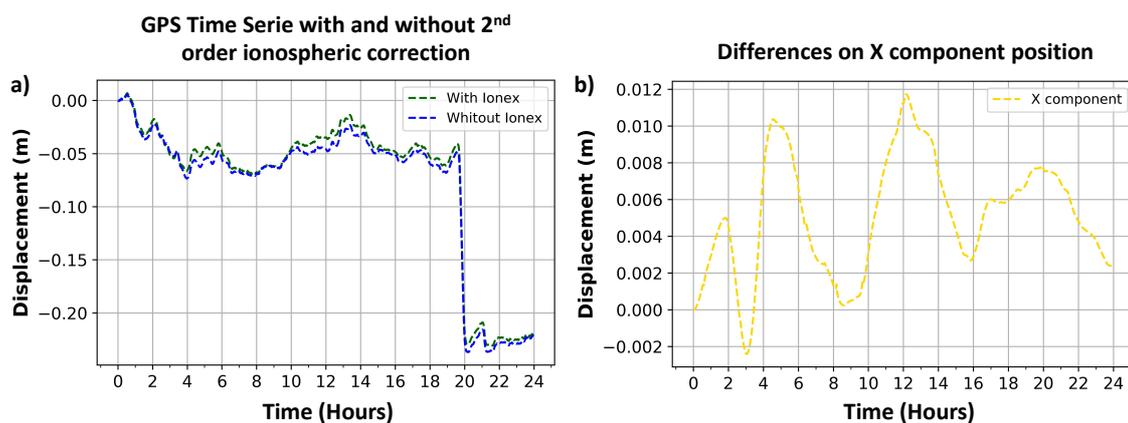
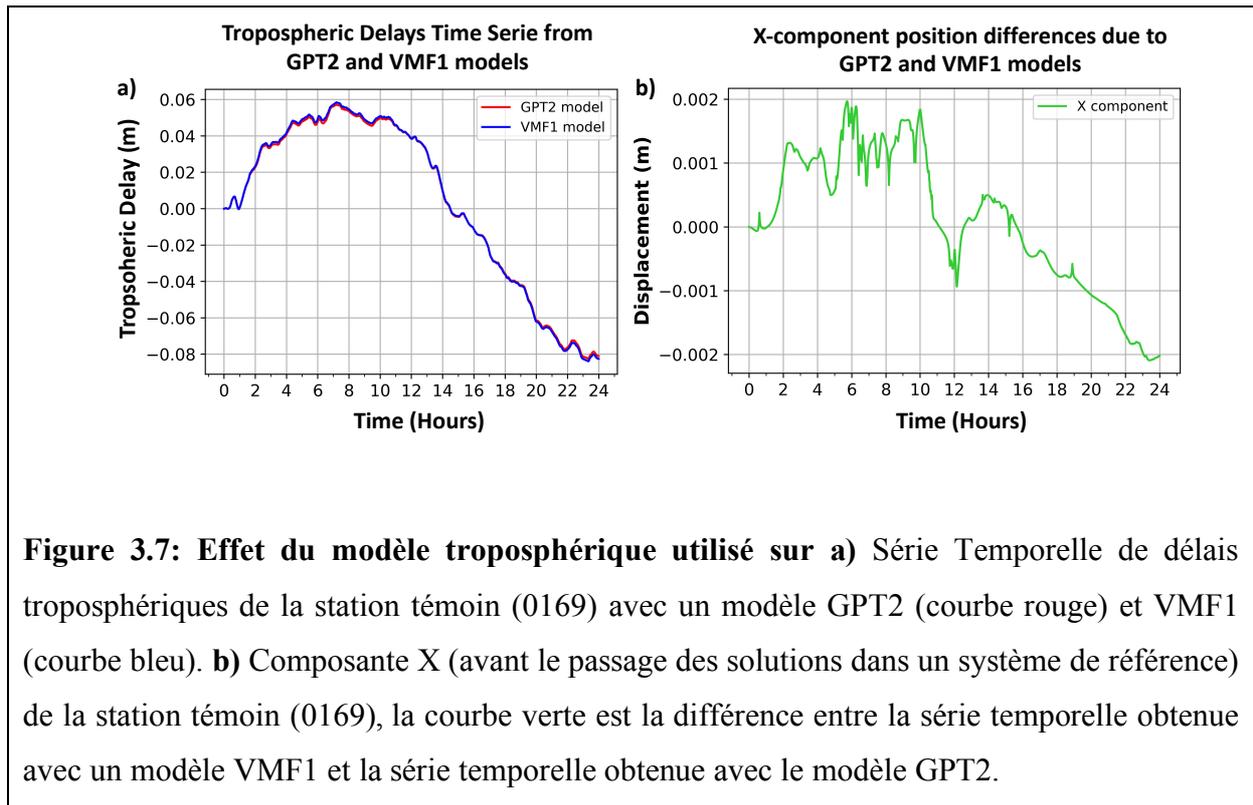


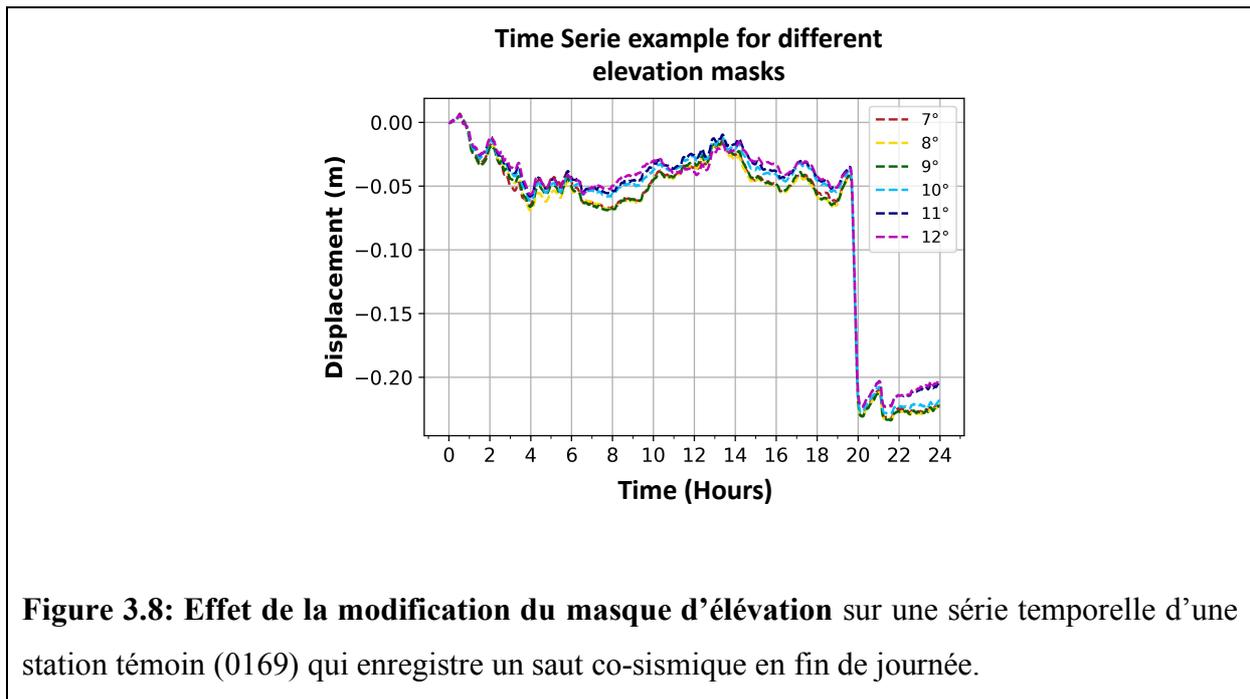
Figure 3.6: Correction ionosphérique de second ordre : **a)** Série temporelle d’une station témoin (0169) où la courbe bleue provient d’un traitement sans correction ionosphérique de second ordre contrairement à la courbe verte. **b)** Différence de position entre la courbe verte et bleu de la figure **a)** pour la composante X (avant le passage des solutions dans un système de référence).

En ce qui concerne les délais troposphériques, j’ai fait le test de comparaison entre un traitement effectué avec un modèle empirique de projection GPT2 (*Global Pressure Temperature 2* en anglais) (Lagler et al., 2013) et modèle discret VMF1 (*Vienna Mapping Functions 1* en anglais) (Boehm et al., 2006). Sur la [figure 3.7.a](#), la différence n’est pas frappante et de l’ordre de quelques millimètres pour l’estimation des délais troposphériques. Comme d’autres logiciels de traitement, GIPSYX contient également et implicitement un compromis entre l’estimation de la position de la station et l’estimation des délais troposphériques pour chaque époque. Cela explique pourquoi la série temporelle d’une station n’est pas exactement identique si on utilise un modèle VMF1 ou GPT2. La [figure 3.7.b](#) montre la différence constatée sur la composante X (avant le passage des solutions dans un système de référence) d’une station témoin traitée avec les deux modèles. J’ai donc choisi d’utiliser la fonction de projection VMF1 semblable à la stratégie de Twardzik et al., (2019) dans son traitement de données cinématiques.

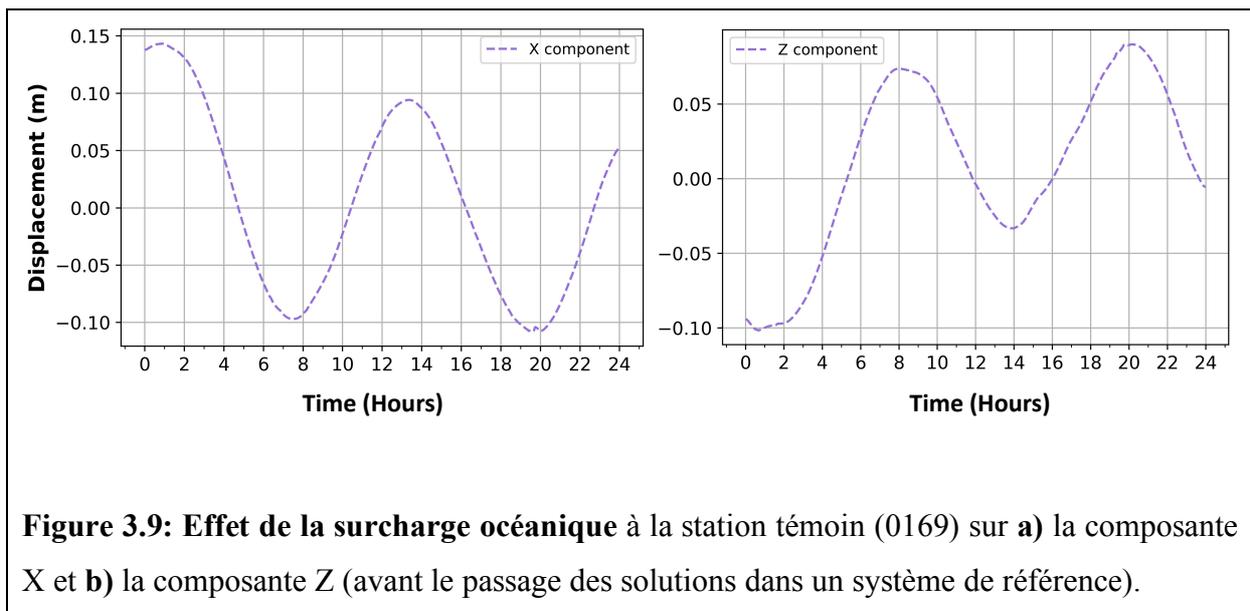


Le fichier RINEX (*Receiver Independent Exchange Format* en anglais) est le format standard des données GPS et son entête contient les informations sur le type d'antenne et de radôme utilisés à la station, ainsi que les possibles changements au cours du temps. Ces informations sont donc utilisées par GIPSYX qui applique des corrections selon le type d'antenne et de radôme recensés.

Pour chaque époque de mesure, un fichier RINEX associe les observations à la constellation de satellites utilisés pour la mesure. Généralement les observations faites par les satellites sont filtrées avec un angle d'élévation inférieur à 7-11°. Cela veut dire que les observations provenant de satellites en dessous de cette valeur sont exclues car on suppose que la distance satellite-station devient trop grande et donc trop bruitée. L'utilisation d'un masque d'élévation avec une valeur trop élevée limite strictement la quantité de satellite visible pour contraindre la position de la station et le temps de réception de l'information. L'exemple de la [figure 3.8](#) montre l'évolution d'une série temporelle pour différentes valeurs de masques d'élévation. Pour une gamme de tests allant de 7 à 12 degrés, j'observe deux groupes distincts de position, le premier allant de 7 à 9 degrés et l'autre de 10 à 12 degrés. Cela reflète l'exclusion du traitement de données des observations provenant d'un satellite à partir d'un masque d'élévation de 10 degrés. La valeur du masque d'élévation que j'utilise est similaire à la valeur de Twardzik et al., (2019) et elle est de 7°.



Les effets de surcharges océaniques sont pris en compte en considérant le modèle FES2014b (Spiridonov, 2017). La théorie implique que l'amplitude de la correction dépend également de l'éloignement aux côtes de la station. Sur la [figure 3.9](#), je montre sur une station témoin (0169) l'effet sur la position de la correction de surcharges océaniques qui peut aller jusqu'à plusieurs centimètres.



3.3.2.2 Stratégie plus « spécifique »

L'étude proposée par Twardzik et al., (2019) met en évidence une stratégie de traitement particulière visant à augmenter la qualité des séries temporelles à 30 secondes. Cela a permis l'observation de la phase post-sismique précoce de 4 séismes importants d'Amérique du Sud. Mon travail de thèse a le même objectif, c'est pour cela que j'applique la stratégie de traitement itérative élaborée par Twardzik et al., (2019) sous GIPSY-OASIS. Les modules de traitement et certaines fonctionnalités ont évolué avec la version nouvelle génération GIPSYX dans ma chaîne de traitement de données cinématiques sous GIPSYX. Cela a nécessité un certain travail de reproduction qui n'est pas entièrement explicité dans ce manuscrit de thèse. Néanmoins la philosophie et les options de traitement sont similaires.

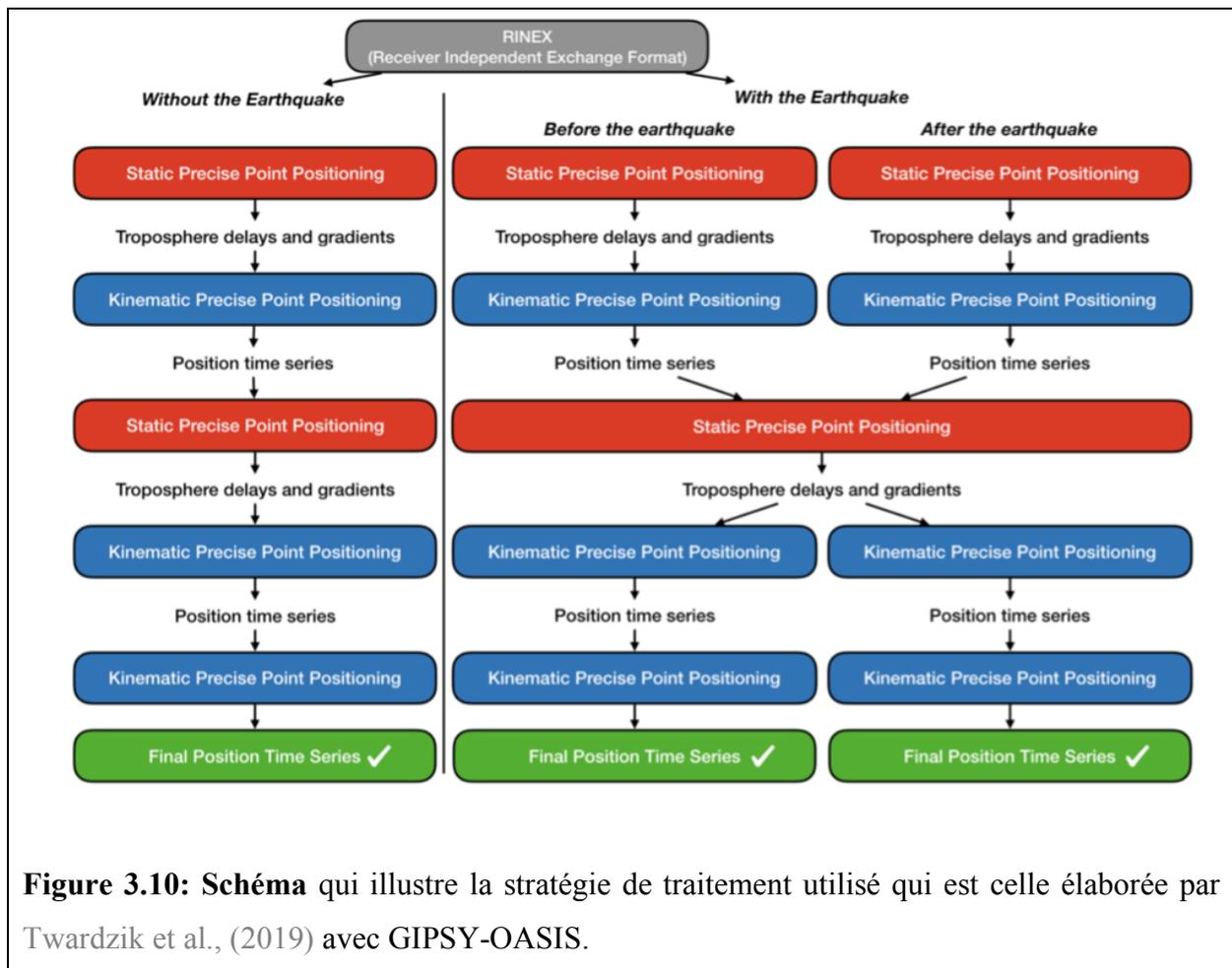


Figure 3.10: Schéma qui illustre la stratégie de traitement utilisé qui est celle élaborée par Twardzik et al., (2019) avec GIPSY-OASIS.

La spécificité principale de cette stratégie de traitement est d'effectuer plusieurs sous-traitements en différentes étapes, voir [figure 3.10](#). L'idée principale derrière est de séparer en étapes distinctes, l'estimation des délais troposphériques et l'estimation de la position du site au cours du temps.

Dans la pratique, au lieu de calculer directement la solution cinématique de la journée traitée, cette méthode propose d'alterner des phases de traitements statiques et cinématiques sur 5 étapes.

- **Étape 1** : traitement statique et calcule une position moyenne et une série temporelle de délais troposphériques.
- **Étape 2** : traitement cinématique où les délais troposphériques obtenus à l'étape 1 sont fixés et calcule les séries temporelles des positions (3 composantes, XYZ).
- **Étape 3** : second traitement statique où les séries temporelles des positions de l'étape 2 sont fixés (3 composantes, XYZ) et calcule les nouveaux délais troposphériques.
- **Étape 4** : second traitement cinématique qui fixe à nouveau les délais troposphériques estimés à l'étape 3 et estime la série temporelle de la position.
- **Étape 5** : dernier traitement cinématique où à la fois les séries temporelles de délais troposphériques et de positions sont fixés. Cette dernière sert à faire converger les solutions de positions et de délais troposphériques mises en entrée.

A la fin de cette chaîne de traitement, les séries temporelles de délais troposphériques et de positions sont déterminées.

Une stratégie particulière est appliquée au traitement le jour du séisme. Le déplacement maximal prédit d'un instant t à $t + 1$ a une forte dépendance avec la valeur du paramètre de *random walk* utilisé pour le filtre de Kalman. Pour cette raison, Twardzik et al., (2019) proposent de supprimer la partie co-sismique des observations car elle est associée à des déplacements dynamiques plus forts que le signal tectonique post-sismique. Le fichier RINEX est coupé en deux le jour du séisme et il est amputé d'une courte période qui correspond à celle du séisme. Ces deux parties sont traitées indépendamment pour les étapes 1, 2, 4 et 5 alors que l'étape 3 tient compte des deux « sous-séries » temporelles du séisme dans ces calculs.

J'applique cette stratégie spécifique de traitement aux 352 stations sélectionnées par un critère de distance à l'épicentre de Tohoku-Oki ce qui permet d'obtenir des solutions GPS à 30 secondes de résolution sur une période de 2 mois qui est centrée le jour séisme de Tohoku-Oki.

Dans mon cas, la courte période d'amputation, correspondant à la période du *mainshock*, est $t_* = 10$ minutes, c'est-à-dire que mes séries temporelles cinématiques ne contiennent pas d'informations entre 05:46:00 et 05:56:00 (UTC).

Les observations sur la période qui précède le *mainshock* sert à évaluer le niveau de bruit et à préparer des étapes de corrections supplémentaires.

La prochaine section concerne les deux phases de post-traitement nécessaires afin de supprimer les perturbations induites par les trajets multiples et les modes communs qui ne sont pas corrigés pendant le traitement.

3.3.3 Post-Traitement

Avant de commencer la phase de post-traitement, je convertis les solutions GPS dans le système de référence ITRF14 (*International Terrestrial Reference Frame 2014* en anglais) à l'aide des paramètres de translation (Altamimi et al., 2016). A partir de cette étape, les composantes des séries temporelles sont le Nord, l'Est et la Verticale (et non plus XYZ par rapport au centre de la Terre). J'utilise la vitesse de la plaque Eurasie estimée en chaque station afin de mettre les séries temporelles dans un système de référence Eurasie Fixe.

3.3.3.1 Filtre Sidéral

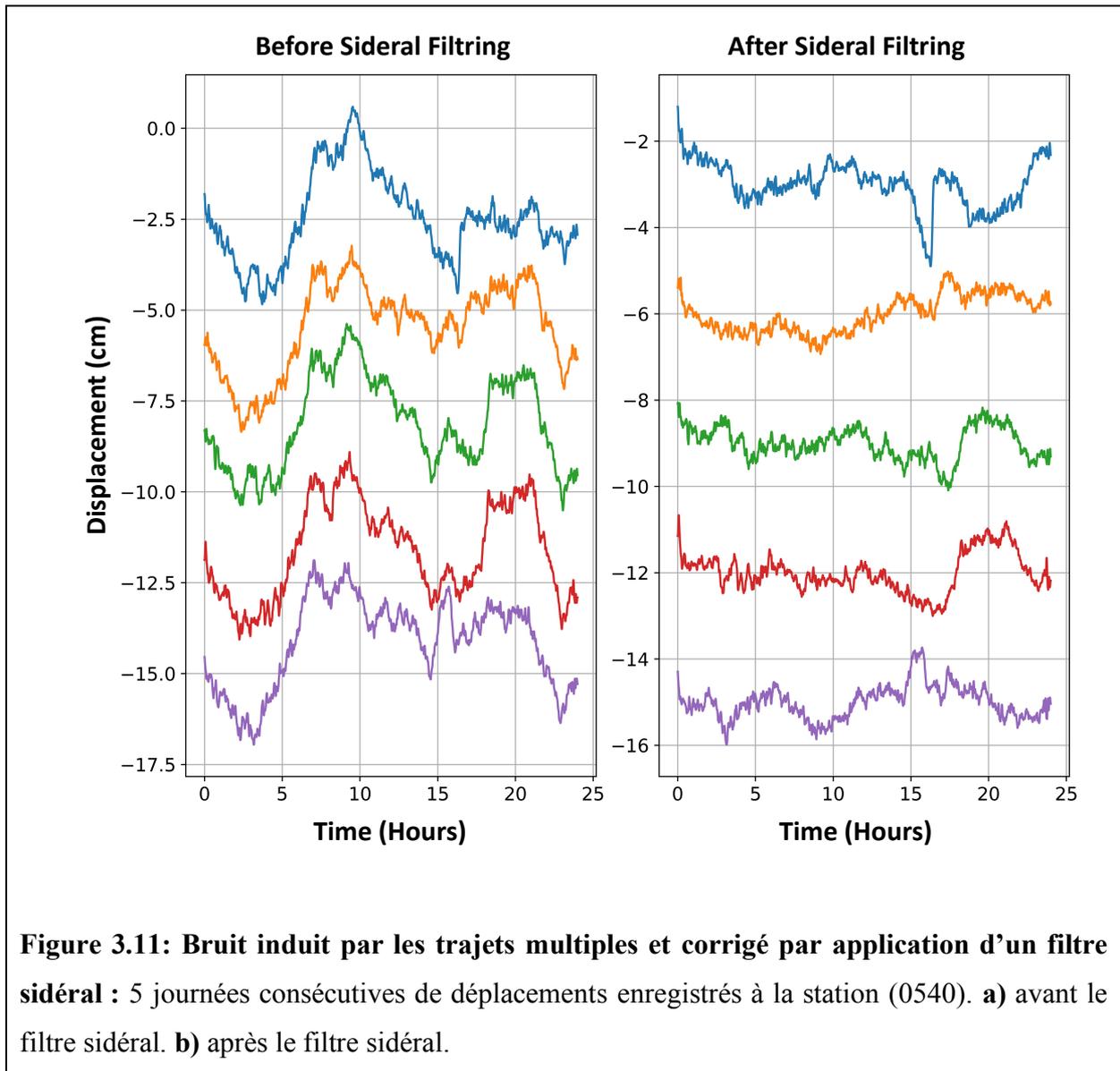
Suite à cette phase de traitement des données, les séries temporelles restent bruitées notamment par les trajets multiples. L'exemple sur la [figure 3.11.a](#) montre des signaux récurrents qui s'observent sur plusieurs journées consécutives. L'amplitude de ces signaux peut atteindre plusieurs centimètres. La durée théorique de ces signaux est de l'ordre du jour sidéral (23 heures 56 minutes 04 secondes). Dans la pratique il y a de légères différences qui doivent être intégrées pour corriger le bruit induit par les trajets multiples.

Dans mon étude j'utilise le filtre sidéral élaboré par Twardzik et al., (2019) afin de supprimer les effets des trajets multiples, voir [figure 3.11.b](#). Ce filtre est construit pour chaque station et

est calculé sur différentes journées qui ne doivent pas contenir de déformation co-sismique ou post-sismique. Les étapes de ce filtre sidéral sont décrites ci-dessous :

- Estimation et suppression d'une tendance linéaire sur toute la période de la série temporelle où le filtre est construit.
- Évaluation du temps de décalage réel, qui peut être différent du décalage théorique en fonction des satellites (voir [sous-section 3.2.2.4](#)), par une corrélation croisée entre les signaux de la première journée solaire avec la deuxième pour déterminer le temps de décalage. Si le temps de décalage calculé est proche du temps de décalage théorique alors les signaux sont décalés et sommés. Cette étape permet de ne pas inclure les journées trop bruitées dans le signal.
- Corrélation du signal sommé avec le signal de la troisième journée. Si le temps de décalage calculé correspond au temps de décalage autorisé alors les signaux sont décalés et sommés.
- Corrélation croisée du signal sommé avec le signal de la i -ème journée. La sommation s'effectue jusqu'à atteindre le nombre de jours requis et fixé pour la construction du filtre.

Une fois que le nombre de jours requis est atteint alors le signal sommé est retirée de la série temporelle, voir pour un exemple la [figure 3.11.b](#).



Cette stratégie dépend donc de deux paramètres d'utilisations. Le premier correspond au temps de décalage autorisé et il est fixé par rapport au temps de décalage théorique entre le jour solaire et le jour sidéral, c'est-à-dire 3 minutes 56 secondes. Le second concerne le nombre de jours requis pour la sommation. Le filtre sidéral n'a pas besoin d'être construit avec le plus de jours possibles. Au contraire il y a un compromis entre le nombre de jours à sommer et la qualité du filtre. J'ai fait un test pour quantifier le niveau de bruit (via l'évolution de la RMS) d'une série temporelle témoin en fonction du nombre de jours utilisé pour la construction du filtre. Je trouve 7 et je considère ce chiffre comme celui requis pour construire le filtre sidéral avec 7 journées de données différentes à sommer. Je commence à construire le filtre sidéral sur la période qui commence 1 mois avant le séisme de Tohoku-Oki et qui termine juste avant le *foreshock* 2 jours avant.

3.3.3.2 Correction des modes communs

La dernière étape du post-traitement consiste à supprimer le signal lié aux modes communs. Ces signaux évoluent dans le temps donc je les estime sur toute la période couverte par les séries temporelles. L'approche faite par Marquez-Azua & DeMets, (2003) propose d'utiliser des séries temporelles de stations éloignées de la zone d'étude et qui ne sont pas affectées par la déformation étudiée. Pour ces raisons je sélectionne 41 séries temporelles de stations situées sur l'île nord d'Hokkaido, voir [figure 3.12.a](#). Ces dernières sont suffisamment éloignées afin ne pas enregistrer la déformation post-sismique induite par le séisme de Tohoku-Oki. Pour chaque composante (Est, Nord et Vertical) je somme les signaux et je moyenne par le nombre de stations. Cette étape est effectuée sur la période qui précède et qui succède au séisme de Tohoku-Oki, voir [figure 3.12.b](#). Je rappelle que le saut co-sismique est exclu de mes séries temporelles (données coupées au traitement). Le signal obtenu est associé au bruit induit par les modes communs et il est donc supprimé des séries temporelles.

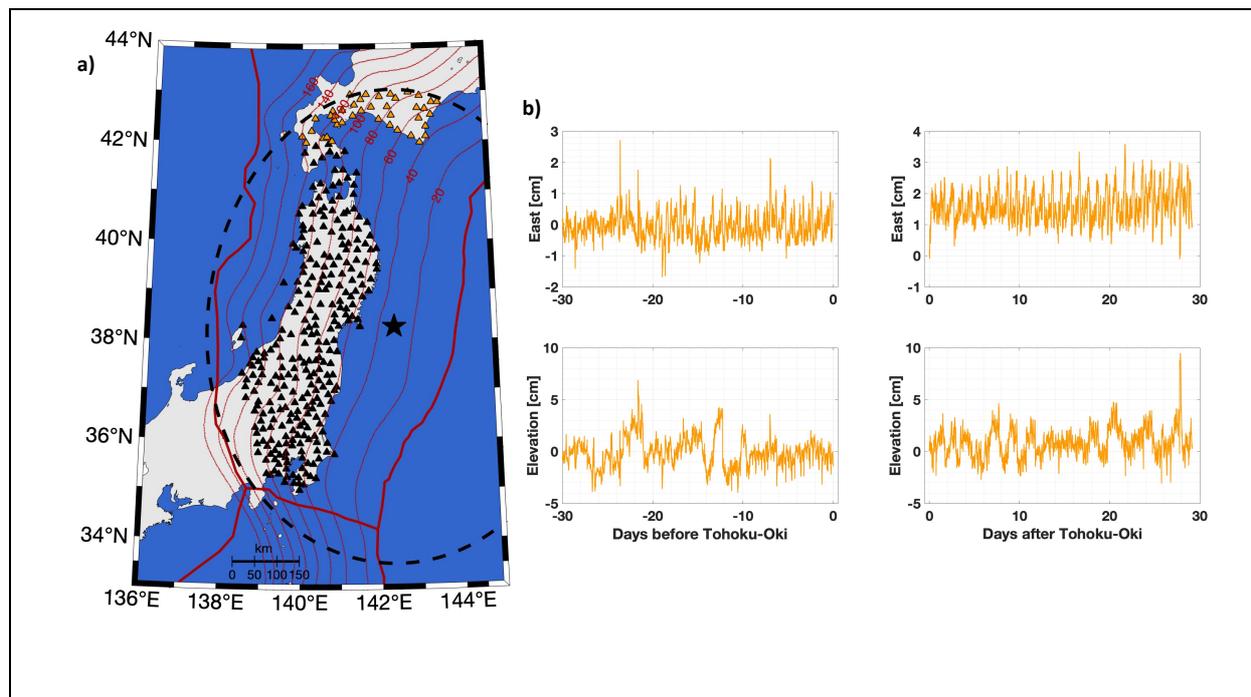


Figure 3.12: Correction des modes communs par sommation de signal. a) Stations traitées et sélectionnées par un critère de distance à l'épicentre de Tohoku-Oki (cercle noir). Les stations utilisées pour corriger les modes communs sont en orange. **b)** Signal sommé pour les composantes Est et Vertical qui est supprimé des séries temporelles.

Ces deux étapes de post-traitement permettent de supprimer le bruit induit par les trajets multiples et par les modes communs. J'utilise la période d'un 1 mois qui précède le séisme (jusqu'à la date du *foreshock*, 2 jours avant Tohoku-Oki) pour déterminer la RMS du signal de chaque composante pour toutes les stations. Je calcule une moyenne des RMS par composante afin d'évaluer la réduction du bruit au cours des différentes étapes de traitement, voir [figure 3.13](#).

| RMS (mm) | After Processing | After Post-Processing |
|----------|------------------|-----------------------|
| North | 9.1 | 6.3 |
| East | 9.5 | 7.0 |
| Up | 22 | 21 |

Figure 3.13: Évolution de la RMS après le traitement et le post-traitement (filtre sidéral et mode communs) : La RMS est calculée sur la période qui commence 1 mois avant le *mainshock* et se termine 2 jours avant (date du *foreshock*).

Pour les composantes horizontales j'obtiens des valeurs moyennes de 6.3 et 7.0 mm pour le Nord et l'Est. La valeur de RMS pour la composante verticale est de 21 mm et donc plus élevée. La composante Verticale est celle où les effets troposphériques sont plus facilement estimés car au zénith la couche atmosphérique traversée par le signal est plus petite qu'en oblique. Néanmoins le signal n'est pas contraint à 360° car la Terre se situe sous la station ce qui explique pourquoi le ratio signal sur bruit est moins bon sur la composante Verticale.

La [figure 3.14](#) représente 25 séries temporelles finales résolues à 30 secondes sur la période 2 mois centrée à l'heure du séisme de Tohoku-Oki. Je choisis de monter l'évolution du déplacement sur l'Est, qui correspond à la composante la plus impactée par le *mainshock* (mécanisme inverse) et donc qui enregistre la plus grande amplitude de déplacement de surface.

L'objectif principal de mon travail de thèse est d'explorer la déformation post-sismique induite par le *mainshock* (voir [figure 3.15](#)). Pour rappel le séisme de Tohoku-Oki s'est produit le 11 mars 2011 (05:46:24 UTC). Pour des raisons propres aux traitements de solutions GPS j'ai supprimé les 10 premières minutes de la déformation donc la partie post-sismique de mes séries temporelles débutent à 05:56:30 (UTC).

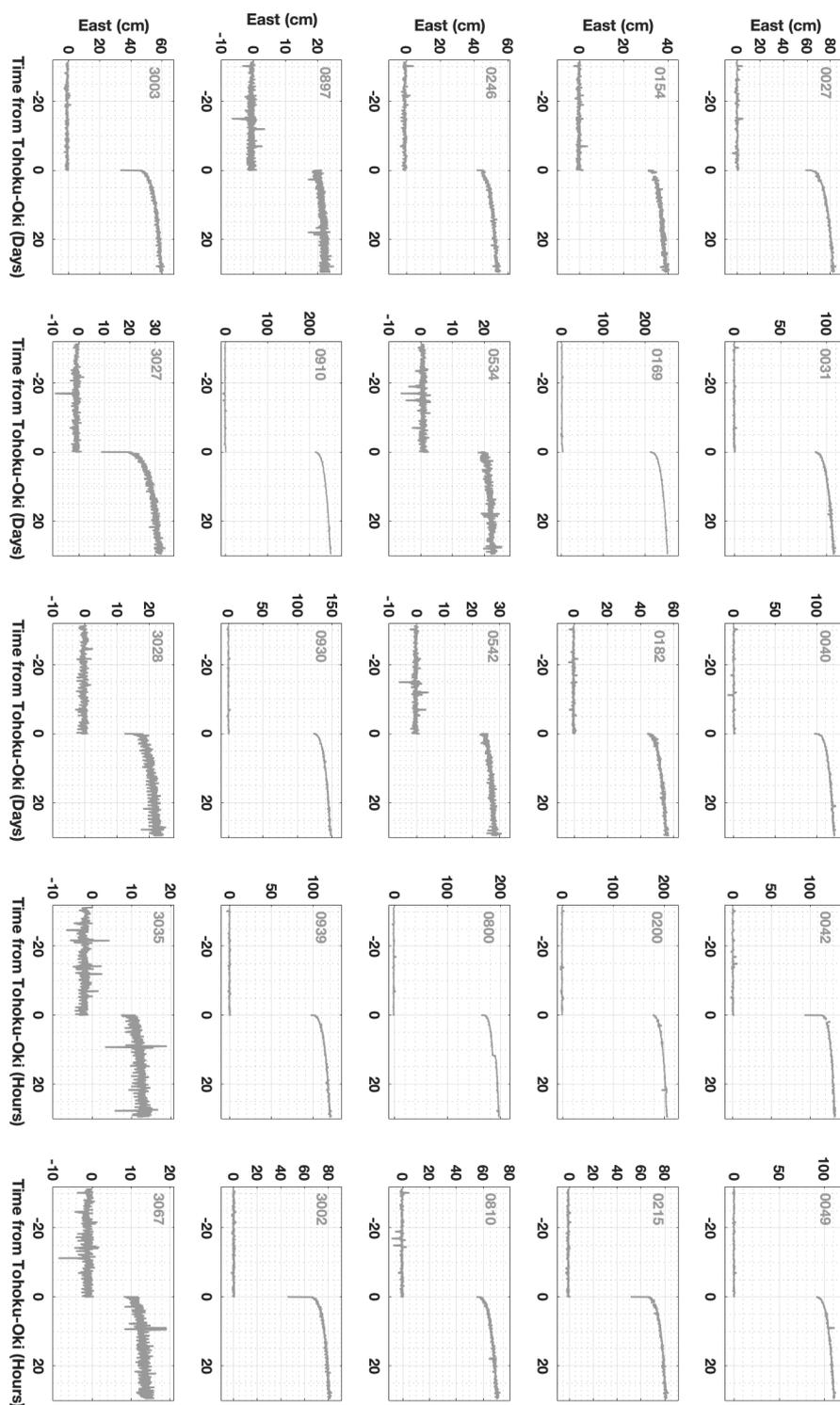


Figure 3.14: Exemples de 25 séries temporelles résolues à 30 secondes qui représentent le déplacement enregistré sur une période de 2 mois (1 mois avant et 1 mois après le séisme de Tohoku-Oki) pour la composante Est.

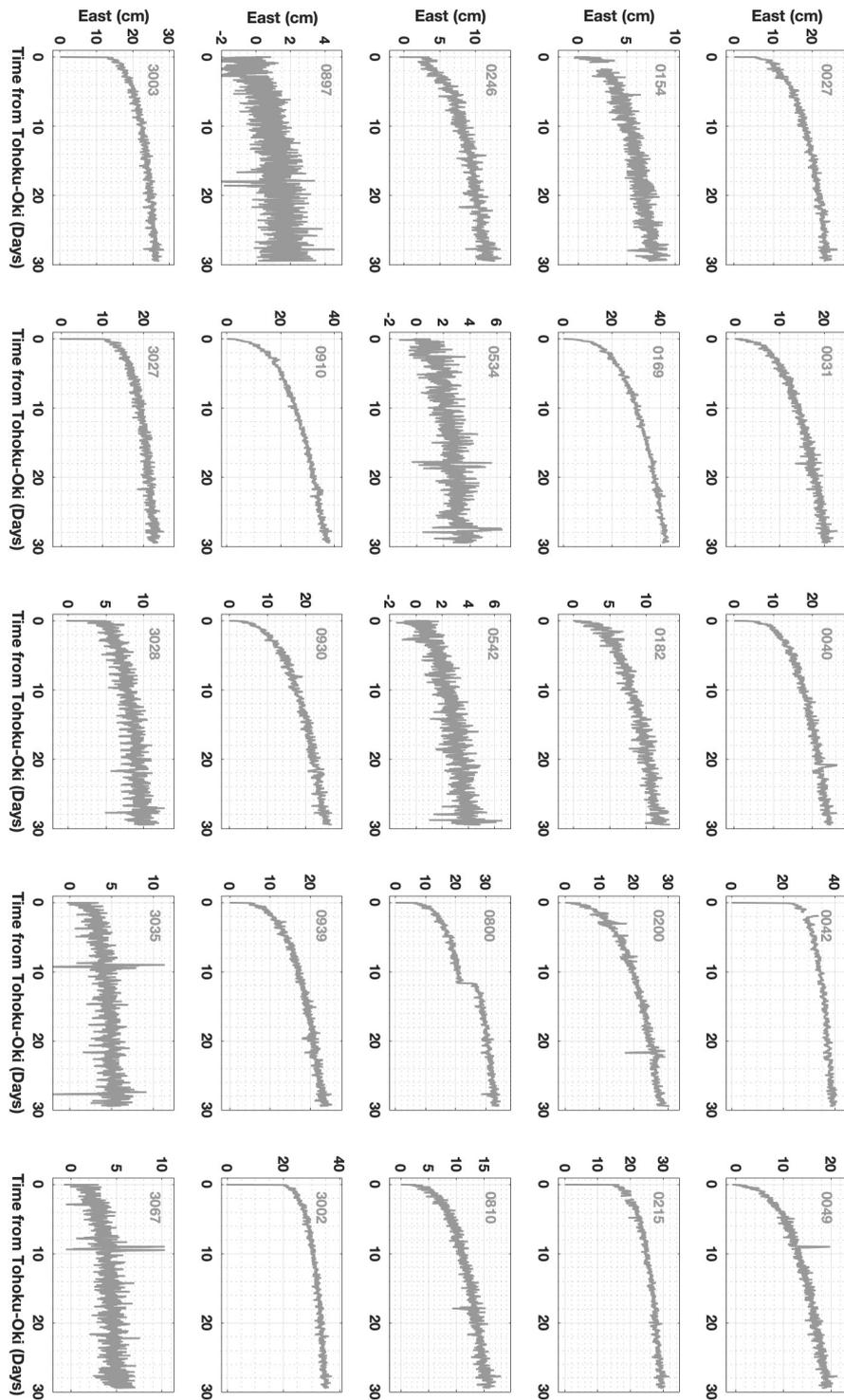


Figure 3.15: Exemples de 25 séries temporelles résolues à 30 secondes qui représentent le déplacement enregistré sur une période de 1 mois après le séisme de Tohoku-Oki pour la composante Est. En échelle linéaire.

La représentation en échelle semi-logarithmique (voir [figure 3.16](#)) est plus appropriée pour observer les premières minutes-heures de la déformation. Certaines stations enregistrent un fort signal dans la première heure. Ce signal correspond au « pseudo-saut co-sismique » de la plus importante réplique (M_w 7.7 Ibaraki-Oki à 06:15:40 UTC) qui est lissé par le filtre de Kalman. Les stations les plus proches de la localisation du séisme d'Ibaraki-Oki sont les plus impactées. Cette réplique est estimée sur une fenêtre d'une durée de 18 minutes, commençant 9 minutes et finissant 27 minutes après le début de mes séries temporelles (à 05:56:00 UTC). Il faut noter que pendant cette fenêtre de temps de 18 minutes, il y a aussi une autre réplique de magnitude importante de M_w 7.4 (à 06:08:53 UTC) qui se produit au nord de Tohoku-Oki en face de la préfecture d'Iwate.

Pour résumer, dans les 30 premières minutes de nos séries temporelles, il y a donc deux répliques, une au Nord qui est plus proche de la localisation Tohoku-Oki mais de magnitude plus faible (M_w 7.4) et une autre au Sud de magnitude plus importante (M_w 7.7).

Ces solutions GPS à 30 secondes de résolution permettent d'explorer la déformation post-sismique, sur une échelle de temps courte qui est la phase précoce. Afin d'étudier le comportement post-sismique aux temps longs, j'utilise un autre jeu de solutions GPS que je décris dans la [section 3.4](#).

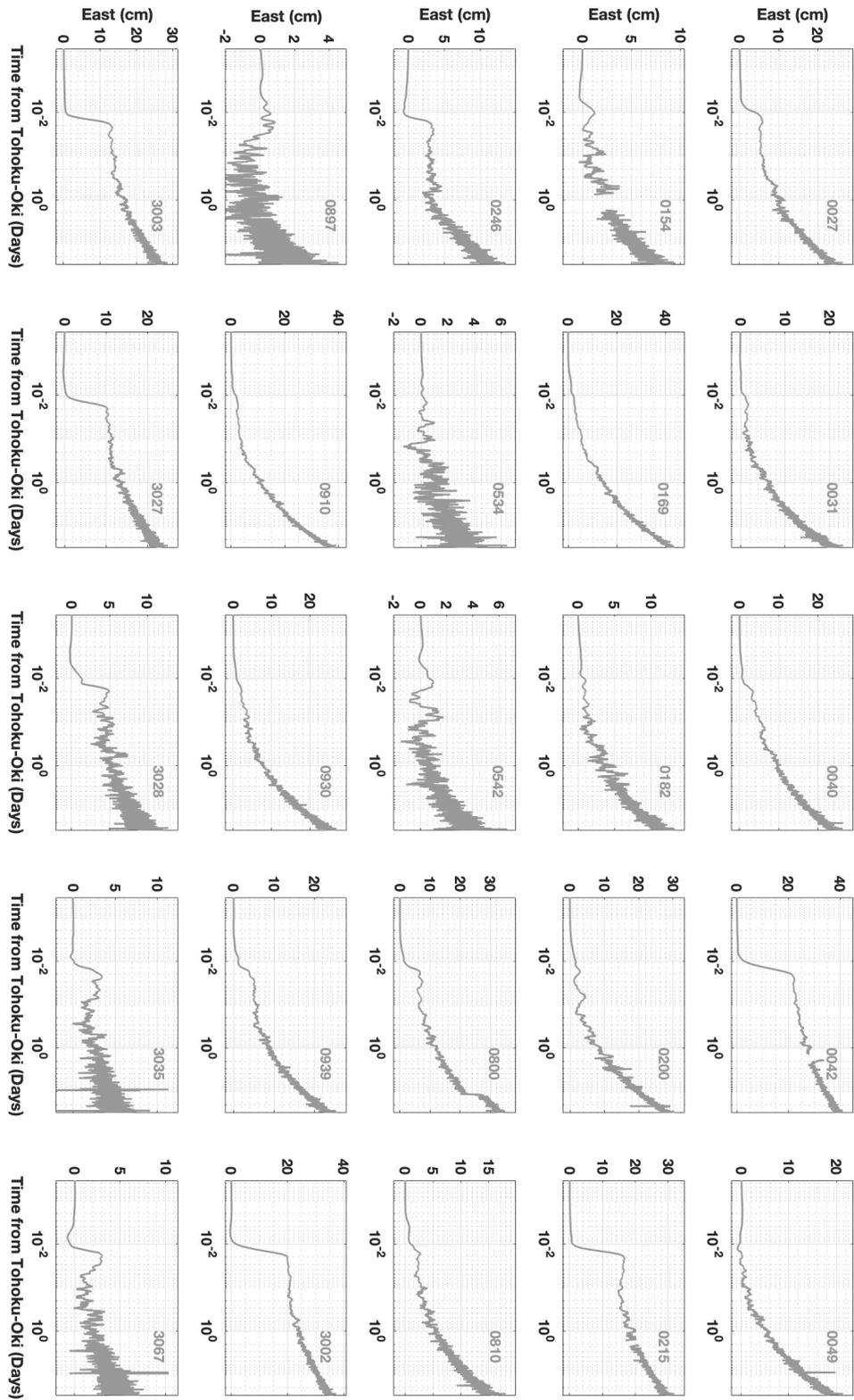


Figure 3.16: Exemples de 25 séries temporelles résolues à 30 secondes qui représentent le déplacement enregistré sur une période de 1 mois après le séisme de Tohoku-Oki pour la composante Est. En échelle logarithmique sur l'axe des temps.

3.4 Utilisation de solutions GPS journalières

3.4.1 Traitement de données journalières

L'étude de Marill et al., (2021) a regardé les phases d'accélération long-terme au Japon (sur plus de 20 ans) avec des solutions GPS statiques calculées avec GIPSYX, avec la configuration générale établie dans la [sous-section 3.3.2.1](#) de mon travail de thèse. Pour mon travail de thèse j'utilise également ces données de solutions journalières.

Dans un premier temps je les utilise afin d'évaluer le gain associé à l'utilisation de solutions toutes les 30 secondes pour contraindre le saut co-sismique et les premières heures de la déformation post-sismique.

Dans un second temps j'utilise ces solutions pour allonger le temps exploré de mes séries temporelles ; c'est-à-dire je combine mes solutions cinématiques à 30 secondes jusqu'à un mois avec des solutions statiques moyennées à la journée jusqu'à plusieurs années (environ 2020).

3.4.2 Comparaison des solutions cinématiques et statiques

Ces deux jeux de données permettent d'estimer un saut co-sismique cinématique D_k sur les séries cinématiques et un saut co-sismique statique D_s sur les séries statiques.

Le séisme de Tohoku-Oki s'est déclenché à l'heure t_0 (05:46:24 UTC) le jour T (11 mars 2011) donc j'estime le saut co-sismique cinématique D_k qui se calcule, entre la première position de ma série temporelle après, et la dernière position avant le *mainshock* selon l'équation [\(3.3\)](#):

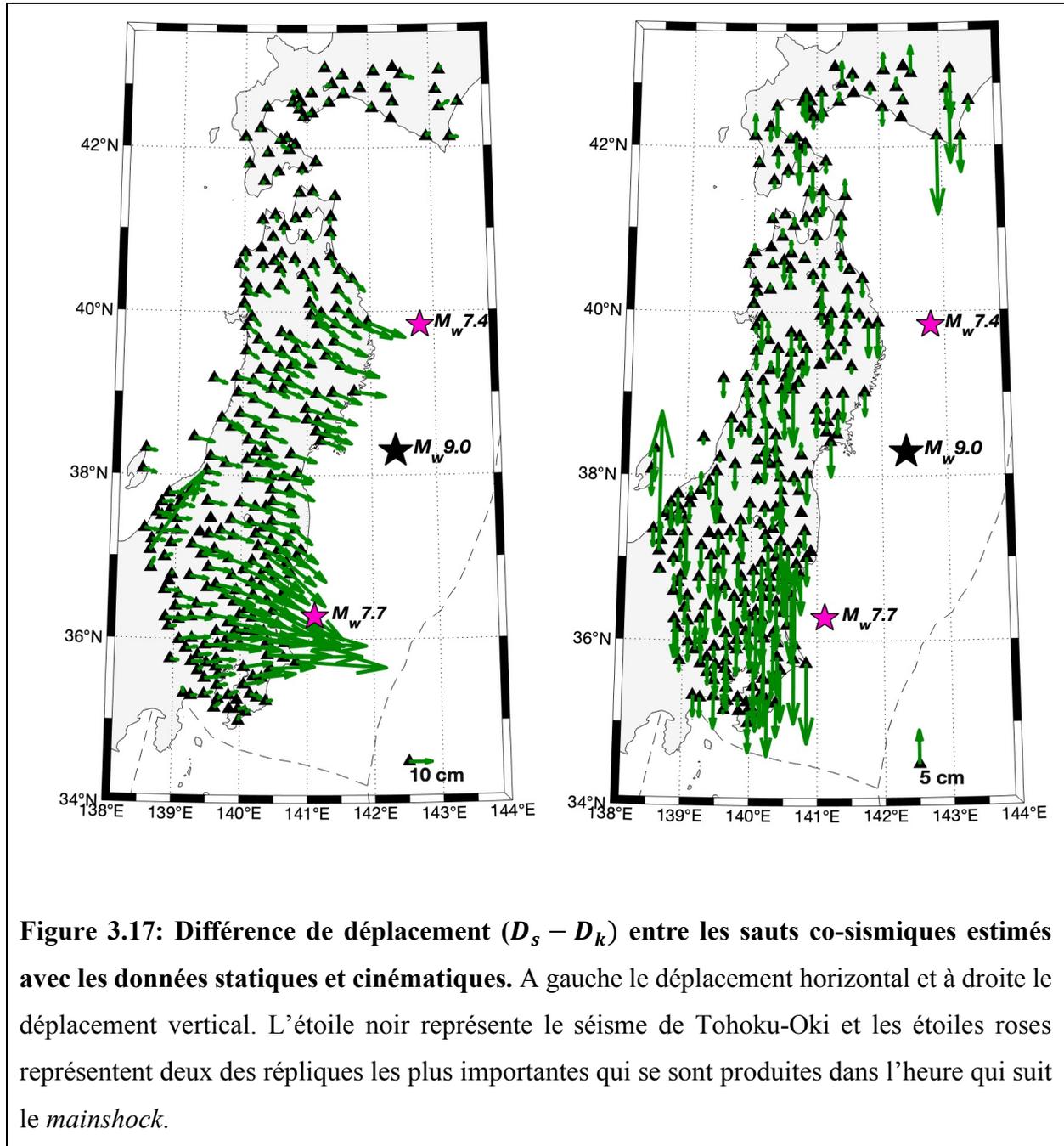
$$D_k = D(t_0 + t_*) - D(t_0 - r_{ik}) \quad (3.3),$$

et le saut co-sismique statique D_s défini par l'équation [\(3.4\)](#):

$$D_s = D(T + r_{is}) - D(T - r_{is}) \quad (3.4).$$

Avec t_* la période de coupure du signal du *mainshock* nécessaire pour le traitement qui est de 10 minutes, r_{ik} la résolution des données cinématiques qui est de 30 secondes, r_{is} la résolution des données statiques qui est d'une journée et T le jour du séisme.

La différence entre ces deux estimations de sauts co-sismiques ($D_s - D_k$) permet de calculer la quantité de déplacement qui n'est pas observable en utilisant uniquement des solutions journalières, voir [figure 3.17](#).



Ce terme ($D_s - D_k$) correspond donc aux déplacements enregistrés le jour du séisme sans la déformation co-sismique. Cela équivaut à la quantité de déplacement des 5 heures qui précèdent et des 18 heures qui succèdent au séisme de Tohoku-Oki (supposée plus importante). La [figure 3.17](#) montre donc la déformation enregistrée sur ces deux fenêtres de temps. De plus, dans la

première heure qui suit le séisme de Tohoku-Oki il y a deux des répliques les plus importantes du *mainshock*. Le déplacement causé réplique d'Ibaraki-Oki M_w 7.7 est très probablement enregistré par les stations GPS, voir [figure 3.17](#). Cette observation n'est pas aussi évidente pour le cas du séisme M_w 7.4. Ces éléments montrent qu'il n'est pas trivial avec cette approche de démêler la contribution du déplacement liée aux répliques de la déformation post-sismique.

L'utilisation des données cinématiques permet d'estimer les répliques du *mainshock* sur une fenêtre de temps plus appropriée qui correspond au temps du déclenchement de ces événements. La suppression de ce signal permet d'explorer en détail l'évolution de la déformation post-sismique.

3.4.3 Combinaison solutions cinématiques et statiques

Pour chaque station, j'utilise les estimations de vitesse inter-sismique (provenant de Marill et al., (2021)) sur une période de 2 ans (2009-2011) pour supprimer l'effet du chargement inter-sismique au cours du temps, voir [figure 3.18](#).

Cela me permet de combiner les deux types de séries temporelles en prolongeant les séries cinématiques à 30 secondes avec des solutions statiques journalières. Sur la [figure 3.19](#) je montre en exemple les mêmes stations que la figure [3.14](#), la [figure 3.15](#) et la [figure 3.16](#).

Ces séries prolongées permettent d'observer la déformation post-sismique commençant 10 minutes après le *mainshock* avec une résolution de 30 secondes sur le premier mois puis une valeur de position par jour pendant ~8 ans soit jusqu'en 2020.

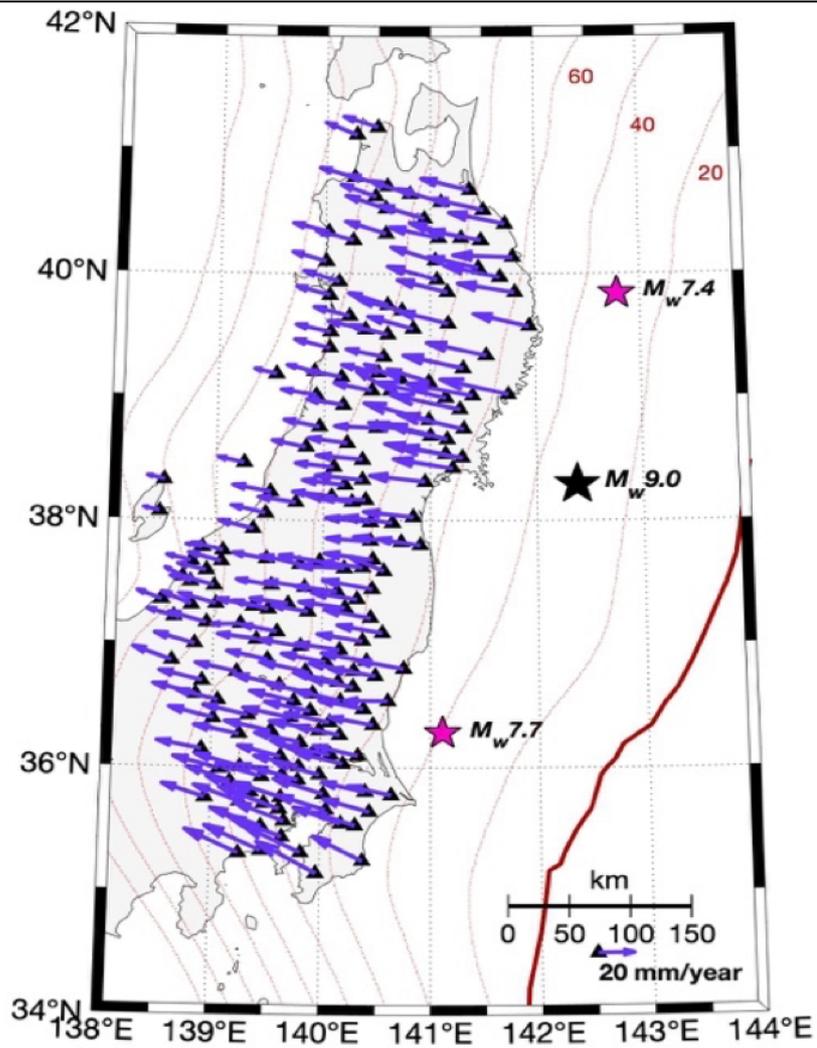


Figure 3.18: Vitesses inter-sismiques estimées entre 2009 et 2011 pour la composante Nord et Est.

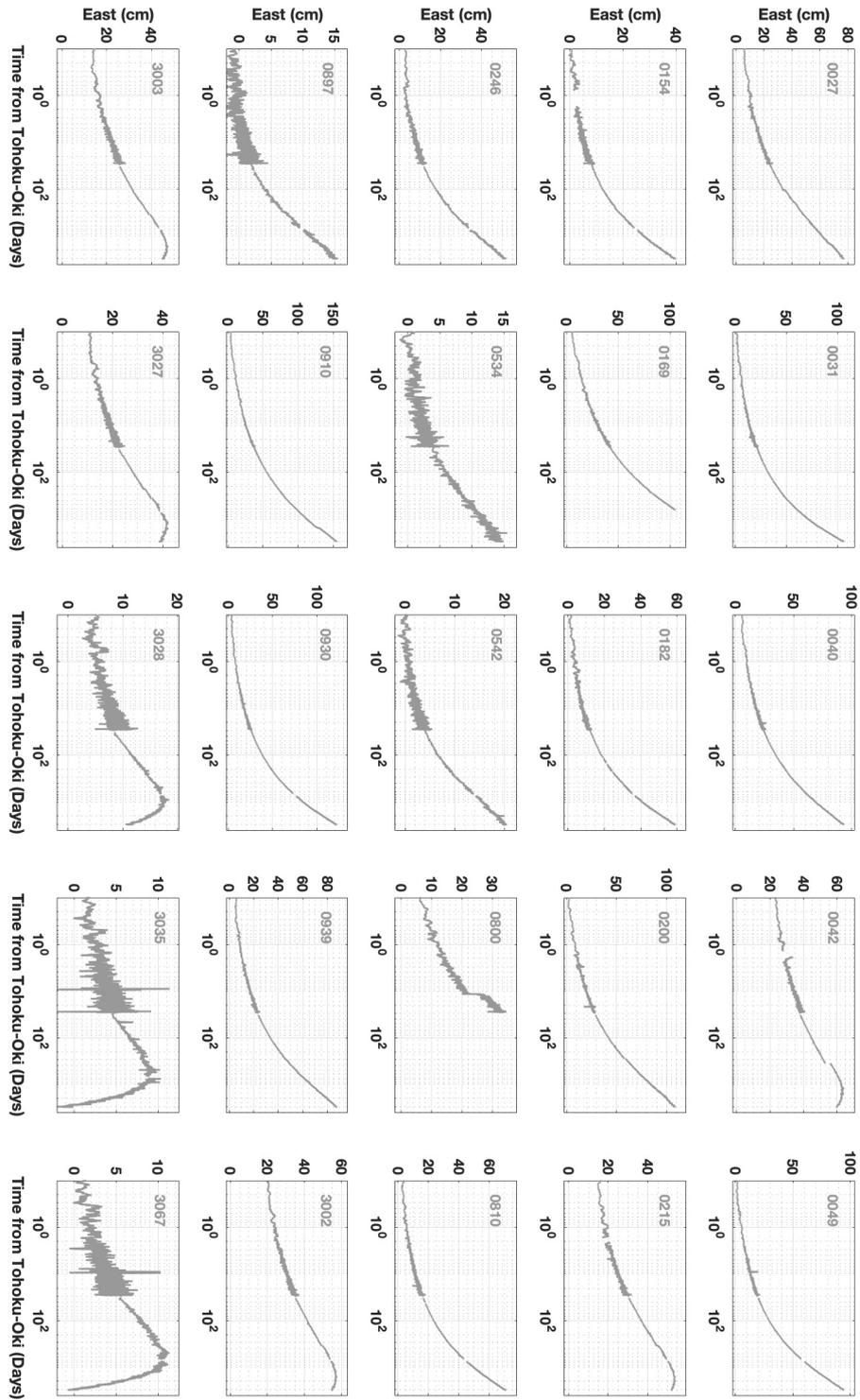


Figure 3.19: Exemples de 25 séries temporelles résolues à 30 secondes sur le premier mois et prolongées avec des solutions journalières qui représentent le déplacement enregistré jusqu'à ~2019 soit ~8 ans après le séisme de Tohoku-Oki pour la composante Est. En échelle logarithmique sur l'axe des temps.

Dans le [Chapitre 4](#), j'utilise ces séries temporelles cinématiques résolues à 30 secondes et j'explore l'évolution temporelle de la phase post-sismique précoce. Je cherche à modéliser la déformation avec différents modèles mécaniques. Je cherche à vérifier la validité du modèle déterminée sur le premier mois de la déformation à des temps plus longs en utilisant mes séries temporelles prolongées jusqu'en 2020. Je discute du sens physique des paramètres nécessaires qui permettent d'expliquer les données. Je mets en perspectives mes observations à celles faites dans l'état de l'art de la déformation post-sismique prédites par les expériences de laboratoires, celles d'exemples de séismes mondiaux (voir [Chapitre 1](#)) et celles faites pour le séisme de Tohoku-Oki (voir [Chapitre 2](#)).

Dans le [Chapitre 5](#), je détermine la quantité de déplacement post-sismique sur différentes fenêtres temporelles au cours du premier de la déformation. J'inverse ces données afin d'estimer et de localiser le glissement post-sismique précoce le long de l'interface de subduction. Ces modèles sont comparés avec les modèles de glissements co-sismiques du *mainshock* et de l'*aftershock* d'Ibaraki-Oki. Je mets en perspectives mes observations spatiales avec celles faites dans l'analyse temporelle du [Chapitre 4](#) et celles faites dans la littérature sur le séisme de Tohoku-Oki (voir [Chapitre 2](#)).

Chapitre 4 : Modélisation de l'évolution temporelle de la phase post-sismique de Tohoku-Oki (2011)

Le traitement de données GPS cinématiques et statiques a permis l'exploration de la phase post-sismique (court à long-terme) du séisme de Tohoku-Oki. Les résultats présentés dans ce chapitre et dans le suivant font l'objet d'une publication en cours de soumission à JGR. La publication a été scindée en deux parties, les aspects temporelles sont présentés dans le Chapitre 4 et les aspects spatiaux dans le [Chapitre 5](#). Les sections sont étoffées par les suppléments de la publication.

En complément, le Chapitre 4 et contient également les résultats préliminaires sur la modélisation de la phase post-sismique du *foreshock* de Tohoku-Oki (voir [section 4.5](#)) et proposent une légère discussion sur la contribution du *foreshock* sur le déclenchement du séisme de Tohoku-Oki.

Transient Brittle Creep mechanism explains early postseismic phase of the megathrust Tohoku-Oki Earthquake (2011): Observations by high-rate GPS solutions

Axel Periollat*¹, Mathilde Radiguet¹, Jérôme Weiss¹, Cédric Twardzik²,
David Amitrano¹, Nathalie Cotte¹, Lou Marill¹ and Anne Socquet¹

¹ ISTerre - Université Grenoble Alpes - France

² EOST - Université de Strasbourg – France

4.1 Introduction

Following large earthquakes, the state of stress of the surrounding earth crust and mantle is modified, triggering aftershocks and various aseismic processes, in the so called postseismic phase. Aftershocks represent a small portion of the energy released in this postseismic phase, and aseismic processes, among which afterslip (transient frictional sliding on the fault), viscoelastic relaxation in the mantle, and/or poroelastic rebound are considered to dominate. These mechanisms involve different spatial and temporal scales, and it is not trivial to differentiate between them based on the deformation signal observed at the surface (Ingleby & Wright, 2017).

A detailed analysis of the temporal evolution of the deformation is necessary to identify the underlying mechanisms at play at both short (minutes to days) and long (years) timescales. The early stages of the postseismic phase, from a few minutes to a few hours after the mainshock, are characterized by high deformation rates. Analyzing the deformation in this early period can bring strong constraints on the postseismic behavior. Yet, the early postseismic deformation has been little studied, because high-rate time series of the surface deformation in the vicinity

of the rupture zone are not easily available and, when available, it is complex to detect signal at this early stage due to the larger noise level of the high-rate time series compared to traditional daily position time series (Twardzik et al., 2019).

The recent devastating megathrusts earthquake (Sumatra, Chile and Japan) have significantly increased our understanding of the postseismic phase. In particular, the M_w 9.0 Tohoku earthquake was recorded with unprecedented high resolution in space and time, and provides a unique opportunity to analyze the postseismic relaxation, including its early stage. For these large subduction earthquakes, afterslip and viscoelastic relaxation have been identified as the most important mechanisms (*e.g.* (Wang et al., 2012)) to explain the observed deformation. Instead, the contribution of the poroelastic rebound to the inland displacement was shown to be small for the Tohoku-Oki event (Hu et al., 2014).

Deciphering the contributions of afterslip and viscoelastic relaxation in the postseismic deformation signal, notably in the early stages remains a difficult problem. Postseismic models assuming an elastic earth (Ozawa et al., 2012) tend to substantially overestimate the amount of afterslip compared to viscoelastic models including a transient viscosity (Sun et al., 2014; Sun & Wang, 2015). Several studies considered that afterslip is the dominant mechanism at short time scales, from a few days to a few months after the mainshock (Hsu, 2006; Perfettini et al., 2010; Perfettini & Avouac, 2014), and it is generally modeled using the rate-and-state formalism, with afterslip occurring in a region with a velocity-strengthening friction regime. Within a steady-state approximation of the rate-and-state law (Dieterich, 1979; Marone et al., 1991), a logarithmic increase of slip with time is predicted from the rate-and-state formulation. This temporal evolution matches the aftershock decay rates, leading to the hypothesis that aftershocks are driven by afterslip (Perfettini & Avouac, 2004). However, the importance of viscoelastic relaxation in the first year of the deformation has been evidenced for the Tohoku-Oki earthquake by the landward motion recorded by offshore geodetic data, motion that can only be explained by viscoelastic deformation (Sun et al., 2014; Sun & Wang, 2015), and modeled using low transient viscosities in the mantle ($2.5 - 5.0 \times 10^{17}$ Pa.s).

Previous studies investigating the early postseismic phase (signal from the first minutes to few hours after the end of the coseismic rupture) of large earthquakes are still quite rare, and include the M_w 6.4 2004 Parkfield earthquake (Langbein, 2006), the M_w 8.1 2003 Tokachi-Oki

earthquake (Fukuda et al., 2009, 2013; Miyazaki & Larson, 2008), the M_w 7.2 2012 Nicoya earthquake (Malservisi et al., 2015), and more recently the M_w 7.8 2016 Pedernales earthquake (Tsang et al., 2019), the M_w 8.3 Illapel earthquake (Twardzik et al., 2021) and a compilation of studies including 4 megathrusts in South America (Twardzik et al., 2019). All these studies reveal the importance of early postseismic deformation, and the fact that measurements made using daily GNSS solutions can lead to a significant overestimation of the coseismic offsets. Concerning the mechanisms involved at this early stage, Langbein, (2006) and Morikami & Mitsui, (2020) show that the GPS data starting from a few minutes after the mainshock are adequately fitted by an « Omori-like » evolution of the velocity, *i.e.* $v \sim 1 / t^p$ and $p < 1$. Fukuda et al., (2009) suggested that the Tokachi-Oki relaxation follows the prediction from the full rate-and-state formulation, including the acceleration phase (Perfettini & Ampuero, 2008). However, an alternative explanation for this apparent acceleration is the perturbation due to an early aftershock (Miyazaki & Larson, 2008).

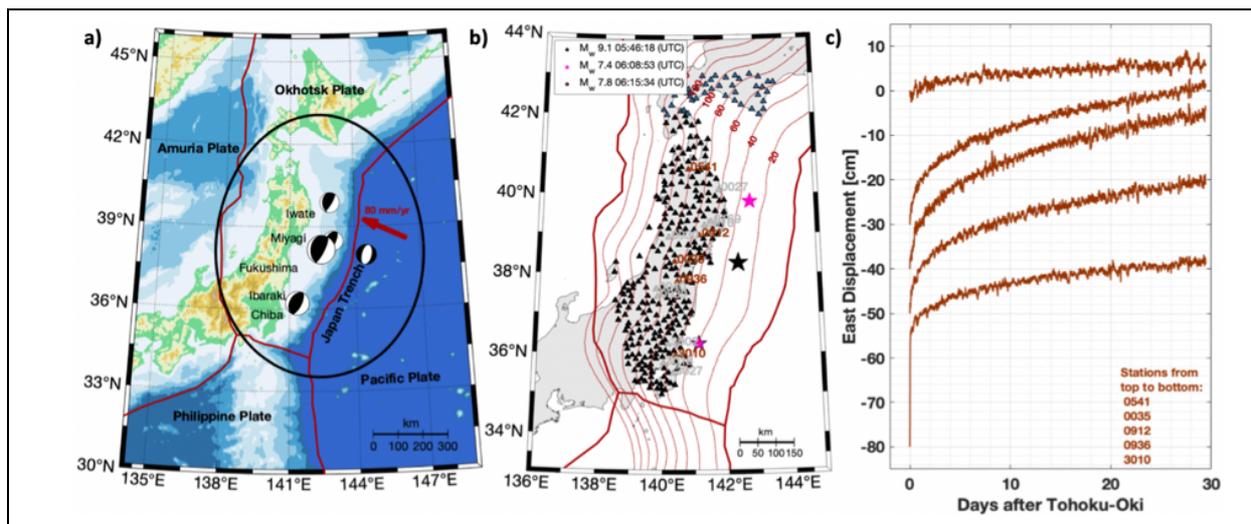


Figure 4.1: Maps of the Japan Area and examples of GPS kinematic time series. **a.** Plate boundaries are illustrated in red, the associated Pacific interseismic loading (~ 80 mm/yr) is represented with the red arrow. Significant earthquake focal mechanisms (F-net catalogue) sorted by size (foreshock, mainshock, largest aftershocks). Stations used for this study are chosen with a mainshock epicenter distance criterion represented by the black circle. **b.** Black triangles are stations used for this study, brown triangles illustrated stations shown on [figure 4.1c](#), grey triangles are stations represented stations shown on [figure 4.2](#), [figure 4.4](#), [figure 4.6](#) and [figure 4.7](#) and blue triangles are stations used to build the stack for the common modes correction. Earthquakes recorded by our kinematic data are mainshock (black star), Ibaraki-Oki

and largest north aftershock (magenta star). Plates boundaries (red lines) and isodepth of the fault are given (red thinny lines). **c.** Postseismic signal from five different stations (shown on [figure 4.1.b](#)) on East component after the kinematic processing and post-processing phases applied (Sidereal Filtering and Removing Common Modes).

We take advantage of the dense inland GPS network in Japan to investigate the postseismic deformation mechanisms after the great Tohoku-Oki earthquake which occurred on March 11, 2011 at 05:46:24 (UTC) near the northeast coast of Honshu. This earthquake has been widely recorded with various datasets, such as inland seismic and/or geodetic data, seafloor geodetic observations and tsunami data. Previous studies of the coseismic phase feature a ~400 km (along strike) by ~150 km (along dip) slipping area, with a maximum slip that sometimes exceeds 50 meters at shallow depth close to the trench (see for a review (Lay, 2018; Tajima et al., 2013; Wang et al., 2018)). Previous works have been done on the postseismic phase of the Tohoku-Oki earthquake. Some only considered afterslip (Ozawa et al., 2012; Perfettini & Avouac, 2014) and revealed a large afterslip patch downdip from the coseismic slip and possibly shallow afterslip (Perfettini & Avouac, 2014). Others also take into account the contribution from viscoelastic deformation (Sun et al., 2014; Sun & Wang, 2015). Two studies analyzed the early postseismic phase of the Tohoku-Oki earthquake Munekane, (2012), and Morikami & Mitsui, (2020). They use high-rate kinematic GPS data and reveal information about the kinematics of the postseismic phase, but without providing details on the possible mechanisms. In this study, we want to explore further the postseismic phase of the Tohoku-Oki earthquake, more specifically at its early stages, and provide a mechanical interpretation of the observed evolution of the deformation.

In this study, we characterize the temporal evolution of the postseismic deformation from minutes to years after the Tohoku-Oki event, combining 30-seconds kinematic GPS data for the early stages (from 10 minutes to 1 month) after the coseismic rupture and daily solutions for longer time scales (from 1 month to ~9 years). Then, we use simple analytical models to explain the temporal evolution of our data with the goal to constrain the mechanisms and the rheology of this postseismic phase. Following Montési, (2004), we associate each temporal evolution with a given rheological model (afterslip, viscoelastic relaxation). Despite its simplicity, our approach aims at discussing the mechanisms at stake, and thus goes further than

curve fitting approaches (Sobrero et al., 2020; Tobita, 2016) which only focus on finding the set of functions minimizing the residuals.

We model the observed postseismic surface displacement on the basis of different rheological models. We show that afterslip with an “Omori-like” evolution of velocity and an exponent of $p < 1$ best fits our early postseismic data. We check how the model explains the observation at larger time-scales (~ 9 years) and we show that we should combine afterslip and viscoelastic relaxation. We discuss the physical meaning of the exponential decay and its implications for the fault rheology. We also discuss the observed results, in particular the significance of the exponent $p < 1$ found in our temporal evolution, in the light of results coming from numerical simulations.

4.2 Modeling Postseismic Temporal Evolution

The *GPS Earth Observation Network* (GEONET) network in Japan consists of around 1200 permanent GPS stations. In this study, we selected the 318 stations within a distance of 500 km from the Tohoku-Oki epicenter, which correspond to the stations that recorded the Tohoku-Oki mainshock, its main aftershocks (see [figure 4.1a-b](#)) and the postseismic signal (Nishimura et al., 2011).

To summarize, our dataset consists of 30-s kinematic time series starting from 10 minutes after the earthquake origin time t_* ($t_0^* : 05:56:00$ UTC, see definition in [section 3.3.2.2](#)) and up to 1 month after Tohoku-Oki, which we complete with daily solutions up to ~ 9 years after the mainshock. Among the 318 stations processed, five examples of final kinematic position time series are shown on [figure 4.1.c](#), with their locations indicated as brown triangles on [figure 4.1.b](#). For all the data (kinematic and daily static processing), we detrend the time series by removing the interseismic velocity (see [figure 3.18](#)), in order to focus on the postseismic signal only. The interseismic trend was estimated using a trajectory model (Marill et al., 2021), over a two years period (2009-2011) prior the earthquake.

Even if we start 10 minutes after the earthquake origin time, we were able to capture the coseismic displacements of two large aftershocks. The first aftershock is a M_w 7.4 (06:08:53 UTC) located north of the mainshock, and we find some sites along the Iwate- Miyagi coast showing a coseismic displacement of a few centimeters (see [figure 3.17](#) in [section 3.4.2](#)). The second is the M_w 7.7 Ibaraki-Oki (06:15:34 UTC) earthquake, south of the mainshock ([figure 4.1a-b](#)). Stations near the largest aftershock's location, as station 3010 on the [figure 4.1c](#), show a well detected coseismic offset, partially smoothed by the Kalman Filter during the GNSS processing. We estimate the offsets due to the aftershocks using a time window from 9 to 27 minutes after t_* which allows to account for the smoothed offsets, while limiting the amount of postseismic (very early afterslip signal during 18-minutes duration of aftershocks estimation). This estimated coseismic offset is then removed from the postseismic time series which we analyze.

To model the postseismic temporal evolution, we firstly explore the characteristics of the temporal evolution of the surface displacements during the early stage of the postseismic phase, defined as the first month following the Tohoku-Oki earthquake. Then, using our daily solutions, we extended this analysis to a longer timescale of ~ 9 years.

4.2.1 Early Postseismic Deformation

In what follows, we consider that the stresses resulting from the coseismic rupture induce a postseismic relaxation accommodated by viscoelasticity in the mantle, afterslip, or a combination of both. Coupling this with an elastic crust from a simple conceptual model (Rice & Tse, 1986) gives rise to different expressions for the time evolution of surface velocities and displacements. These expressions are then compared to our GPS time series to discuss the underlying mechanisms at play.

Using non-linear least-squares inversion, we compute parameters and uncertainties of the different models on surface displacement time series. We invert parameters for the East and North component to adjust postseismic kinematic position time series. Results obtained on East and North components are consistent but we choose to represent only results obtained on the East component which has the largest deformation amplitude, due to the mainshock location and the thrust faulting mechanism. [Figure 4.2](#) shows the East component from surface displacements of GPS stations located near Tohoku-Oki ([figure 4.2.a-c](#)), in the center of Japan

(figure 4.2.d-f) and close to the Ibaraki coast (figure 4.2.g-i). The location of these stations is given on figure 4.1.b (grey triangles). The data gap between 9 and 27 minutes after t_0^* results from the coseismic correction for the two largest aftershocks recorded.

Hereafter, the different possible mechanisms of postseismic deformation and the associated models are described, with the related data fitting description (see in figure 4.2).

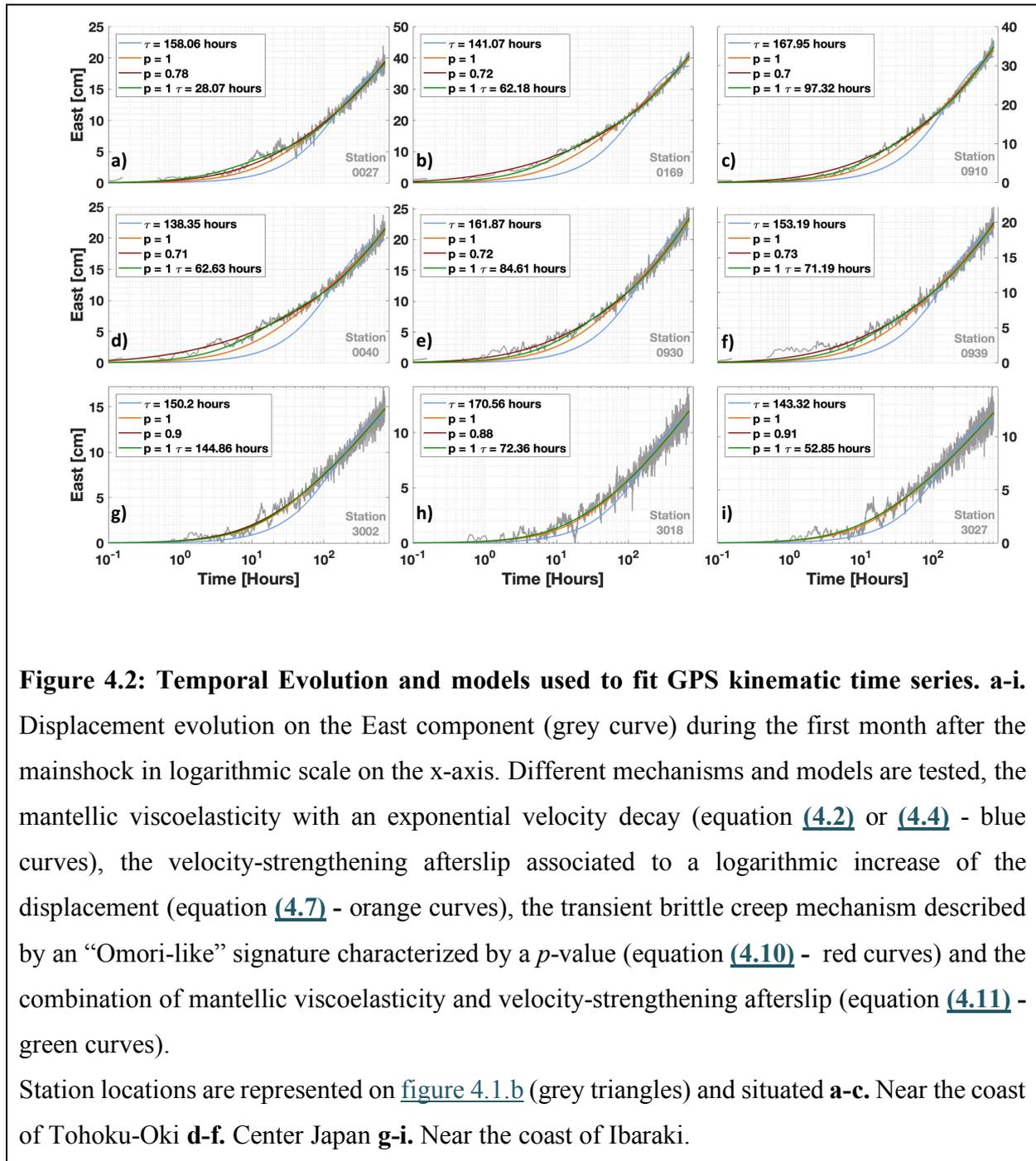


Figure 4.2: Temporal Evolution and models used to fit GPS kinematic time series. a-i. Displacement evolution on the East component (grey curve) during the first month after the mainshock in logarithmic scale on the x-axis. Different mechanisms and models are tested, the mantellic viscoelasticity with an exponential velocity decay (equation (4.2) or (4.4) - blue curves), the velocity-strengthening afterslip associated to a logarithmic increase of the displacement (equation (4.7) - orange curves), the transient brittle creep mechanism described by an “Omori-like” signature characterized by a p -value (equation (4.10) - red curves) and the combination of mantellic viscoelasticity and velocity-strengthening afterslip (equation (4.11) - green curves).

Station locations are represented on figure 4.1.b (grey triangles) and situated **a-c**. Near the coast of Tohoku-Oki **d-f**. Center Japan **g-i**. Near the coast of Ibaraki.

4.2.1.1 Viscoelastic Relaxation

The first mechanism considered for the postseismic deformation is related to the viscoelasticity of the mantle, which is commonly modeled from a Burgers rheology represented by a combination of a Maxwell fluid of viscosity η_M and shear modulus G_M , and a Kelvin solid of viscosity of η_K and shear modulus G_K (Sun et al., 2014; Sun & Wang, 2015a; Wang et al., 2012). From that, we can define the Kelvin, $\tau_K = \frac{\eta_K}{G_K}$ and Maxwell $\tau_M = \frac{\eta_M}{G_M}$ characteristic timescales with $\tau_K \ll \tau_M$. Consequently, the transient Kelvin component of the rheology is considered to be predominant at short timescales, while the Maxwell component dominates at long timescales. Thus, in an early postseismic regime, a viscoelastic mantle submitted to a constant stress σ should give rise to a velocity $v(t)$ of the form:

$$v(t) = v_0 e^{-\frac{t}{\tau_K}} \quad (4.1),$$

with the initial postseismic velocity $v_0 = v(t = 0)$. Consequently, the surface displacement $u(t)$ is given by the relation:

$$u(t) = v_0 \tau_K (1 - e^{-\frac{t}{\tau_K}}) \quad (4.2).$$

A best-fitting attempt of our GPS kinematic time series with expression (4.2), with τ_K and the prefactor v_0 as adjustable parameters, clearly fails to reproduce the observations (blue curves on figure 4.2). At longer timescales, the Maxwell component would add, under a constant stress, a constant velocity term proportional to η_M , *i.e.* a linearly increasing displacement, which is not observed in our data. However, in this case, a Newtonian flow of the mantle would relax the stress induced by the coseismic rupture, leading to a feedback loop between a decreasing stress and a stress-dependent rheology. To take this into account, following many others (Helmstetter & Shaw, 2009; C. J. Marone et al., 1991; Montési, 2004), we can write:

$$\frac{d\sigma}{dt} = -k(v_i - v(t)) \quad (4.3),$$

where v_i is the interseismic velocity resulting from tectonic loading and k a stiffness parameter representing the elastic stiffness of the lithosphere. This interseismic velocity (\sim cm/years) is negligible compared to our recorded early postseismic velocities (\sim cm/hour to cm/day), and can be neglected here since the time series have been corrected from the interseismic trend (see

[figure 3.18](#)). As Montési, (2004) mentioned, coupling expression [\(4.3\)](#) with a Newtonian creep (*i.e.* $v \sim \sigma$) within a layer of thickness H predicts an exponential decay of the velocity that mimics equation [\(4.1\)](#), hence leading to an expression similar to [\(4.2\)](#) for the displacement as,

$$u(t) = v_0 \tau_* (1 - e^{-\frac{t}{\tau_*}}) \quad (4.4),$$

with a characteristic timescale $\tau_* = kH\eta_M$ (Montési, 2004). Note that although expressions [\(4.2\)](#) and [\(4.4\)](#) are similar, they correspond to different physical mechanisms.

As detailed below, early (\sim month) Tohoku-Oki postseismic deformation is characterized by an absence of characteristic timescale, in qualitative agreement with previous observations for other earthquakes (Savage et al., 2005). This rule out a predominant role of viscoelastic relaxation of the mantle during the early stage of the postseismic phase. We will discuss in more details below its possible role at longer timescales (\sim years).

4.2.1.2 Velocity-Strengthening Afterslip

We now consider that the elastic stresses induced by the coseismic rupture are relaxed through afterslip along a “creeping” section of the fault. Following many others (C. J. Marone et al., 1991; Perfettini & Ampuero, 2008), we first assume a velocity-strengthening rate-and-state rheology for this creeping region. Assuming further a rapid evolution of the state variable, the steady-state regime of this rheology is given by:

$$v = v_* e^{\frac{\sigma - \sigma_*}{(a-b)\sigma_n}} \quad (4.5),$$

where σ_n is the normal stress, σ_* is the stress supported by the fault for a reference velocity v_* while a and b are the classical rate-and-state parameters. Coupling this rheology with relation [\(4.3\)](#) and a negligible interseismic loading rate ($v_i \ll v$) leads to a velocity history of the form Montési, (2004), (see the conceptual model on [figure 4.3](#)):

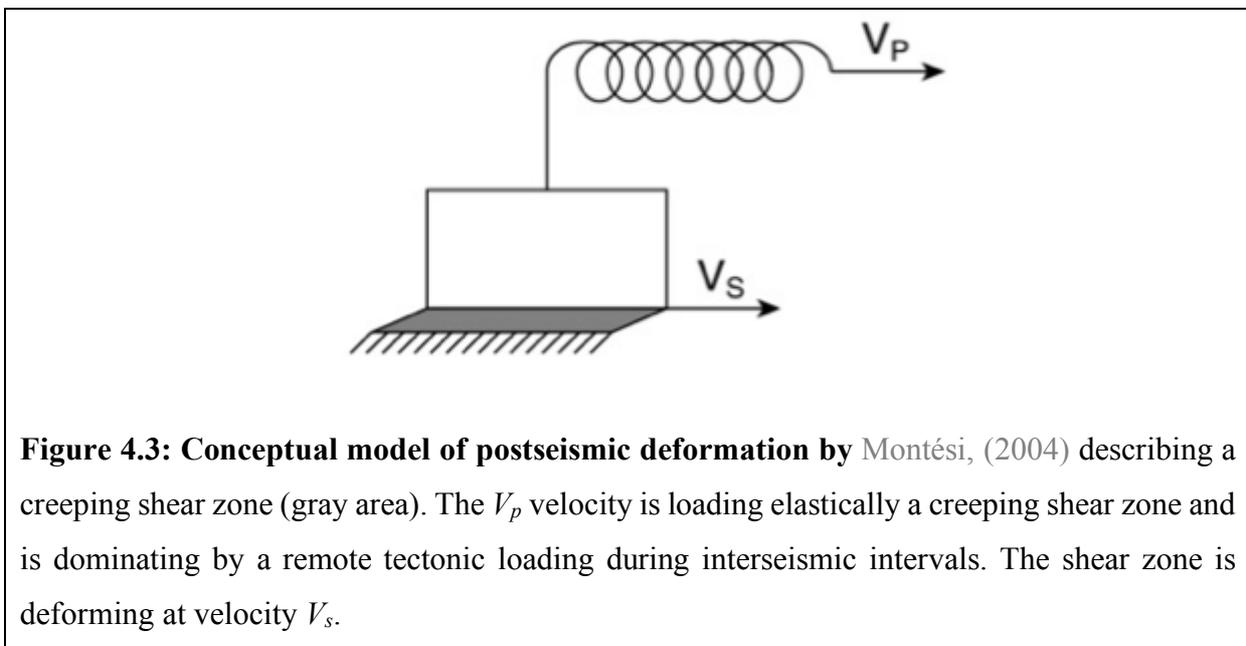
$$v(t) = v_0 \frac{c}{t+c} \quad (4.6),$$

with c a time constant depending on the rate-and-state parameters and the stiffness k . This then leads to a logarithmic increase of the displacement:

$$u(t) = cv_0 \ln \left(1 + \frac{t}{c} \right) \quad (4.7).$$

Note that, in these expressions, c does not represent a characteristic *time-decay* for the velocity (as τ_K in (4.1)), but a small *time-delay* before it transitions towards a power law decrease of v while avoiding a singularity at $t \rightarrow 0$.

Expression (4.7), with c and v_0 as adjustable parameters, fits our GPS kinematic time series much better than expression (4.2) (orange curves on figure 4.2). Still, it is shown on figure 4.4 that the corresponding residuals are significantly larger than the RMS of the signal for a majority of the analyzed GPS stations, especially for the first ~forty hours of the signal. This suggests that a velocity-strengthening rate-and-state rheology at steady-state improperly models our observations. Nevertheless, we find a small region close to the Ibaraki-Oki aftershock location where the velocity-strengthening afterslip model seems to properly explain the surface displacement evolution (figure 4.2 and figure 4.4.g-i).



The fact that the model fails to fit the very early stage (*i.e.* the first ~40 hours) could be explained by the fact that, at short timescales, the steady-state approximation of the rate-and-state formulation is incorrect (Helmstetter & Shaw, 2009). Releasing this approximation, Perfettini & Ampuero (2008) performed a numerical analysis of the dynamics of a velocity-strengthening fault patch following a stress perturbation, and revealed a brief transient acceleration that we do not detect in our data, followed by a very fast velocity decrease before reaching a $1/t$ decay reminiscent of expression (4.6). This is also not compatible with our kinematic GPS observations that show instead a velocity decay slower than $1/t$ from the onset of postseismic deformation (see below).

4.2.1.3 Transient Brittle Creep

To explain the temporal evolution of postseismic surface displacements, some authors have invoked a transient creep mechanism within an unruptured section of the fault and its surroundings (Savage et al., 2005; Savage, 2007). Under constant stress, most of the materials exhibit initially a transient (primary) creep regime characterized by a decreasing strain-rate, before reaching a secondary creep regime of constant strain-rate. It has been observed empirically for a long time, including for rocks (Griggs, 1939) that this primary creep can be associated, depending on the material and the loading conditions, to a logarithmic increase of the strain, corresponding to a $1/t$ decay for the strain-rate.

In our case, this would translate into expressions similar to equations (4.6) and (4.7) for surface velocities and displacements. Note however that the physical interpretation of such transient creep within a gouge and/or a damaged material surrounding the fault is different from a rate-and-state interfacial rheology discussed in the previous section.

Scholz, (1968), inspired by previous works on metals (Cottrell, 1952), proposed to explain this so-called transient logarithmic creep of rocks from the cumulative effect of numerous stress- and thermally-activated fracturing and local faulting events. We will come back later to the underlying hypotheses of Scholz's modelling.

Here we just note that this mechanism seems inconsistent with our early postseismic data, as we already stressed that equation (4.7) doesn't adequately fit our GPS kinematic position time series. However, such logarithmic creep appears as a special case rather than a common rule. Indeed, a more generic empirical expression of transient creep strain-rate $\dot{\epsilon}$, including for rocks (Carter & Kirby, 1978) is:

$$\dot{\epsilon} = A\sigma^n \left(\frac{c}{t+c}\right)^{-p} \exp\left(\frac{-E}{k_B T}\right) \quad (4.8),$$

where $p \leq 1$, n generally lies in the range $2 \leq n \leq 4$ for rocks, A is a material constant, and the exponential term accounts for thermal activation characterized by E the activation energy (J),

k_B the Boltzmann constant (J K^{-1}) and T the temperature (K). In this framework, logarithmic creep corresponds to the end member where $p = 1$.

Historically, Andrade, (1910) was the first to report such power law decay of the strain-rate with p -values lower than 1 for metal wires with $p \approx 2/3$, which was later called Andrade's creep law. Translating this in terms of postseismic velocities,

$$v(t) = v_0(\sigma) \left(\frac{c}{t+c}\right)^{-p} \quad (4.9a),$$

with the stress dependence as,

$$v_0(\sigma) = A\sigma^n \quad (4.9b).$$

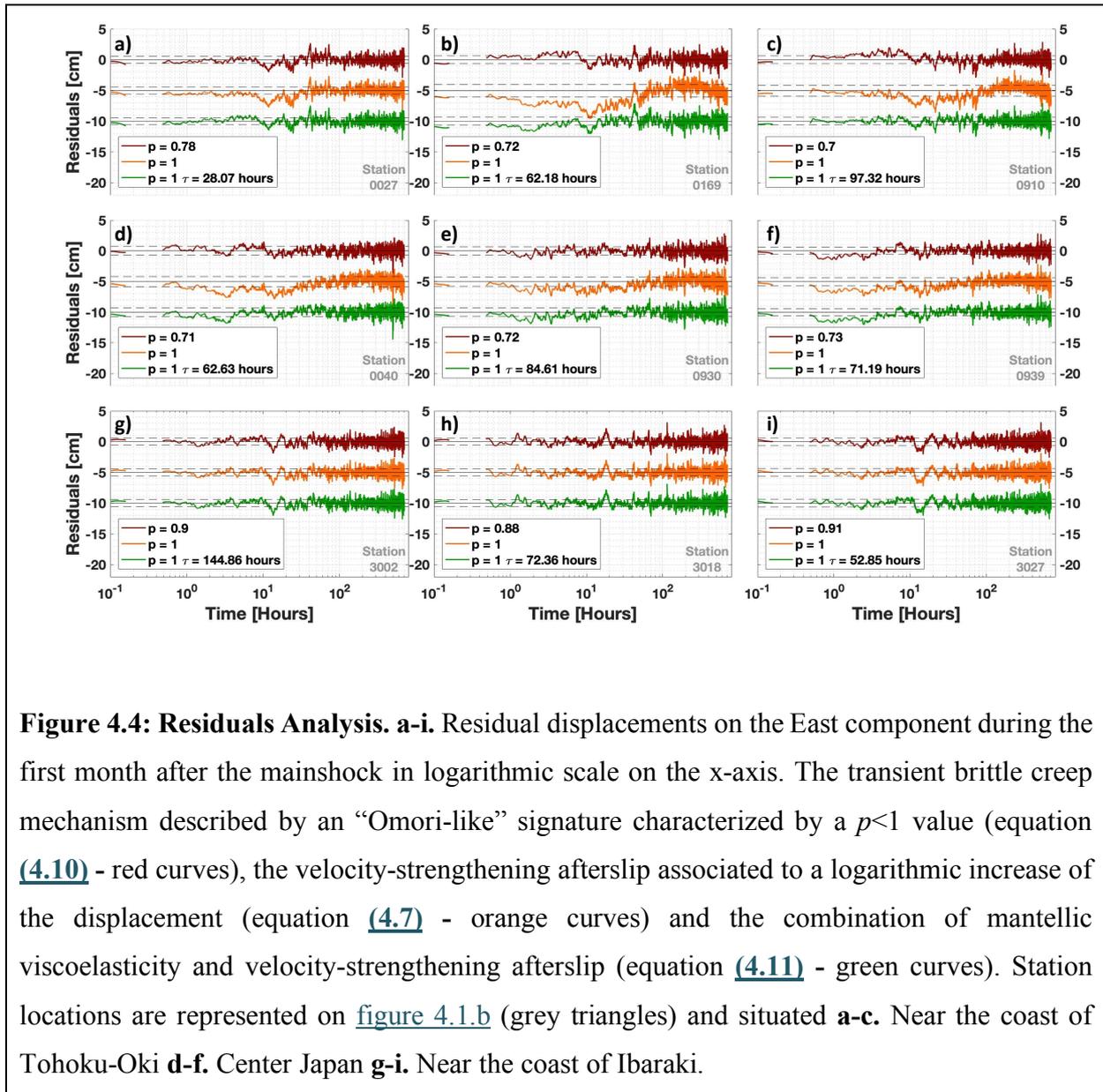
It leads to the following expression for the displacement:

$$u(t) = \frac{v_0 c}{1-p} \left[\left(1 + \frac{t}{c}\right)^{1-p} - 1 \right] \quad (4.10).$$

We fit our GPS kinematic time series with this last expression, with c , p and v_0 as adjustable parameters, and found on [figure 4.2](#) an excellent agreement with our data (red curves), including for the first ~forty hours of the deformation signal. The corresponding residuals shown on [figure 4.4](#) (red curves) are almost flat and remain within the confidence interval determined by the signal RMS. We created a catalog of parameters obtained from the non-linear least square inversion. We used the parameter uncertainties to remove from the catalog stations with a poor signal to noise ratio (far from the Tohoku-Oki earthquake) or stations with too many data missing, leaving 203 stations with a reliable estimate of p .

[Figure 4.5a-b](#) shows the spatial pattern of the p exponent with its statistical distribution on. These figures indicate that most of p exponents are centered around 0.75. An exception is a small region close to the location of the Ibaraki-Oki aftershock location where p -values closer to 1 are observed. This observation is consistent with that made by Morikami & Mitsui, (2020) who fitted velocities instead of displacements (with expression [\(4.9a\)](#)). Our results, obtained directly from the fit of the displacement time series, are more robust, as they do not depend on the time-binning chosen to estimate velocities. The vast majority of the delay times c is of the order of a few hours, without a clear spatial pattern or distribution, see on [figure 4.5c-d](#). [Figure 4.5e](#) indicates that the initial velocity v_0 is higher on the Iwate-Miyagi coast ($\sim 4\text{-}5$ cm/hr), and lower far from mainshock influence ($\sim < 1$ cm/hr), consistently with a reduced influence of the coseismic stress perturbation. Stations along the Ibaraki coast are also associated to relatively

large initial velocities ($\sim < 3 \text{ cm/hr}$). Interestingly, p -values obtained for most of the stations are relatively close to the classical Andrade's exponent $p = 2/3$. Overall, these results suggest that early postseismic deformation following the Tohoku-Oki earthquake could be explained by “afterslip” associated to a transient brittle creep mechanism within the gouge and the surrounding material. We will discuss in more details below the physical interpretation of this transient creep, in particular the signification of the p -value exponent.



In what precedes, we only considered a transient creep rheology under constant stress, *i.e.* without considering the stress relaxation induces by the deformation. If we now account for stress relaxation, by coupling this creep rheology (equations (4.9a) and (4.9b)) with expression

(4.3), it can be shown that the resulting velocity history is unchanged at small timescales ($t \rightarrow 0$) whatever the p -value (expression (4.9a)), while at large time scales ($t \rightarrow \infty$), an apparent $1/t$ decay (*i.e.* $p = 1$) is obtained. In particular, the logarithmic creep behavior (corresponding to equations (4.6) and (4.7)) remains phenomenologically unchanged. In other words, a $p < 1$ value cannot be explained by stress relaxation, whose sole effect is to reinforce the velocity decay, *i.e.* to increase the apparent p -value. In our case, this suggests that the postseismic deformation during the first month after the coseismic rupture only marginally relaxed the induced stresses.

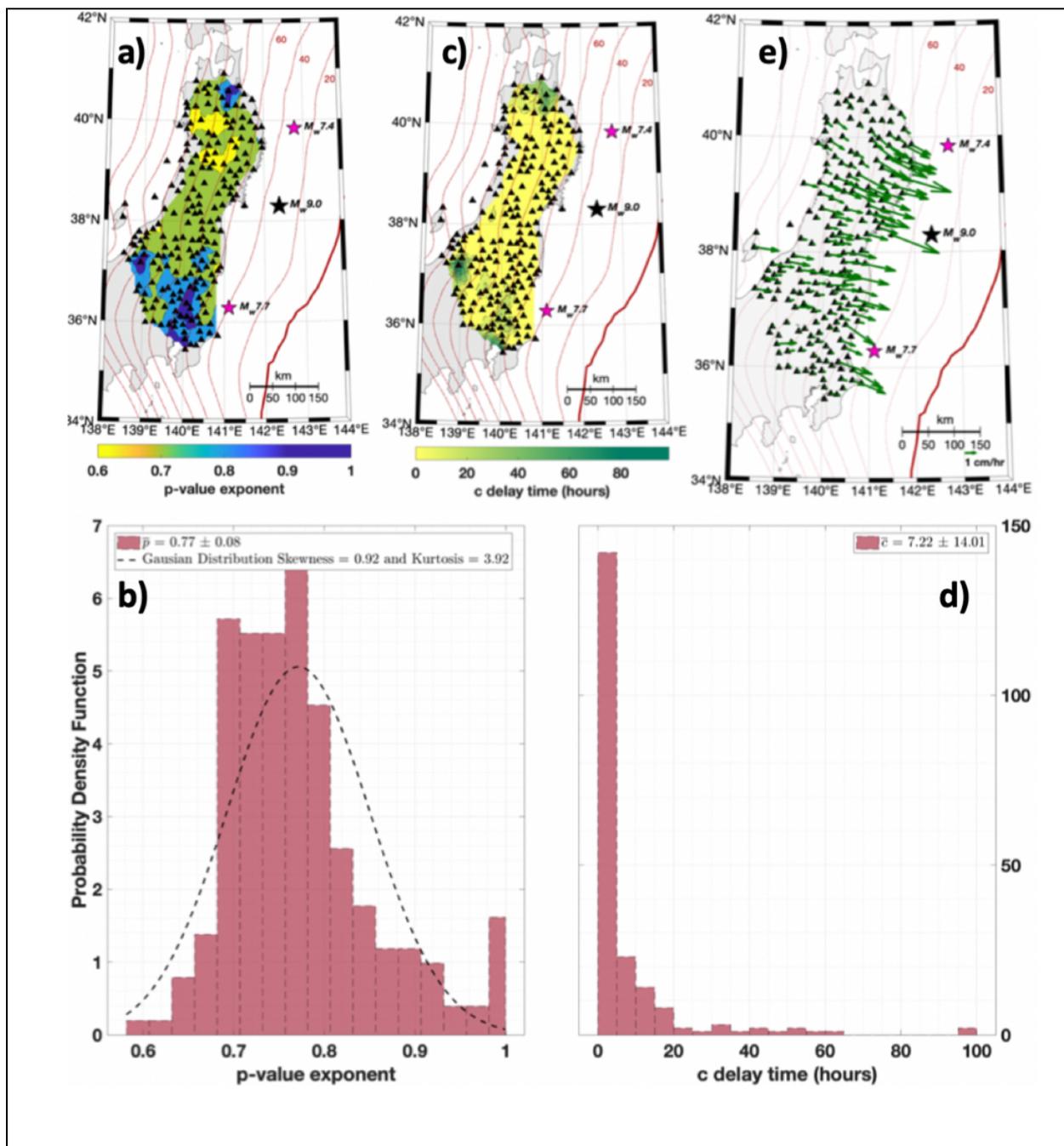


Figure 4.5: Parameters and Statistics obtained on 203 stations successfully inverted for Time Series up to 1 month: p -value exponents **a.** Interpolated map and **b.** Statistics and distribution. Time delay c in hours **c.** Interpolated map and **d.** Statistics. **e.** Map of horizontal initial velocity v_0 .

4.2.1.4 Combination of Viscoelastic Relaxation and Afterslip

To complete this analysis, we also considered a mixed model, combining a viscoelastic mechanism as described by equation (4.2) or (4.4) with afterslip along a “creeping” section of the fault associated to a logarithmic increase of the surface displacements (expression (4.7)). As we already described in the previous sections, this $1/t$ decay could be related to a velocity-strengthening rate-and-state rheology, (expressions (4.5), (4.6) and (4.7)) or to the cumulative effect of numerous stress and thermally-activated fracturing and faulting local events (equation (4.8) with the particular case $p = 1$),

$$u(t) = v_0 c \ln \left(1 + \frac{t}{c} \right) + v_1 \tau_K \left(1 - e^{-\frac{t}{\tau_K}} \right) \quad (4.11).$$

This last tested model (green curves on figure 4.2 and figure 4.4) is able to properly fit our GPS kinematic time series, including the first ~forty hours, better than the logarithmic model alone (equation (4.7)). The RMS computed on the residual’s analysis of equation (4.11) (see figure 4.4) is similar to the value obtained for the transient brittle creep equation (4.10).

However, we rejected this model for two reasons. First, the obtained relaxation times τ_K or τ_* ((4.2) or (4.4)) for this combined model are very short, of the order of a few days. Using a Young’s modulus of $G_K = 50$ GPa, this would imply Kelvin viscosities of the mantle η_K to be of the order of 10^{16} Pa.s, *i.e.* about 50 times smaller than commonly considered values (Wang et al., 2012). In addition, a conceptual model involving a single mechanism is always preferable to a more complex one combining different mechanisms.

4.2.2 Postseismic Deformation at larger time-scales

We have shown above that a transient brittle creep model with $p < 1$ fit very well our early postseismic data, from a few min to one month after the mainshock. The following question is to determine to what extent this model can adequately explain postseismic deformation over longer timescales. To check this, we used position time series combining our kinematic (30-s)

first-month time series with daily solutions extending up to ~ 9 years after the mainshock. At each station, the “Omori-like” signature (equation (4.10) for displacements) over this longer period shows a detectable deviation from our observations from ~ 100 days after the Tohoku-Oki earthquake (figure 4.6).

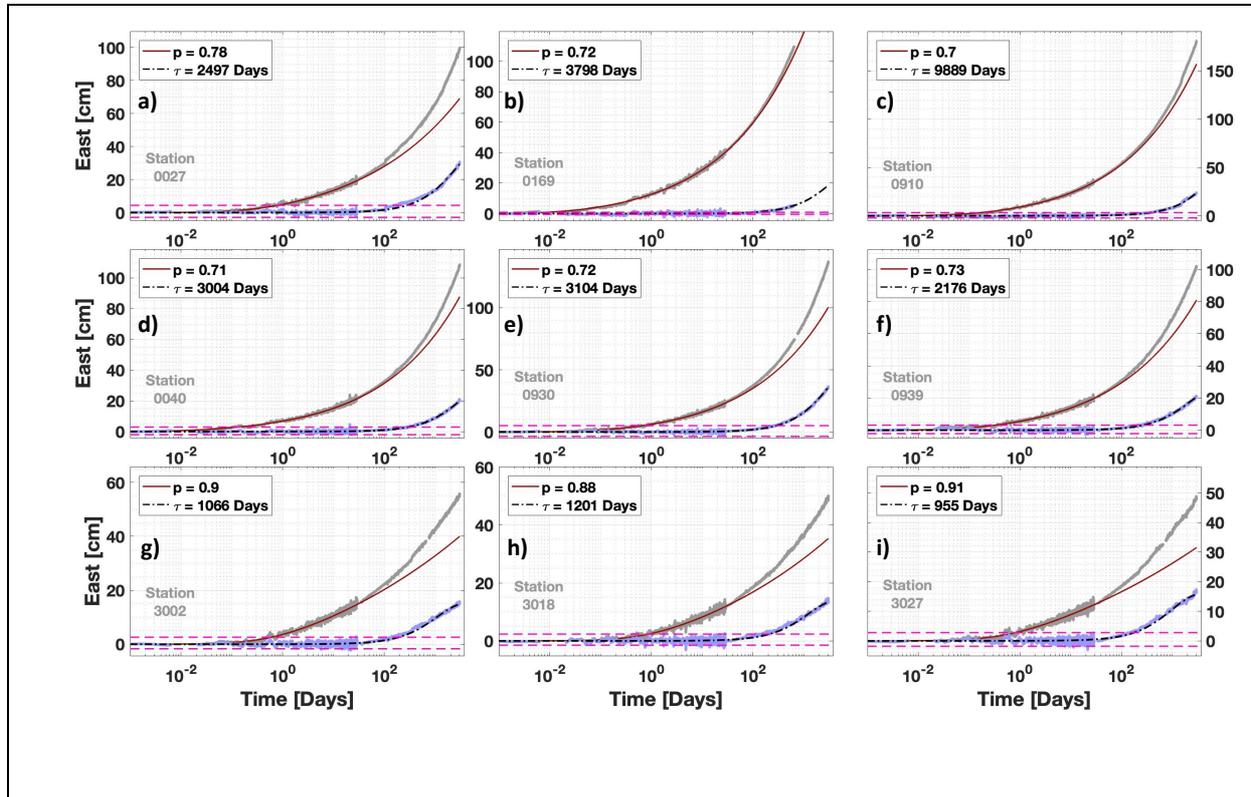


Figure 4.6: Residuals Analysis on the combination of GPS kinematic + static time series up to ~ 2020 . a-i. Displacement evolution on the East component (grey curve) during ~ 9 years after the mainshock in logarithmic scale on the x-axis. The p -value of the transient brittle creep (equation (4.10) - red curves) was estimated over the first month, and then longer time scales. The related residuals displacements are computed (blue curves). The black dashed-dotted curves correspond to (equation (4.2) or (4.4)). RMS of residual displacements is shown (magenta dotted lines). Station locations are represented on figure 4.1.b (grey triangles) and situated a-c. Near the coast of Tohoku-Oki d-f. Center Japan g-i. Near the coast of Ibaraki.

This indicates that a transient brittle creep mechanism along the fault cannot account alone for postseismic deformation at timescales from several months to several years. On figure 4.6, we show that an exponential (equation (4.4)) adequately fits the residuals of this transient creep model. This suggests a signature of a viscoelastic deformation of the mantle. Thus, we build a model that combine a transient brittle creep and a viscoelastic deformation of the mantle:

$$u(t) = \frac{v_0 c}{1-p} \left[\left(1 + \frac{t}{c}\right)^{1-p} - 1 \right] + v_1 \tau_* \left(1 - e^{-\frac{t}{\tau_*}}\right) \quad (4.12).$$

Figure 4.7 (black curves) shows how well this model (4.12) explains our data from 10 minutes after the mainshock up to several years after. Here v_0 , c and p have been obtained from our kinematic time series over the first month (see section 4.2.1.3), while v_1 and the characteristic time τ_* have been determined from a similar non-linear least square inversion method on the residuals shown on figure 4.6 (blue curves).

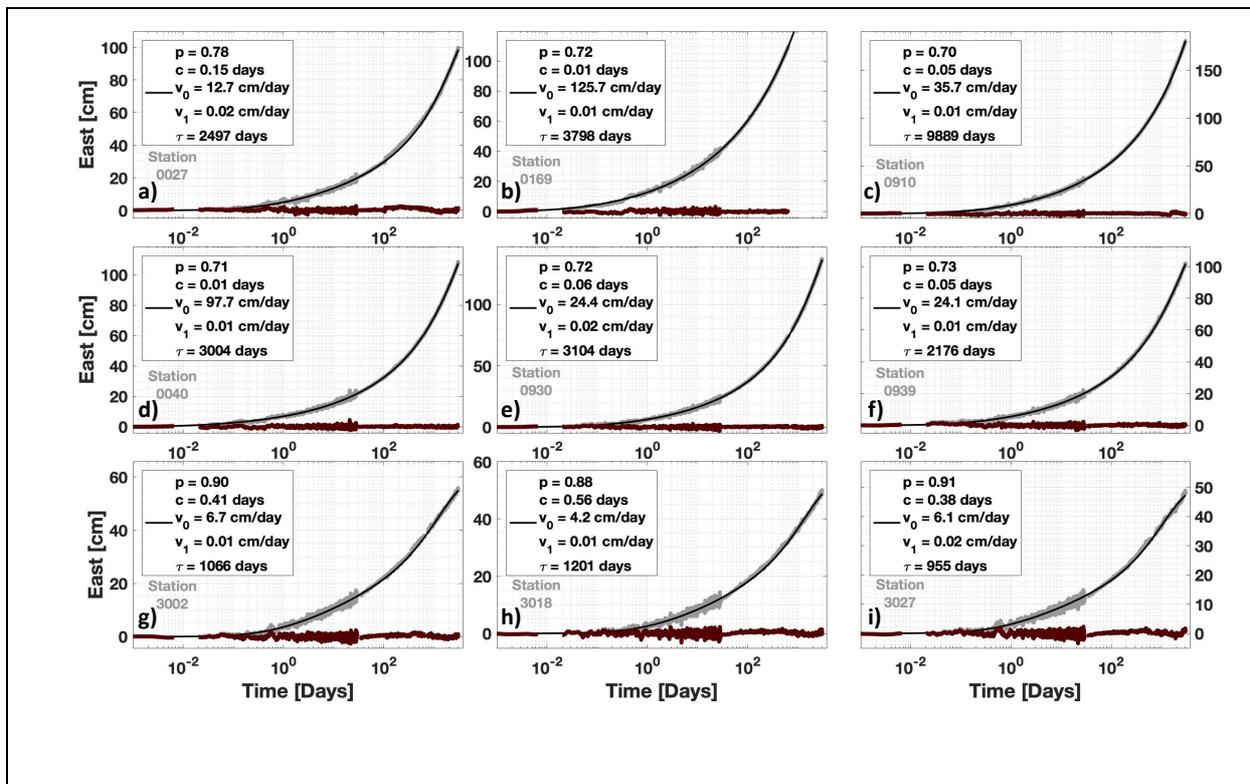


Figure 4.7: Temporal Evolution and models used to fit GPS kinematic + static time series up to ~2020. a-i. Displacement evolution on the East component (grey) during ~9 years after the mainshock in logarithmic scale on the x-axis. The transient brittle creep mechanism determined by a p -value is combined with a mantle viscoelastic mechanism (equation (4.2) or (4.4)) which the nature is debated in the discussion (black curves). Final residual displacements of complete model (4.12) (brown curves). Station locations are represented on figure 4.1.b (grey triangles) and situated **a-c.** Near the coast of Tohoku-Oki **d-f.** Center Japan **g-i.** Near the coast of Ibaraki.

We explored the spatial variations on the τ_* relaxation time and we observed a relaxation time around 7 years, and which seems to be larger near the Tohoku-Oki earthquake (see [figure 4.8](#)). We have also explored the spatial variations of v_1 and we find velocities v_1 of a few cm/year, which is orders of magnitude lower than the few cm/hr of the initial postseismic velocities v_0 obtained for the afterslip component (see [figure 4.8](#)).

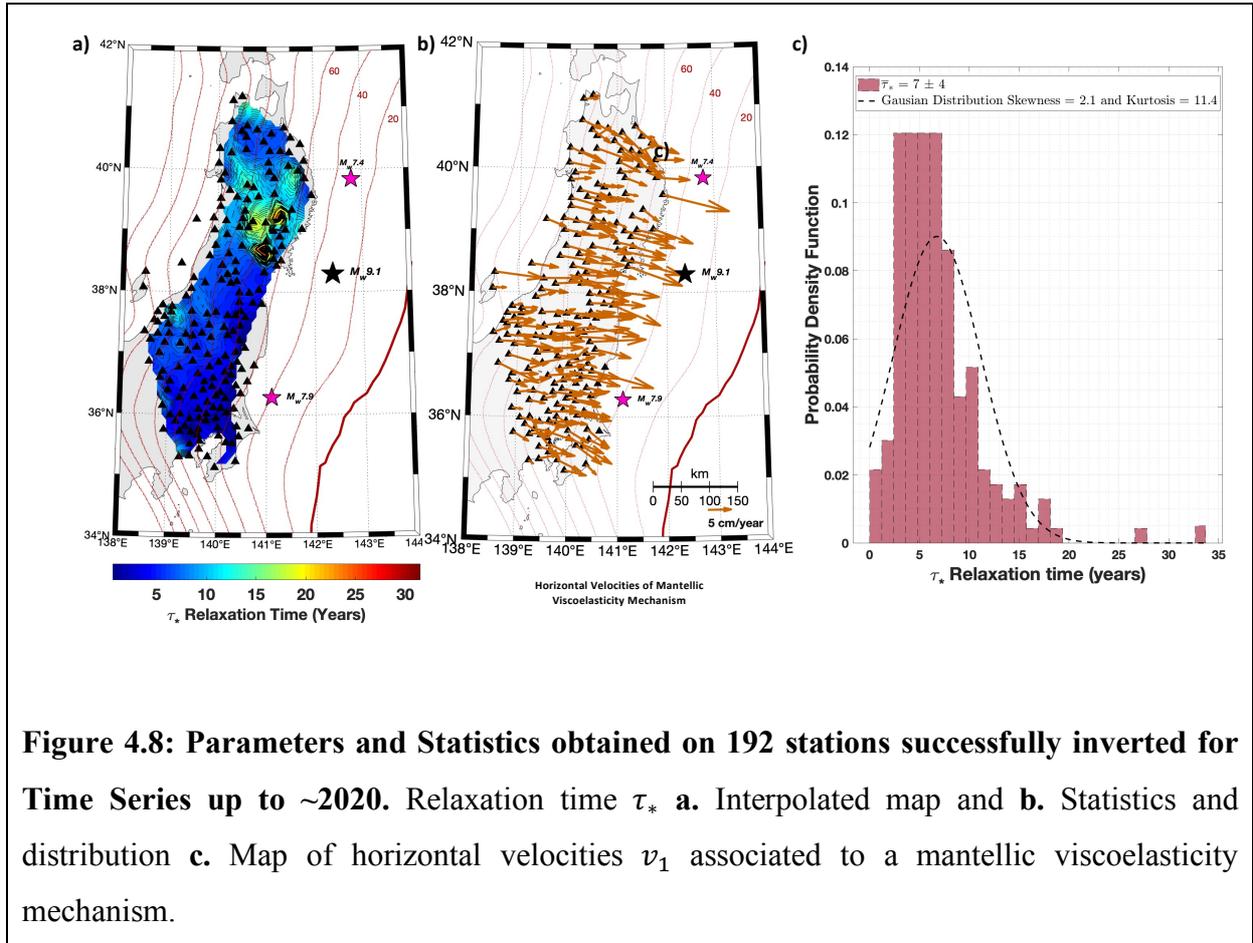


Figure 4.8: Parameters and Statistics obtained on 192 stations successfully inverted for Time Series up to ~2020. Relaxation time τ_* **a.** Interpolated map and **b.** Statistics and distribution **c.** Map of horizontal velocities v_1 associated to a mantellic viscoelasticity mechanism.

Considering a negligible stress relaxation and a shear modulus of $G_K = 50$ GPa, a characteristic timescale of ~ 7 years would yield a viscosity around 10^{19} Pa.s where the spatial variations of η_* are available on [figure 4.9](#). This is compatible with the values of the Maxwell viscosity reported in the literature (Sun et al., 2014).

To conclude on the temporal evolution of the postseismic surface displacements after the Tohoku-Oki earthquake, we observed that the kinematic position time series during the first month following the earthquake are well explained with a transient brittle creep model, with a p exponent of about 0.75 on most of the region and a p exponent closer to 1 on the south nearby

the Ibaraki-Oki aftershock. This temporal evolution differs from $1/t$ decay ($p = 1$) predicted by velocity-strengthening friction. Over longer time scales (several years), an additional mechanism, compatible with viscoelastic mantle relaxation has to be considered.

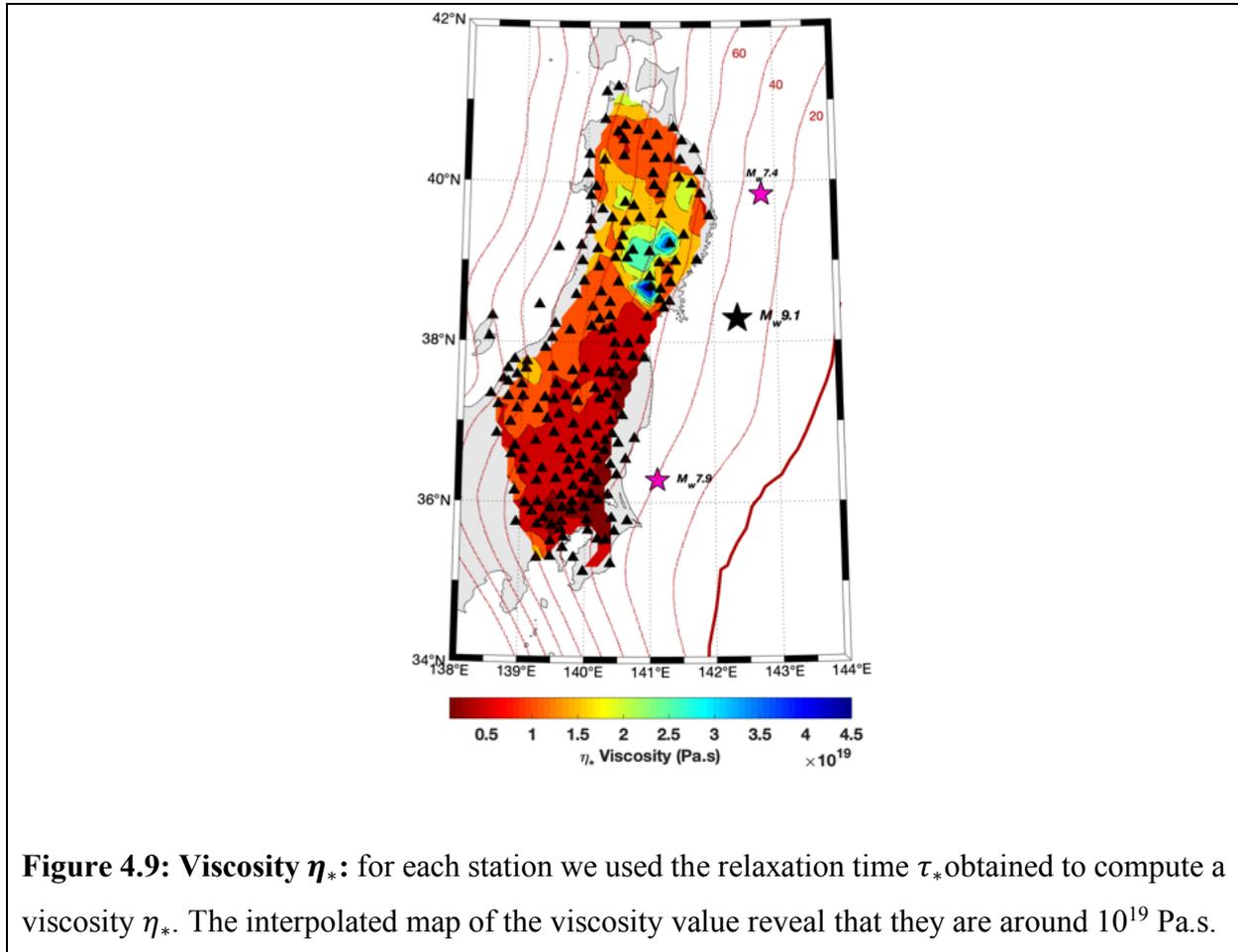


Figure 4.9: Viscosity η_* : for each station we used the relaxation time τ_* obtained to compute a viscosity η_* . The interpolated map of the viscosity value reveal that they are around 10^{19} Pa.s.

4.3 Discussion

The former observations of early postseismic deformation following large subduction earthquakes were limited by the low number of GPS time series (Twardzik et al., 2019). The Tohoku-Oki earthquake studied in this paper represents an opportunity to improve our understanding of such postseismic phase and to constrain its temporal evolution over a wide range of timescales (Malservisi et al., 2015), owing to the large aseismic displacement recorded and the dense network of GPS stations. We argued that our GPS time series, from the timescale of a few minutes to that of several years after the coseismic rupture can be explained by a

combination of afterslip, largely dominant at short timescales, and a viscoelastic relaxation process of the mantle at longer timescales. Hereafter we mainly discuss the nature of the afterslip mechanism, which dominates in the early postseismic stage with an “Omori-like” signature ([figure 4.2](#)). Its temporal evolution mostly depends on the p -value (equation [\(4.10\)](#)) which we found, consistently with (Morikami & Mitsui, 2020), significantly smaller than 1 except for a small region near the Ibaraki-Oki aftershock where the p -value is closer to 1 ([Figure 4.5a](#)). We have highlighted that this $p < 1$ value is incompatible with a classical velocity-strengthening regime of a rate-and-state rheology. Hereafter we propose a possible mechanism to explain p values lower than 1, which we attempt to validate using numerical simulations.

4.3.1 Velocity-Strengthening interfacial rheology versus Transient Brittle Creep

As we already mentioned above, the current interpretations of afterslip are either based on a velocity-strengthening regime of a rate-and-state rheology for a frictional interface (C. J. Marone et al., 1991; Perfettini & Ampuero, 2008; Perfettini & Avouac, 2004), or a transient creep mechanism (Savage, 2007; Savage et al., 2005). Although these two interpretations appear at first glance as being different in nature, they actually share some similarities in their underlying physics. Scholz modeled transient brittle creep as resulting from the cumulative effect of numerous stress- and thermally-activated fracturing events, Scholz, (1968) each of them inducing a small strain/slip increment, and predicted a logarithmic strain (or slip) of the type $\varepsilon(t) \sim \ln(1 + \frac{t}{\tau})$, corresponding to a strain-rate (or slip velocity) decaying in $1/t$ *i.e.* $p = 1$. In other words, this approach is unable to model the $p < 1$ values characterizing the early phase of afterslip for the Tohoku-Oki earthquake in most regions ([figure 4.2.a](#)).

However, Scholz’s model, reconsidered more recently by Savage and co-workers in the context of post-seismic deformation (Savage, 2007; Savage et al., 2005), is based on several strong simplifying assumptions:

- i) An exhaustion hypothesis, *i.e.* a local site/asperity cannot slip more than once
- ii) An absence of mechanical interactions between slip events

On the other hand, the rate-and-state rheology originates from an empirical formulation based on laboratory sliding-block experiments (Dieterich, 1979; C. Marone, 1998). (Baumberger et

al., 1999; Heslot et al., 1994) considered the role of thermal activation of local slip events to explain the velocity-strengthening regime of dynamic friction, as well as the aging of the interface under constant normal stress (the state effect). This suggests a similarity with brittle creep. However, much like in Scholz’s model of brittle creep, they neglected elastic interactions between microslip events.

As we will show in [section 4.3.2](#), these simplifying assumptions are unphysical, and their release allows modeling a transient creep with p -values lower than 1, as well as possible effect of temperature on the p -value.

4.3.2 Transient Brittle Creep as combination of thermally-activated processes and elastic stress transfers

To explore this, we used a progressive damage model, which takes into account elastic interactions, and implement thermal activation from a kinetic Monte-Carlo algorithm (Fichthorn & Weinberg, 1991). The athermal version of this damage model has been thoroughly detailed elsewhere (Amitrano et al., 1999; Girard et al., 2010), hence we will only recall its main characteristics here. In this 2D model (see [figure 4.10](#)) an elastic domain is discretized into $N = 960$ finite-elements, all with the same Young’s modulus E_0 .

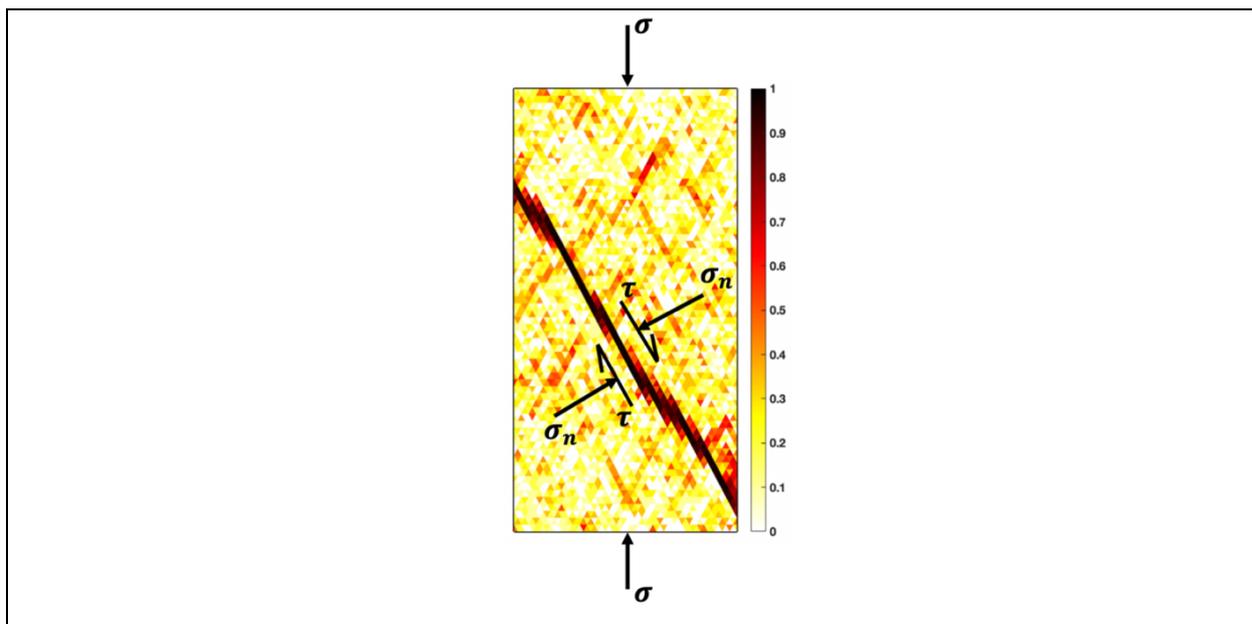


Figure 4.10: Progressive damage modelling of transient brittle creep. The elastic domain is discretized into 960-finite elements of initial equal Young's modulus E_0 but a variable cohesion.

Additional informations: The figure represents the damage field obtained at the end of the athermal pre-loading stage, with an incipient inclined fault. The color code is normalized such that the maximum damage values, *i.e.* the minimum elastic moduli, are shown in black along the fault. This faulted domain is then reloaded under a constant external uniaxial creep stress σ , with thermal activation switched on. This leads to a resolved shear stress τ along the fault plane and a normal stress σ_n .

Loading is applied on the boundaries of the domain. Initial disorder is introduced from a spatially variable cohesion drawn from a uniform distribution. At the element scale, damage of the material, *i.e.* a decrease of the modulus E by a factor $1-d$ (with $d=0.1$ for the simulations presented below), occurs whenever the local stress state reaches a Mohr-Coulomb's criterion (see [figure 4.11](#)).

This local softening generates a strain increment. After each damage event, the static equilibrium is re-calculated while the external loading is maintained constant, inducing a redistribution of elastic stresses within the domain, which can potentially trigger additional damage events, particularly in the vicinity of the former one (see details in [figure 4.11](#)).

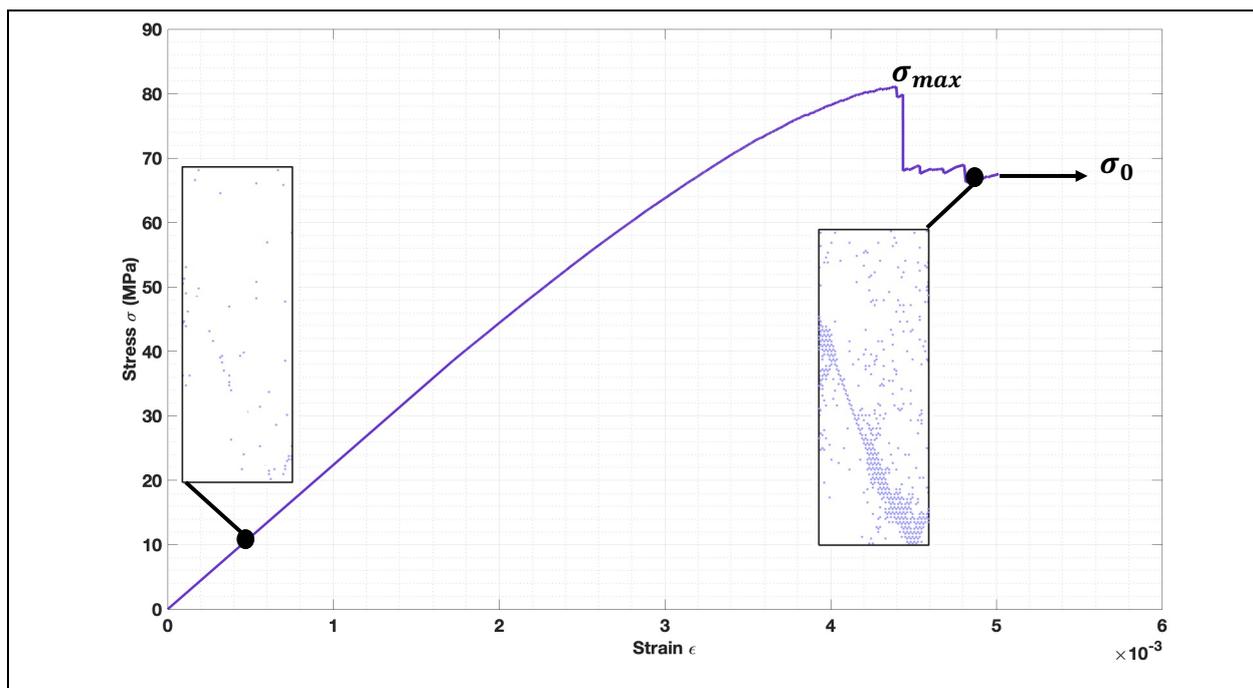


Figure 4.11: Typical Stress-Strain curve for the athermal pre-loading, and construction of the initial conditions. Snapshots represent a view of the damaged elements at the beginning of loading (no localization) and after the formation of an incipient fault.

Additional informations: Preliminary step is the external pre-loading applied until reaching the Mohr-Coulomb's criterion at stress σ_{max} which induced a stress drop. At the end of the preliminary step the model is unload. Then the Monte-Carlo algorithm is activated and the domain is loaded again under a constant macroscopic uniaxial compression stress (creep mode) at a certain % of the stress remaining after the stress drop σ_0 .

The numerical simulation was shown to successfully reproduce the main characteristics of rocks damage and Coulombic failure, such as the progressive localization of damage upon approaching a peak stress at which an incipient fault nucleates, or the impact of confining pressure and of the internal friction μ on the strength and on the sample mechanical behavior (ductile vs brittle) (Amitrano, 2003; Amitrano et al., 1999).

This way, our model physically considers elastic interactions between damage/strain events, *i.e.* releases the assumption (ii) of Scholz's model mentioned above. In addition, a given element can damage several times during the deformation, hence releasing the exhaustion assumption (point (i) above). Such cascades of events eventually explain damage and strain localization along a "fault". There is no explicit timescale in the athermal version of the model, which is therefore unable to simulate creep deformation under a constant external loading, (Amitrano & Helmstetter, 2006) introduced time-dependent damage within this framework from deterministic static fatigue laws at the element scale.

This allowed to successfully reproduce the phenomenology of creep of rocks, including the transition from stage I (a decelerating creep) to stage III (an accelerating creep) preceding failure.

We consider here a different approach based on a stochastic, physics-based modeling of thermal activation. In the athermal model, damage can only occur when the local stress state reaches the Mohr-Coulomb failure envelope. In this new version, at any time t a damage event can occur at element i with a probability:

$$P_i \sim \exp\left(\frac{-E_a^i}{k_B T}\right) \quad (4.13),$$

where $k_B=1.38 \cdot 10^{-23} \text{ J.K}^{-1}$ is the Boltzmann constant, T the temperature, and E_a^i an activation energy of damage for the element i , in J. A natural choice for this activation energy is (Castellanos & Zaiser, 2018):

$$E_a^i = V_a \Delta\sigma_i \quad (4.14),$$

where V_a is a spatially constant activation volume and $\Delta\sigma_i$ a Coulomb stress gap between the stress state of the element i at time t and the Mohr-Coulomb failure envelope.

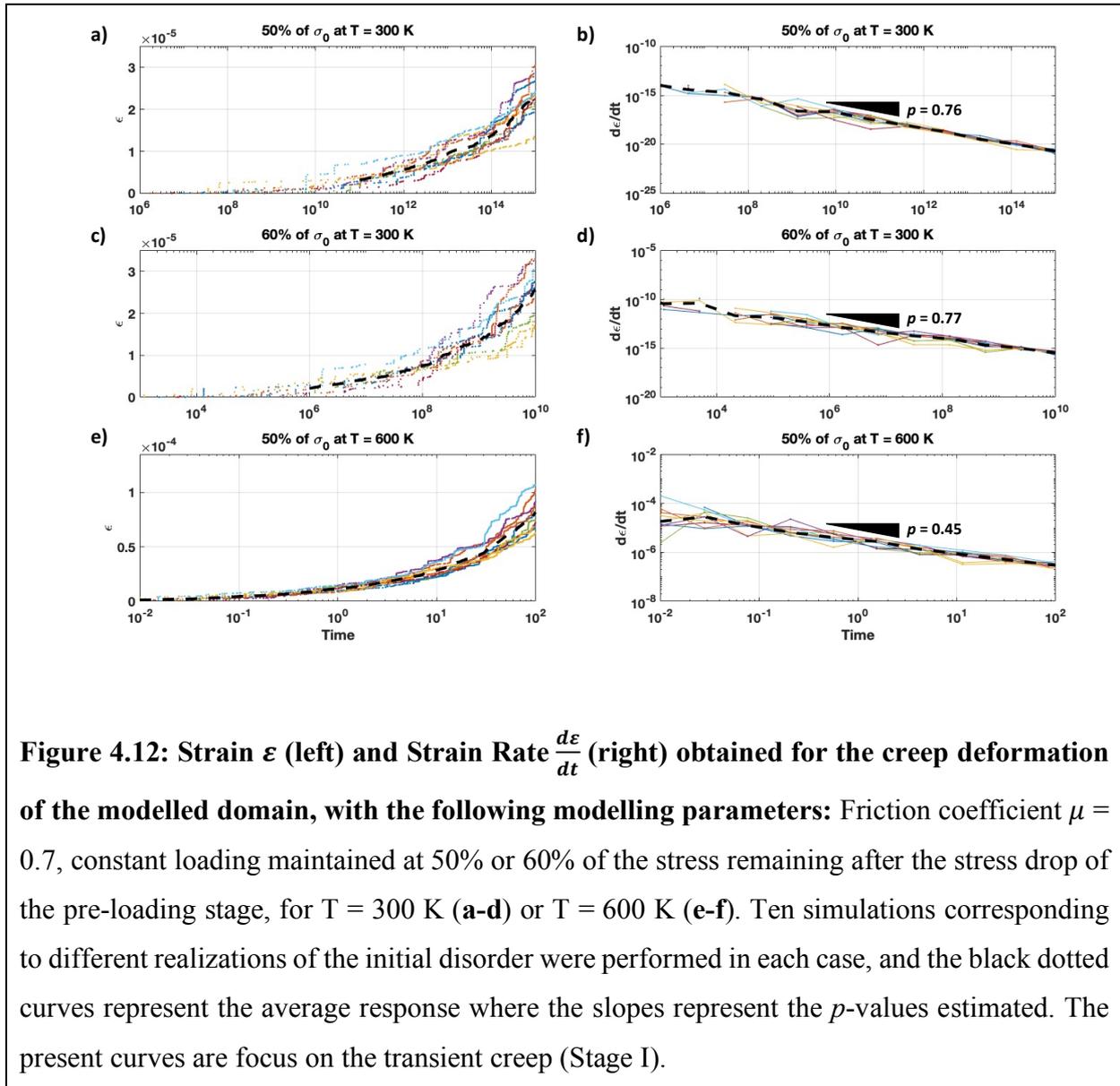
The kinetic Monte-Carlo algorithm allows to randomly select in an efficient numerical way, following a probability P_i , the element i that will damage next after a Δt_i time delay. This is not necessarily the one which is the nearest from its local damage threshold, although its probability of damage is the largest (eq. (4.13)). As soon as a damage event is thermally activated, elastic stresses are redistributed without advancing further the time (the corresponding elastic timescales are considered to be negligible compared to those of thermally-activated creep), and possibly trigger new damage events in an athermal way. Once such an athermal cascade stops, a new thermally activated event j is selected and time increases by Δt_j .

This way, the model combines thermally-activated damage and deformation as well as elastic stress redistributions. In what follows, the values of V_a and T , as well as the distribution of local cohesion values have been chosen arbitrarily. Indeed, we are not interested in predicting quantitatively creep kinematics for some specific material, but instead in simulating the phenomenology of transient creep.

To do this, we considered the following loading protocol (see details in [figure 4.11](#)). The internal friction coefficient is fixed to $\mu = 0.7$. A rectangular domain is first compressed uniaxially under a monotonic and *athermal* way, following previous works (Amitrano et al., 1999; Girard et al., 2010). This leads to the development of an inclined fault of highly damaged material, associated to a large macroscopic stress drop. We stop this preliminary step just after this stress drop, and unload the domain. The resulting damage pattern then serves as an initial condition (see [figure 4.11](#)) for a second step. During that second step the kinetic Monte-Carlo algorithm is switched on and the domain is re-loaded under a constant macroscopic uniaxial compression stress σ_0 (creep mode) corresponding to some % of the stress remaining after the stress drop of step 1.

This way, we simulate the creep of a pre-damaged fault under both normal and shear stress components along the fault plane. In this configuration, all damage and deformation

accumulating during the transient creep loading concentrates along the pre-existing fault, while the upper and lower blocks mimic the role of much stiffer elastic plates, however allowing elastic stress transfers. All the results summarized in [figure 4.12](#) below have been average over 10 realizations of the initial disorder.



The resulting macroscopic strain $\varepsilon(t)$ and strain-rate $\dot{\varepsilon}(t)$, which can therefore be directly linked to a displacement and average “slip velocity” along the fault, follows the typical phenomenology of rocks creep with a decelerating primary (or transient) creep stage I (see [figure 4.12 b,d,f](#)) followed by an accelerating stage III (see [figure 4.13](#), time after the yellow dashed lines). Note that, in our simulations and much like what is observed in rocks, the creep

stage II from a supposedly constant strain-rate $\dot{\epsilon}_{min}$ seems to manifest only in the form of an inflection point (see [figure 4.13](#), at the time of the yellow dashed lines).

We are not interested here in the accelerating stage III, which resulted in our simulations from the development of a secondary conjugate fault, and focus instead on the transient stage I (see [figure 4.12 b,d,f](#)) during which all the deformation occurs along the pre-existing fault (see [figure 4.10](#)). Note that under a slow constant strain-rate loading condition, more consistent with tectonic loading at large timescales, such accelerating creep (stage III) would not occur as the primary creep would relax the stress.

In our simulations, the transient creep (stage I) is characterized by a power-law decay of the strain-rate, $\dot{\epsilon}(t) \sim 1/t^p$, with a p -value always smaller than 1, over several orders of timescales ([figure 4.12](#)). We can therefore conclude that a transient brittle creep mechanism combining the thermal activation of damage/strain/slip events as well as elastic stress interactions allows reproducing the phenomenology of Tohoku-Okii early afterslip. This can be qualitatively interpreted as follows, a p -value smaller than 1 implies a slower decay of the afterslip rate compared to $p = 1$. This comes from the fact that, unlike for the simpler Scholz's approach, a thermally activated event can trigger a cascade of athermal events, or the associated stress redistribution can advance the clock of thermal activation of other sites, in the end sustaining the creep dynamics. In addition, a given site/asperity can slip several times during afterslip, while Scholz excluded this possibility with his exhaustion assumption.

By increasing the applied creep stress while keeping the temperature T unchanged ([figure 4.12 a-b](#)), we observed a shortening of the transient creep stage I (see [figure 4.13](#)), as expected, but no significant modification of the p -value. Instead, an increase of temperature T , while keeping the applied stress constant, appears to decrease the p -value (see [figure 4.12 a-c](#)).

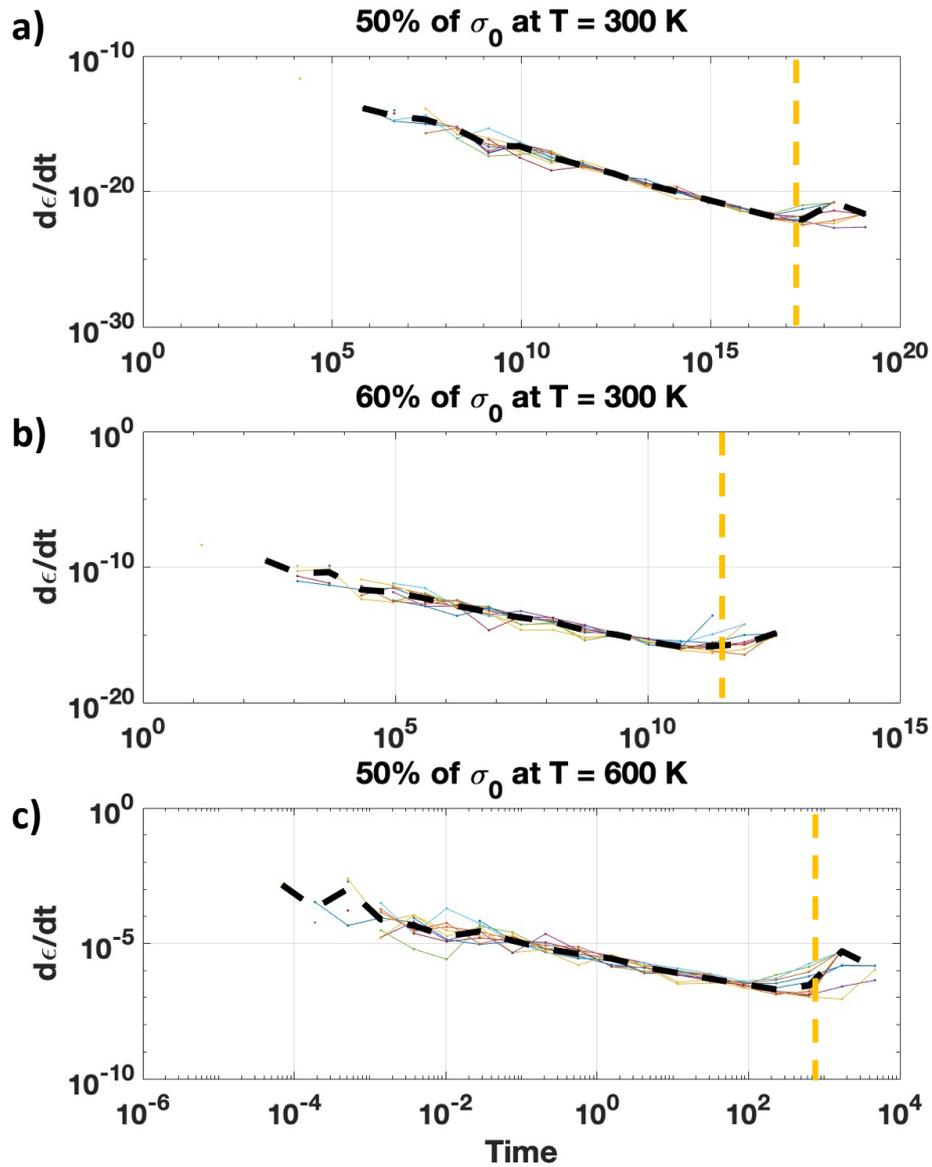


Figure 4.13: Strain Rate $\frac{d\epsilon}{dt}$ (right) obtained for the creep deformation of the modelled domain, with the following modelling parameters: Friction coefficient $\mu = 0.7$, constant loading maintained at 50% or 60% of the stress remaining after the stress drop of the pre-loading stage, for $T = 300$ K (a-b) or $T = 600$ K (c). Ten simulations corresponding to different realizations of the initial disorder were performed in each case, and the black dotted curves represent the average response. The resulting macroscopic strain-rate $\dot{\epsilon}(t)$ follows the typical phenomenology of rocks creep (stage I to stage III). The yellow dashed lines represent the time of the transition to the Stage II (inflection point) to the Stage III.

4.4 Conclusion

We processed and analyzed high-rates (30-s) GPS solutions recorded during the first month after the M_w 9.0 Tohoku-Oki megathrust earthquake (2011), and complemented this dataset with daily solutions at larger timescales, up to ~ 9 years after the mainshock. This allowed us to explore the kinematics of postseismic deformation following a megathrust earthquake over an unprecedented range of timescales, hence to constrain the nature of the underlying physical processes.

We found that these high-rates solutions can be explained by an afterslip mechanism with a $p < 1$ “Omori-like” signature for the velocities, in disagreement with the prediction of a rate-and-state velocity-strengthening rheology for a frictional interface (which would imply a $p \sim 1$). We argue instead that this early postseismic deformation results from a transient brittle creep mechanism within an unruptured section of the fault and its surroundings, corresponding to the cumulative effect of stress- and thermally activated local slip/deformation events.

Cette précédente conclusion concerne uniquement les résultats propres à la modélisation de l'évolution temporelle. Ces observations et réflexions sont complétés avec les résultats du [Chapitre 5](#) qui analyse les inversions statiques pour contraindre la localisation du glissement co-sismique et post-sismique.

Comme annoncé, la fin de ce chapitre concerne les résultats préliminaires sur la modélisation de la phase post-sismique du *foreshock* de Tohoku-Oki (voir ci-dessous [section 4.5](#)) afin de vérifier et de discuter de son rôle potentiel dans le déclenchement du *mainshock*.

4.5 Séisme de Sanriku-Oki M_w 7.3

Le plus important *foreshock* de Tohoku-Oki est le séisme M_w 7.3 de Sanriku-Oki, qui s'est déclenché le (09/11/2011 02:45:20 UTC) soit environ 51 heures avant le *mainshock*. Il se localise à environ 40 kilomètres au Nord-Est de l'épicentre de Tohoku-Oki, à une profondeur de 32 kilomètres, et le mécanisme de rupture est en faille inverse, voir [figure 4.1.a-b](#). La proximité dans le temps et dans l'espace avec le *mainshock* font de cet exemple une opportunité de renouveler l'analyse temporelle appliqué à la déformation post-sismique.

4.5.1 Détection de la déformation co-sismique et post-sismique

Dans la littérature il y a des traces de détections de la déformation post-sismique de ce séisme (Ohta et al., 2012) avec des valeurs de déplacements faibles inférieures à 2 cm, ce qui est à peine supérieur à trois fois la RMS de mes solutions cinématiques (30-s), voir [figure 3.13](#). Je décide donc d'étudier uniquement la composante Est du déplacement GPS car c'est sur composante que je m'attends à avoir un signal co- et post-sismique avec la plus grande amplitude (séisme avec un mécanisme en faille inverse, localisé à l'Est du réseau de stations).

Je représente le déplacement GPS enregistré pour la période allant du jour du *foreshock* jusqu'à 30 secondes avant le début du *mainshock*, soit environ 54 heures de signal, et je montre le signal pour les stations qui sont parmi les plus proches de la côte et donc de l'épicentre du *foreshock* (voir [figure 4.14](#)) donc ces six stations ont les meilleurs rapports signal sur bruit.

Le saut co-sismique du *foreshock* est lissé par le filtre de Kalman du traitement cinématique, sur une fenêtre de durée de 10 minutes (entre 02:40:00 et 02:50:00 UTC), voir [figure 4.15](#). La déformation post-sismique de cette réplique dure donc 51 heures jusqu'au séisme principal de Tohoku-Oki.

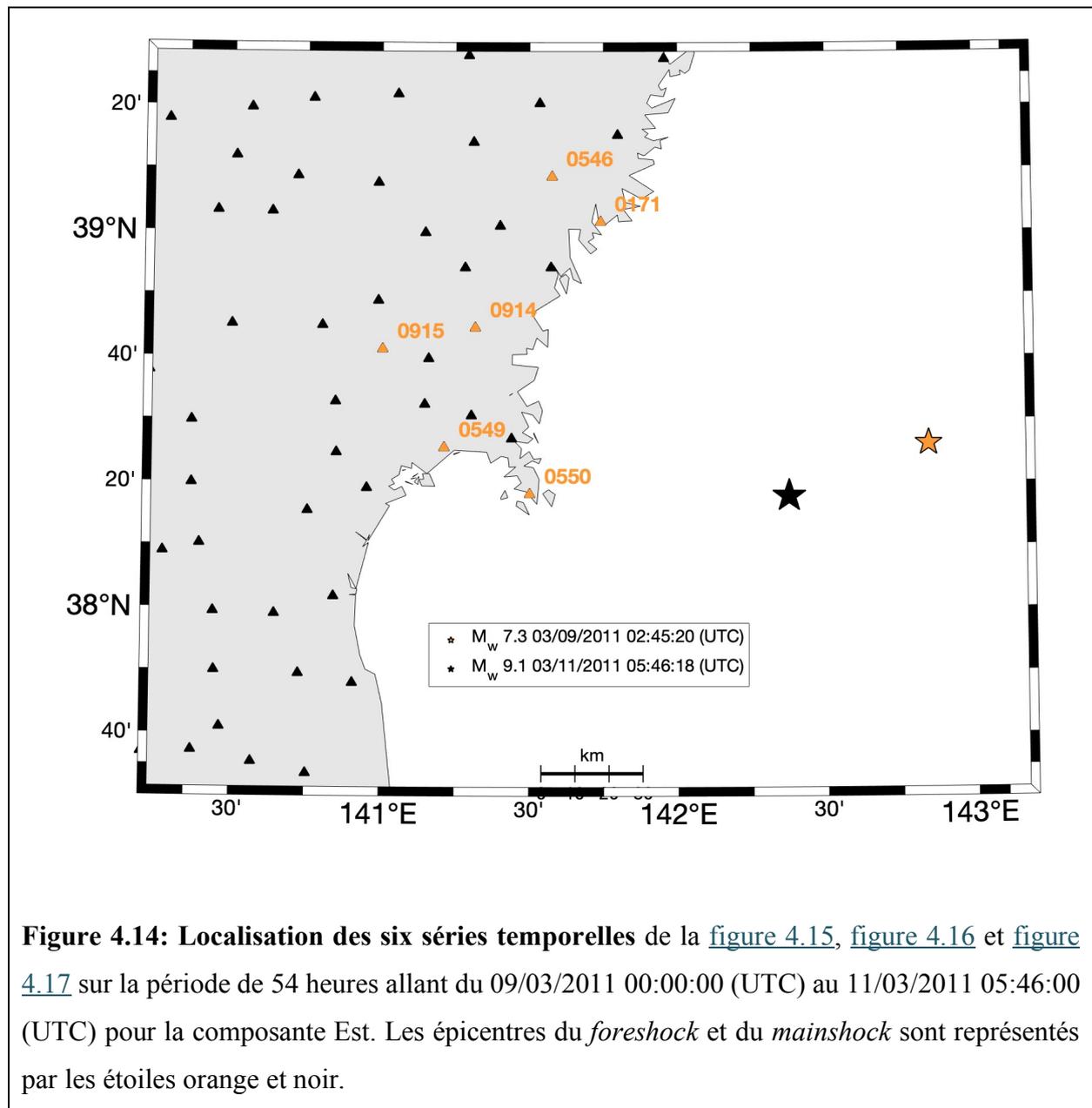


Figure 4.14: Localisation des six séries temporelles de la [figure 4.15](#), [figure 4.16](#) et [figure 4.17](#) sur la période de 54 heures allant du 09/03/2011 00:00:00 (UTC) au 11/03/2011 05:46:00 (UTC) pour la composante Est. Les épencentres du *foreshock* et du *mainshock* sont représentés par les étoiles orange et noir.

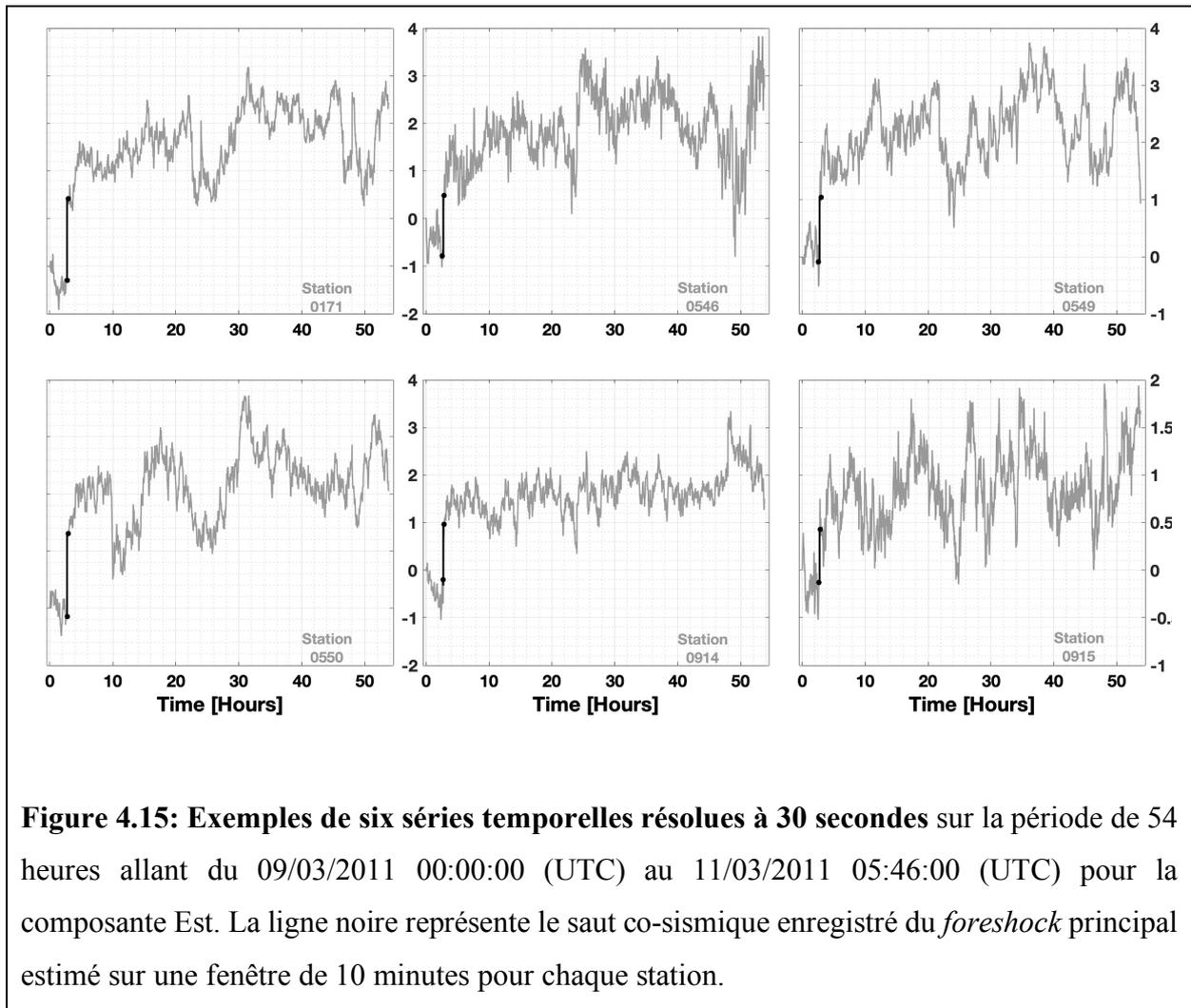


Figure 4.15: Exemples de six séries temporelles résolues à 30 secondes sur la période de 54 heures allant du 09/03/2011 00:00:00 (UTC) au 11/03/2011 05:46:00 (UTC) pour la composante Est. La ligne noire représente le saut co-sismique enregistré du *foreshock* principal estimé sur une fenêtre de 10 minutes pour chaque station.

4.5.2 Modélisations et Discussions

Je sélectionne donc les stations proches de la côte et celles qui ont les plus grandes amplitudes pour analyser la déformation post-sismique (commençant à 02:50:00 UTC) soit 5 minutes après l'initiation de la rupture du *foreshock*). Je cherche à modéliser le signal avec les équations utilisées pour le séisme de Tohoku-Oki, c'est-à-dire avec un modèle de *velocity-strengthening* (voir équation (4.7)) et un modèle de fluage fragile transitoire (voir équation (4.10)), voir figure 4.16.

La première observation faite est qu'il n'est pas possible d'expliquer le déplacement observé de la station 0915. La qualité de l'ajustement aux données est donc évaluée pour les cinq stations restantes. Pour ces autres stations, le rapport signal/bruit demeure très défavorable.

Cela se traduit par des amplitudes maximales de déplacements sur la composante Est autour de 2 cm pour un niveau de bruit de 0.7 cm.

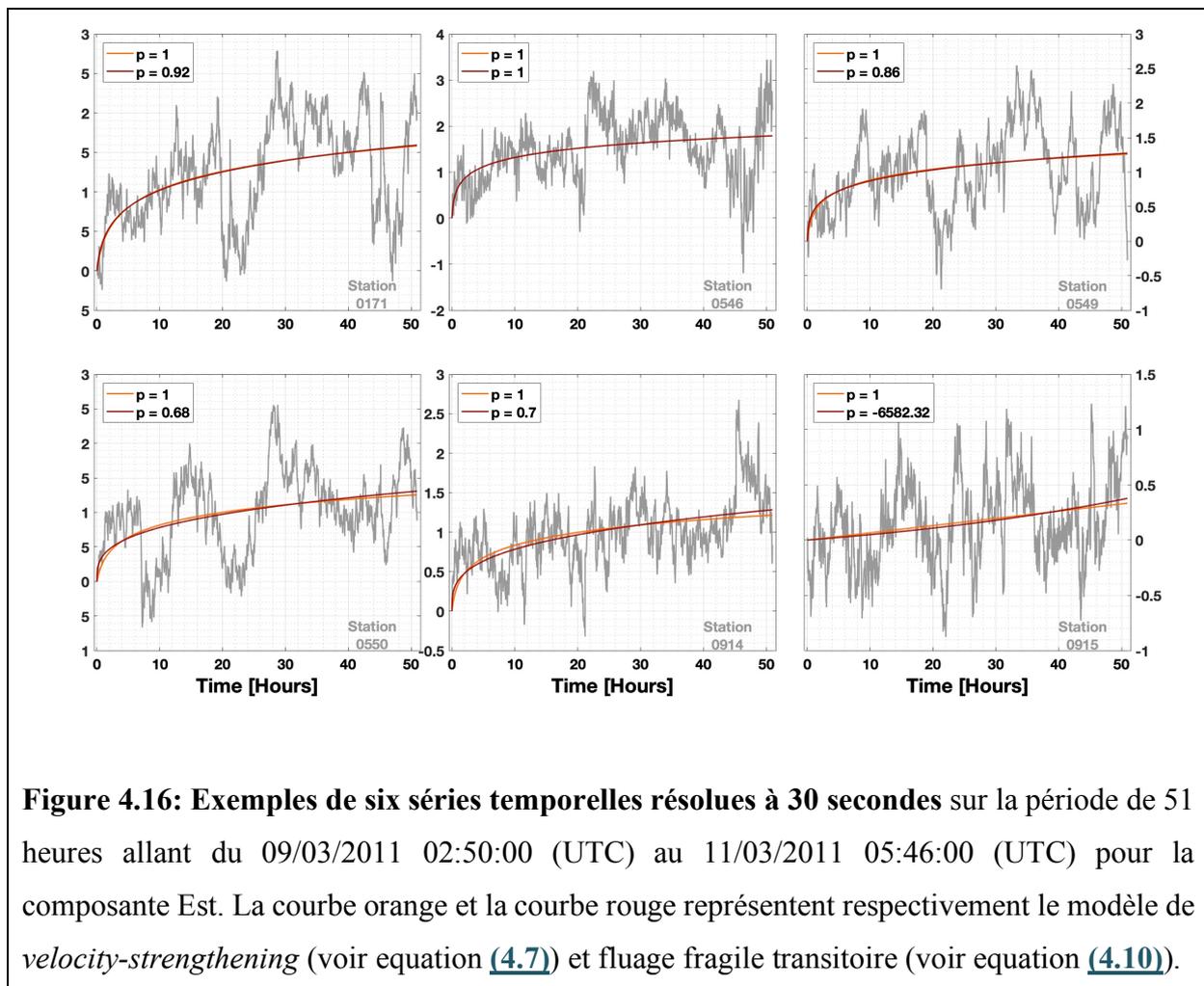


Figure 4.16: Exemples de six séries temporelles résolues à 30 secondes sur la période de 51 heures allant du 09/03/2011 02:50:00 (UTC) au 11/03/2011 05:46:00 (UTC) pour la composante Est. La courbe orange et la courbe rouge représentent respectivement le modèle de *velocity-strengthening* (voir equation (4.7)) et fluage fragile transitoire (voir equation (4.10)).

La seconde remarque concerne la valeur de l'exposant pour le modèle de fluage fragile transitoire, hormis pour les deux stations 0550 et 0915 où l'inversion prédit un exposant de p autour de 0.7, il n'y a pas de différences entre les deux modèles pour les trois autres stations (0171, 0546 et 0549). Cela se traduit donc par une valeur de l'exposant de p proche 1 pour le modèle de fluage fragile transitoire et par un ajustement aux données similaires (par rapport au modèle de *velocity-strengthening*).

Cette conclusion s'appuie sur le calcul du coefficient de détermination R^2 qui permet quantifier la mesure de la qualité de la prédiction pour chaque station. Pour le modèle de *velocity-strengthening* (voir [figure 4.16](#) courbes orange), j'obtiens des valeurs allant 0.12 à 0.24, ce qui signifie qu'entre 12 et 24% de la variabilité des paramètres de sorties est expliquée

par les données d'entrées. Pour le modèle de fluage fragile transitoire j'obtiens des valeurs allant de 0.13 à 0.25.

Ces valeurs ne sont pas élevées en comparaison des modélisations faites pour la déformation post-sismique du *mainshock* où les valeurs de R^2 étaient systématiquement supérieures à 0.90 et montrent que la qualité des modèles faits pour le *foreshock* est faible.

Afin d'augmenter la qualité du ratio signal sur bruit, je somme les signaux des six stations précédentes pour obtenir une série temporelle moyenne. J'applique les deux modèles de *velocity-strengthening* et de fluage fragile transitoire pour expliquer l'évolution post-sismique, voir [figure 4.17](#).

La valeur de l'exposant p est de 0.75, une valeur similaire à celle trouvée pour caractériser l'évolution temporelle de la déformation post-sismique de Tohoku-Oki (région d'Ibaraki exclus), voir [figure 4.5.a](#). La valeur de la vitesse initiale v_0 trouvée est de 14 cm/heure, ce qui semble être une valeur irréaliste (très élevée) en comparaison de celles trouvées pour le *mainshock*, voir [figure 4.5.e](#). Les coefficients de détermination R^2 sont de 0.35 pour les deux modèles testés.

La faible prédiction des modélisations s'explique par plusieurs aspects (voir [figure 4.16](#) et [figure 4.17](#)). Le séisme est de magnitude M_w 7.3 donc nettement plus faible et est plus éloigné du réseau de stations que Tohoku-Oki (environ 40 kilomètres au Nord-Est), voir [figure 4.14](#) et voir [figure 4.18](#) à gauche. De plus, la durée de la déformation post-sismique est limitée à 51 heures (voir [figure 4.18](#) à droite) car ensuite le signal enregistré correspond à celui induit par le glissement co- et post-sismique du *mainshock*.

Ces résultats préliminaires établis sur six stations montrent qu'il est possible de détecter à la fois le signal co-sismique et post-sismique enregistré sur les stations impactées par le *foreshock*. Par contre il est plus difficile de caractériser l'évolution temporelle de la déformation post-sismique du *foreshock* et de bien contraindre la valeur de l'exposant de p avec des solutions cinématiques résolues à 30 secondes.

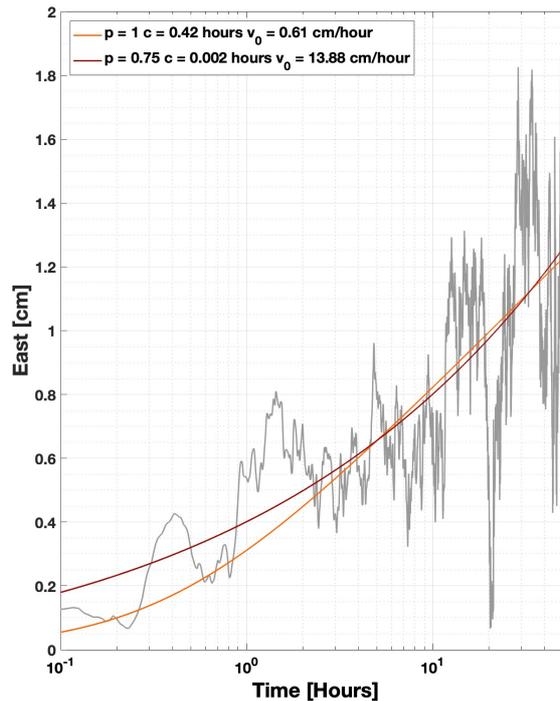
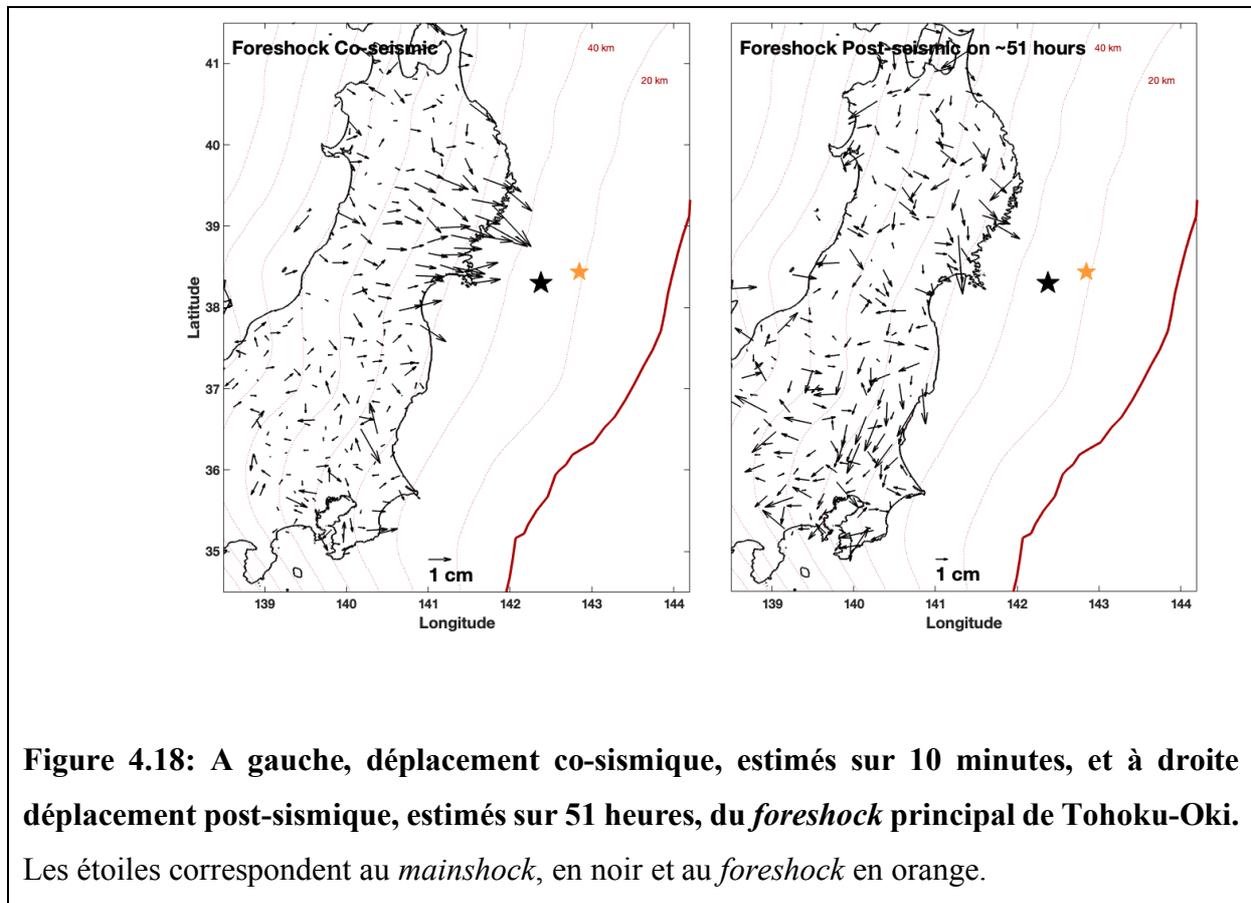


Figure 4.17: Signal moyen calculé par la sommation des six séries temporelles précédents. La courbe orange correspond au modèle de *velocity-strengthening* (voir equation (4.7)) et la courbe rouge au modèle de fluage fragile transitoire (voir equation (4.10)).

A ce stade et pour ce séisme il n'est pas possible de privilégier une modélisation en *velocity-strengthening* (voir equation (4.7)) ou en fluage fragile transitoire (voir equation (4.10)). Néanmoins mes résultats ne sont pas incompatibles avec ceux de l'étude de Ohta et al., (2012) qui modélise des déplacements horizontaux GPS sur séries temporelles sous-journalières (fenêtres de 3 heures) avec l'expression logarithmique (équation (4.7)) provenant du modèle de *velocity-strengthening*. Concernant le sens physique du temps c associé à la déformation logarithmique, contrairement à Ohta et al., (2012) je précise que je n'interprète pas ce paramètre comme une constante de temps de décroissance ou de relaxation caractéristique mais plutôt comme un temps de délai/retard précédant une loi décroissance en loi de puissance et nécessaire afin d'éviter une singularité en $t \rightarrow 0$.

Malgré ça, mes résultats préliminaires montrent que ce séisme a un glissement post-sismique assez fort par rapport au co-sismique, ce qui suggère que ce séisme mais également sa déformation post-sismique ont participé aux transferts de contraintes et donc probablement

jouer un rôle dans la nucléation du séisme de Tohoku-Oki. Les dernières heures de cette déformation pré-sismique semblent accélérer



L'analyse de la déformation post-sismique du séisme de Tohoku-Oki a mis en évidence l'évolution temporelle en décroissance des vitesses $1/t^p$ dit en « Omori-like » (équation [\(4.10\)](#)) interprété par un mécanisme de fluage fragile transitoire.

L'analyse de la déformation du séisme de M_w 7.3 Sanriku-Oki représente l'opportunité de vérifier la relation entre un *foreshock* et son *mainshock*. J'ai pu détecter sa déformation co-sismique et post-sismique sur quelques stations. Néanmoins le mauvais rapport signal sur bruit ainsi que la faible qualité des prédictions ne permettent pas de déterminer la valeur de p de cette évolution temporelle avec une qualité similaire à celle de Tohoku-Oki.

Malgré cela, cet exercice a permis indirectement d'évaluer les limites de l'analyse que j'ai faite pour la déformation post-sismique de Tohoku-Oki. Je suggère donc de l'appliquer sur des séismes d'une magnitude importante (à partir d'une M_w 7.5-8.0), pour des stations le plus proche possible de l'événement. La difficulté rencontrée pour le *foreshock* provient de la durée d'analyse (~51 heures) qui est trop courte.

Chapitre 5 : Inversion Statique pour contraindre la localisation du glissement co-sismique et post-sismique de Tohoku-Oki (2011)

La seconde partie du travail de publication en cours de soumission à JGR comprend l'inversion statique pour contraindre la localisation du glissement co-sismique et post-sismique de Tohoku-Oki et les conclusions associées.

In this chapter, we focus now on the spatial pattern of postseismic slip by inverting the observed surface displacements to locate slip on the plate interface. We produce coseismic slip models for the mainshock and the largest M_w 7.7 Ibaraki-Oki aftershock which occurred ~30 minutes after the mainshock. Then, different time windows of increasing length are used to investigate the spatio-temporal evolution of the postseismic slip. The analyses in [Chapter 4](#) and [Chapter 5](#) allow us to determine two separate types of behaviors. The first concerns regions which are directly affected by the Tohoku-Oki event, the other is a small region near the Ibaraki-Oki rupture area.

5.1 Time Windows Definition

In what follow, we consider that the postseismic signal occurring during the first month after the earthquake is due either to frictional sliding on the plate interface or shear on a localized band around the interface. We estimate the postseismic displacements over the first month for several time windows with increasing duration, and select the time windows so that they correspond to the same increase in surface displacement. For the selection of the time windows, as a reference we used the station 0930, that records among the largest postseismic displacements, and estimated time windows corresponding to displacement increments of 2 cm at that station. We thus separated the first month of postseismic record into 12-time windows, each corresponding to an almost identical amplitude of displacement, as shown in [figure 5.1](#).

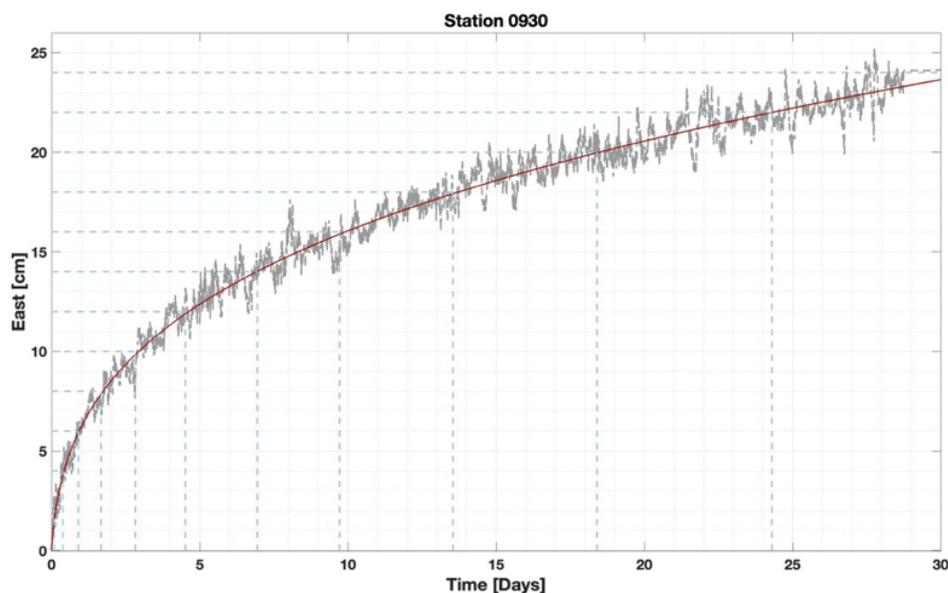


Figure 5.1: Station 0930 used to determine the duration of the time windows to use for the inversion. Aftershock(s) coseismic offset is removed from the postseismic deformation. East component (grey curve) associated to the red curve, as the best fitting model (see equation [\(4.10\)](#)) from the temporal analysis of [Chapter 4](#). Horizontal dashed blue lines represent 2 cm displacement increments and are used to determine the corresponding vertical dashed blue lines used which indicate the duration of each time window for the inversion.

The cumulative displacement windows $\Delta d = 2, 4, 6, \dots$ centimeters define time windows $[t_0^*, t_0^* + \Delta t]$ of an increasing duration Δt from 3.25 hours to 29.4 days after t_* (see definition in [section 3.3.2.2](#)). Then, we performed static inversions for the co-seismic displacements of the Tohoku-Oki and Ibaraki-Oki events, as well as for the cumulative post-seismic displacements over these different time windows.

5.2 Slip Inversion Procedure

For each time window considered, the horizontal and vertical displacements were inverted to estimate the slip on the subduction interface. We inverted East and North components as well as Vertical component even if it is associated to larger uncertainties values (as discussed on time series in [Chapter 3](#) with [figure 3.13](#)). We used the 3D geometry from Slab 2.0 (Hayes et al., 2018) to represent the Japanese subduction interface. The slab extends about 600 km along strike and 350 km along dip, down to a depth of 110 km. It is discretized in 1526 triangular patches of ~ 193 km². The static Greens functions are computed for an elastic half space using the point source formulation of Okada, (1985).

5.2.1 General information about the inversion procedure

We used a regularized least square inversion scheme following Radiguet et al., (2011, 2016). The forward problem can be written as:

$$d = Gm \quad (5.1),$$

where d is the vector of 3D GPS displacement (East, North and Vertical), G is the matrix of the Green's functions computed for an elastic half space (Okada, 1992) and m is the vector of model parameters which corresponds to the slip on each sub fault. We fix the slip direction to reduce the degrees of freedom in the inversion.

We fix a horizontal vector controlling the overall tectonic motion, and determine the rake, for each fault patch, by projecting this horizontal vector onto the patch surface. The orientation of this horizontal vector is controlled by the angle θ_{tecto} .

Following Tarantola-Valette formulation for generalized linear least-square problems (Tarantola & Valette, 1982), we defined the cost function as:

$$CF = (Gm - d)^t C_d^{-1}(Gm - d) + (m - m_o)^t C_m^{-1}(m - m_o) \quad (5.2),$$

where m_o is a prior model selected here to be the zero-slip model, C_d is a diagonal matrix containing uncertainties associated with data (covariances neglected) and C_m is the model covariance matrix used to introduce spatial regularization.

We used the correlation function introduced in Radiguet et al., (2011) and defined by:

$$C_m(j, k) = (\sigma_m(j) \frac{\lambda_0}{\lambda})^2 \exp(-\frac{d(j,k)}{\lambda}) \quad (5.3),$$

where $d(j, k)$ is the distance between subfaults j and k , λ is the correlation length (to be determined), λ_0 a characteristic length chosen to be equal to the triangle size (~14 km in this case) and σ_m is a parameter controlling how the solution can deviate from the prior.

The model solution is given by Tarantola, (2005):

$$m = m_o + (G^t C_d^{-1} G + C_m^{-1})^{-1} G^t C_d^{-1} * (m - G m_o) \quad (5.4).$$

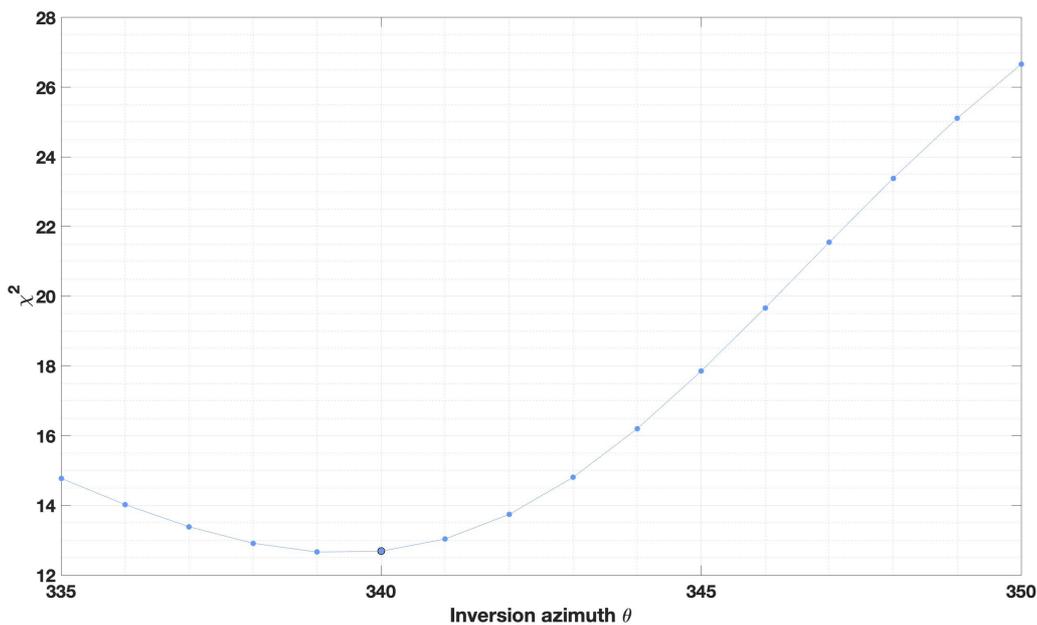


Figure 5.2: Exploration of the optimal slip direction θ to impose parameters. Data misfit χ^2 as a function of the inversion azimuth inversion θ (blue dots). We find an optimal azimuth of $\theta = 340^\circ$ corresponding to a minimum χ^2 of 12.69. The direction of the tectonic angle θ is defined from the East and corresponds to the imposed convergence direction of the Pacific plate. We choose to apply this optimal direction $\theta = 340^\circ$ for all the inversions (aftershock and the different postseismic models).

The hyperparameters controlling the inversion are λ and σ_m . The selection of the optimal slip directions and regularization parameters is detailed in the [figure 5.2](#) and [figure 5.3](#). We used a correlation length λ of 80 km and we explore the sensitivity of the solution to the parameter σ_m which is equivalent to a damping parameter (almost). We explored the sensitivity of the solution to these parameters through L-curves, that explore the data adjustment χ^2 as a function of a model norm (L_1 or L_∞), which give an indication of the model complexity and we defined the χ^2 as:

$$\chi^2 = \frac{1}{N_{GPS}} \sum_{i=1}^{N_{GPS}} \frac{(d(i)_{obs} - d(i)_{mod})^2}{\sigma_d(i)^2} \quad (5.5),$$

and the norms as $L_1 = \sum_{n_{patch}} |m|$ (5.6) and $L_\infty = \max(|m|)$ (5.7). Where N_{GPS} represents the number of GPS stations inverted, $d(i)_{obs}$, $d(i)_{mod}$ are the observed and predicted displacement of a station i .

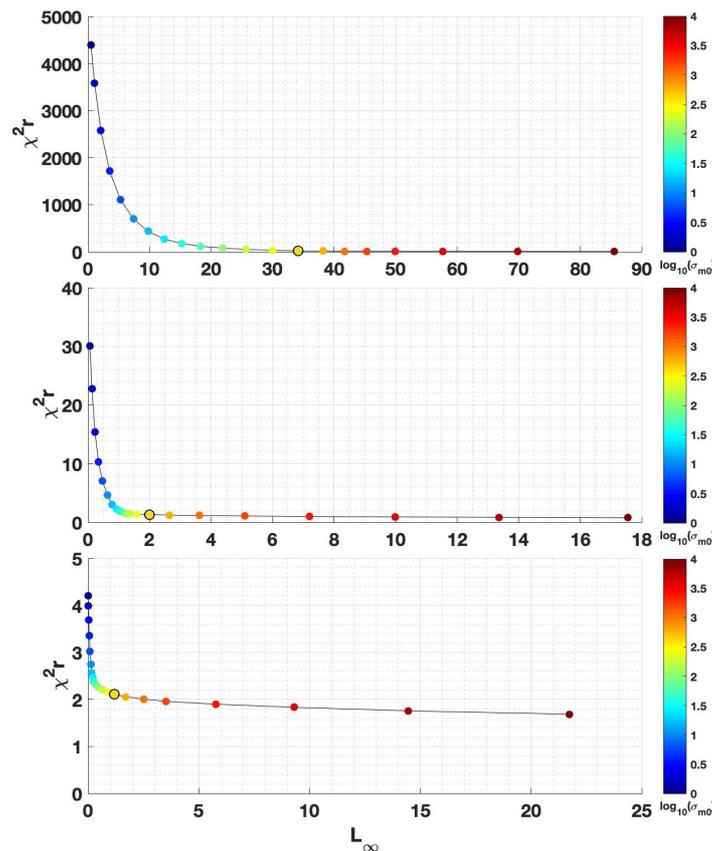


Figure 5.3: L-curves (Hansen, 1992) used to determine the best model regularization parameter σ_{m0} for three different inversions (En haut) Tohoku-Oki earthquake. (Au milieu)

Ibaraki-Oki earthquake. **En bas**) Postseismic slip from 3.25 hours to 29.4 hours. Each plot shows the data misfit χ^2 shows the data misfit as a function of the model complexity, shown by L_∞ norm. The color dot shows to the value of the damping parameter σ_{m0} . The best model is shown with a black circle. We choose the same optimal damping parameter of $\sigma_{m0} = 10^{2.6}$ for all the inversions. The associated χ^2 are respectively $\chi^2 = 19.84$ for the Tohoku-Oki mainshock, $\chi^2 = 1.31$ for the Ibaraki-Oki aftershock, and $\chi^2 = 2.11$ for one example of postseismic models.

5.2.2 General information about resolution and restitution matrix

The resolution matrix R is used to indicate how the model estimated from the inversion is resolved:

$$R = C_m G^t (G C_m G^t + C_d)^{-1} G \quad (5.8).$$

The diagonal elements are equal to one if the model is perfectly resolved. Values lower than one indicate that slip is not perfectly retrieved on that fault patch through the inversion procedure, and lower the value is the poorer the resolution is. Another indicator is the restitution index (sum of the row of the Resolution matrix), which indicates if slip on a given patch is correctly retrieved on adjacent fault patches.

In Japan, the large number of inland stations allows to estimate with a good spatial resolution the occurrence of slip below the island, where the slip is located. However, the resolution decreases strongly offshore and is in particular very poor close to the trench where our inverse model is not able to characterize the co-seismic slip (see [figure 5.4](#)).

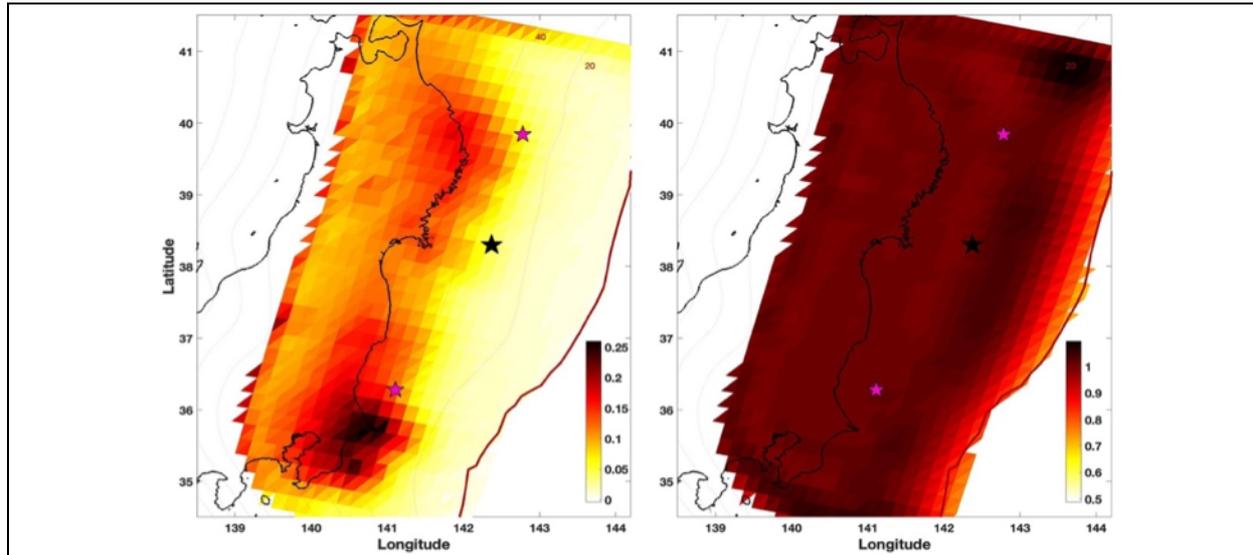
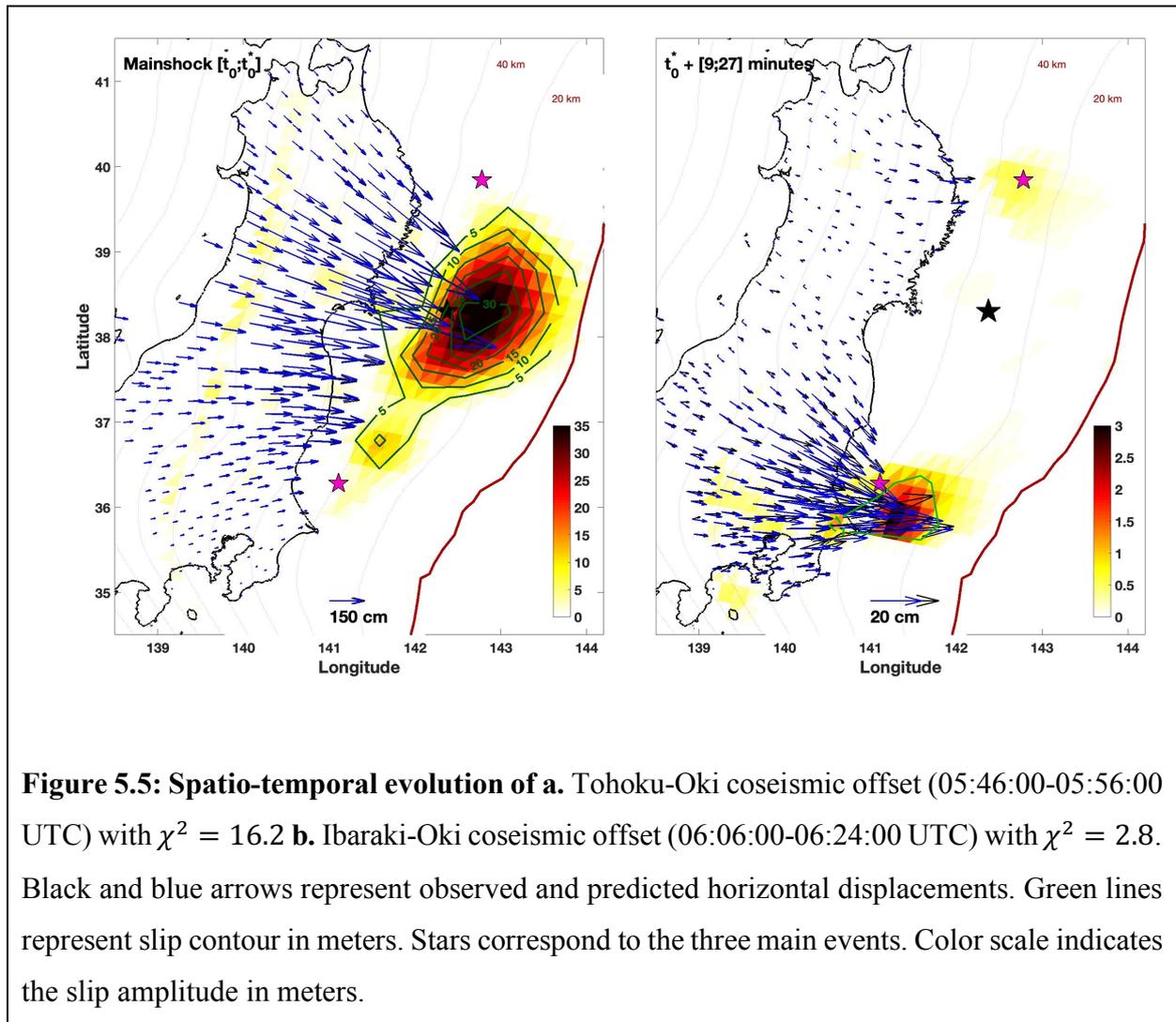


Figure 5.4: Resolution, diagonal elements of R (left) and **Restitution**, sum of the rows of R (right) matrix for mainshock case.

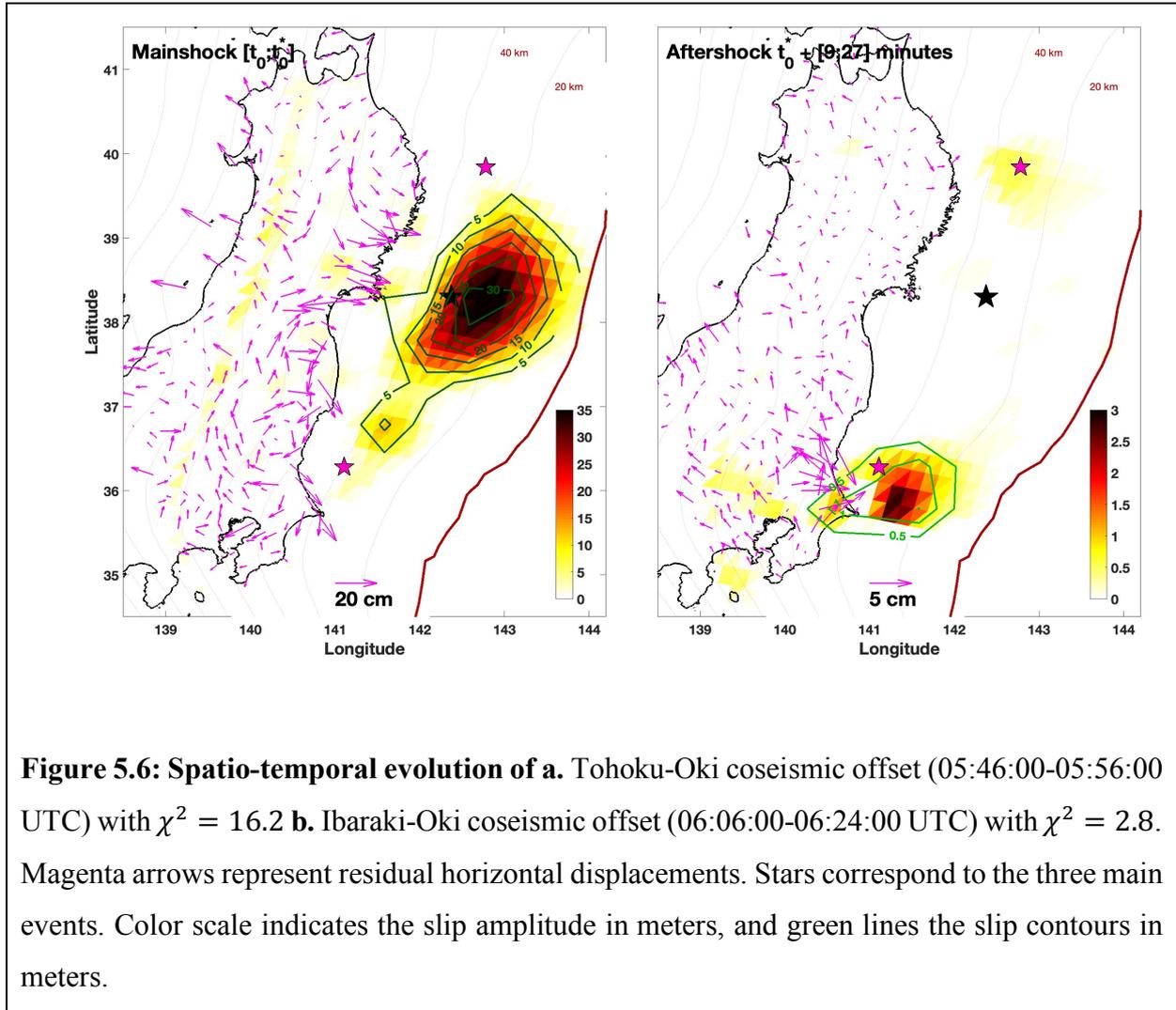
5.2.3 Slip location for the mainshock, aftershocks and the early postseismic period

Using the parameters detailed in [figure 5.2](#) and [figure 5.3](#) we perform a succession of static inversions to retrieve the kinematic evolution of the interface slip. The slip models obtained for the mainshock and aftershocks coseismic displacements are shown on [figure 5.5](#) (see residual horizontal displacements [figure 5.6](#)).

The mainshock coseismic slip distribution has a moment magnitude of M_w 9.0 (assuming a Young Modulus $E=50$ GPa), and corresponds to a large area of shallow (<30 km) slip near the trench with a maximum amplitude of ~ 33 meters. This model (see [figure 5.5.a](#)), although constrained only by onshore GPS stations, gives a first order estimate of the co-seismic offset slip distribution for the Tohoku-Oki earthquake. Our model is consistent with several previously published models, but probably underestimates the large amount of slip close to the trench since we use only onshore GNSS data (see for a review (Lay, 2018; Tajima et al., 2013; Wang et al., 2018)).



The inversion of the time window which includes the aftershocks (see [figure 5.5.b](#)) [t_0^*+9 min – t_0^*+27 min] allows to estimate the slip distribution which corresponds to a magnitude of M_w 7.9. We identified a first slip region nearby the Ibaraki prefecture which is associated to the aftershock of Ibaraki-Oki which has a magnitude of M_w 7.7 (F-NET) or M_w 7.9 (USGS). We also remarked a small slip dip area north of Tohoku-Oki which corresponds to the location of a M_w 7.4 aftershock (identified by F-NET), that occurred during the same 18 minutes time window.



To explore the postseismic period, we remove the aftershock coseismic offsets from the time series. We represent the cumulative (since t_0^*) slip distribution during the first month of the postseismic period, for the 12-time windows of increasing duration (see [figure 5.7](#) and residual horizontal displacements [figure 5.8](#)), as defined in [section 5.1](#).

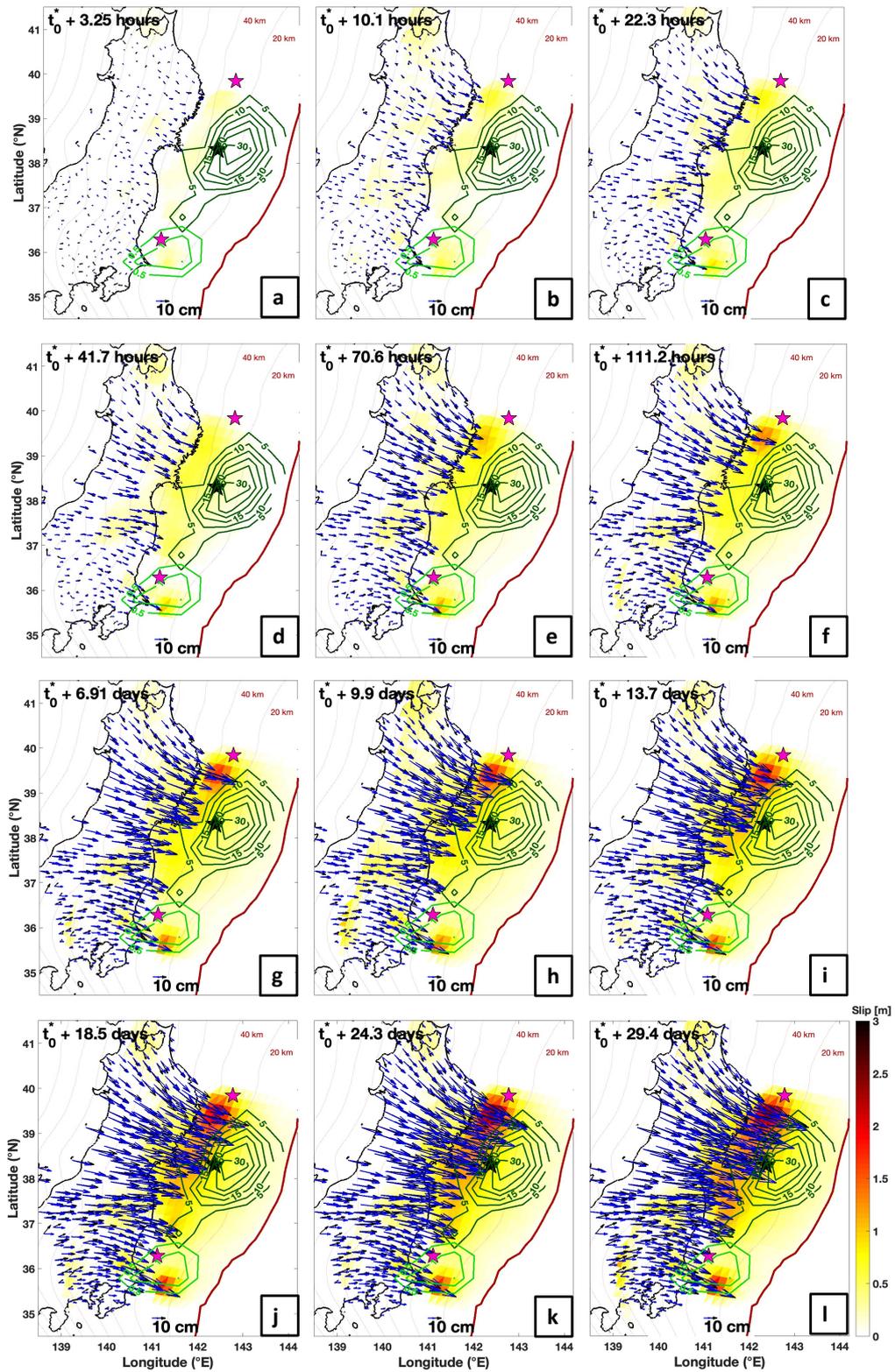


Figure 5.7: Spatio-temporal evolution of postseismic afterslip during the first month on 12-time windows: Aftershock(s) coseismic offsets are removed from the postseismic

deformation. Black and blue arrows represent observed and predicted horizontal displacements observed predicted. Green lines represent slip contour in meters. Stars correspond to the three main events. Color scale indicates the slip amplitude in meters.

a. $t_0^* + 3.25$ hours $\chi = 7.2$. b. $t_0^* + 10.1$ and $\chi = 4.1$. c. $t_0^* + 22.3$ hours $\chi = 25.5$.

d. $t_0^* + 41.7$ hours $\chi = 39.4$. e. $t_0^* + 70.6$ hours $\chi = 18.2$. f. $t_0^* + 111.2$ hours $\chi = 11.2$

g. $t_0^* + 6.91$ days $\chi = 54.0$. h. $t_0^* + 9.9$ days $\chi = 27.6$. i. $t_0^* + 13.7$ days $\chi = 41.1$.

j. $t_0^* + 18.5$ days $\chi = 43.4$. k. $t_0^* + 24.3$ days $\chi = 73.8$. l. $t_0^* + 29.4$ days $\chi = 9.5$.

For the first snapshot ([figure 5.7a](#), $t_0^* + 3.25$ hours), the signal is slightly above the noise level (maximum 2 cm of displacement at some stations), and it is difficult to distinguish a clear pattern in the slip distribution. The successive snapshots for the first day ([figure 5.7.b-c](#)) reveal a coherent trenchward motion of the GPS network. Our inversion reveals two main afterslip regions: one located just below the Tohoku-Oki co-seismic slip rupture, and a second one south of the Ibaraki-Oki aftershock, while between these 2 regions, an intermediate zone at the latitude $\sim 37^\circ\text{N}$ (see [figure 5.7d-l](#)) do not show significant afterslip. The amount of postseismic surface displacements and corresponding afterslip for the first day after the event, shown in [figure 5.7a-c](#) is typically not available with daily GPS solution.

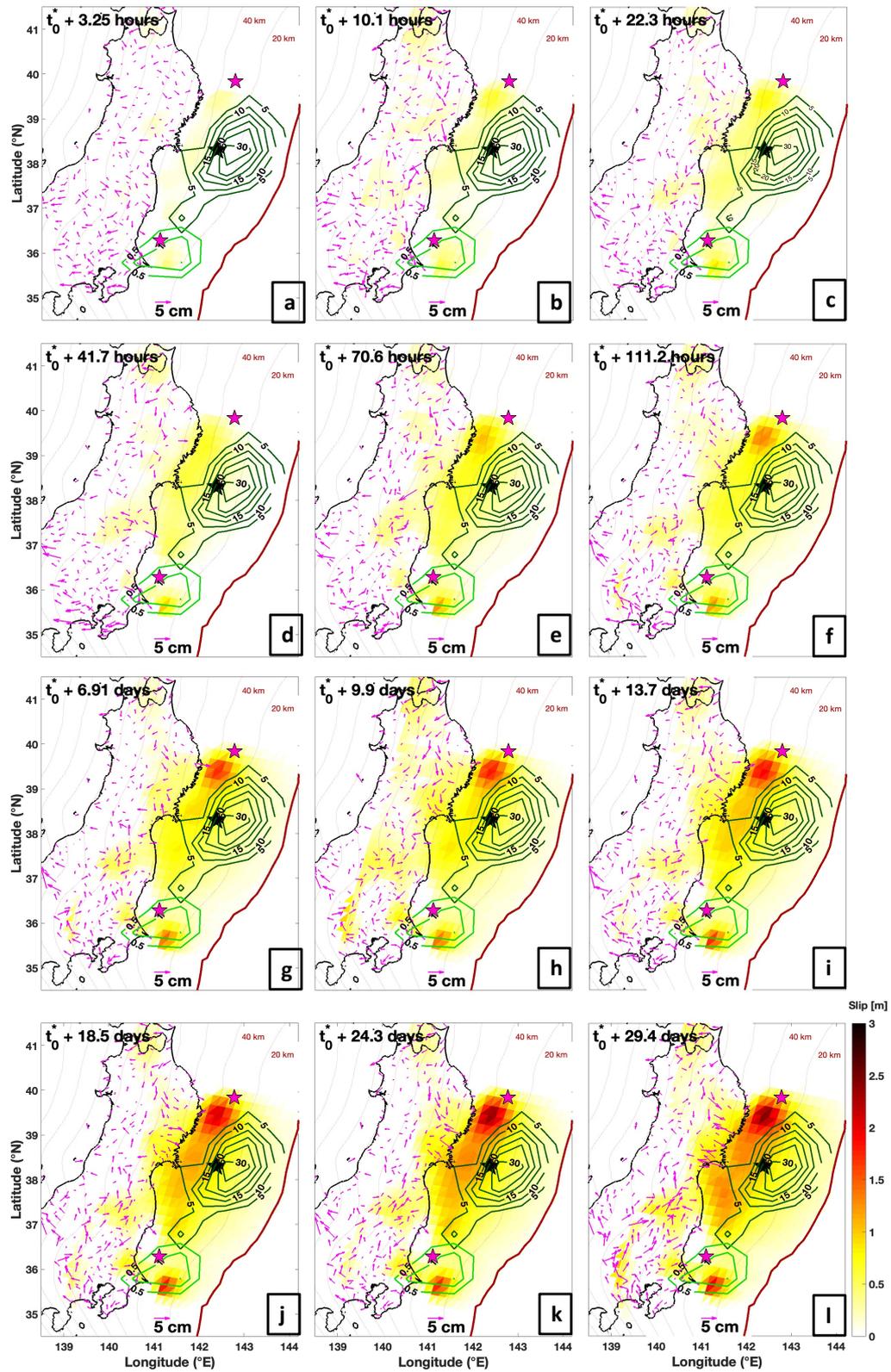


Figure 5.8: Spatio-temporal evolution of postseismic afterslip during the first month on 12-time windows: Aftershock(s) coseismic offsets are removed from the postseismic

deformation. Magenta arrows represent residual horizontal displacements (observations minus predictions). Stars correspond to the three main events. Color scale indicates the slip amplitude in meters, and green lines the slip contours in meters.

We can see that the significant early afterslip of the ~first day (~22.3 hours of deformation in [figure 5.7.c](#), with the maximum horizontal displacements are 18 cm, corresponding to an equivalent magnitude of M_w 8 for all the subduction interface (see [figure 5.9.a-b](#)).

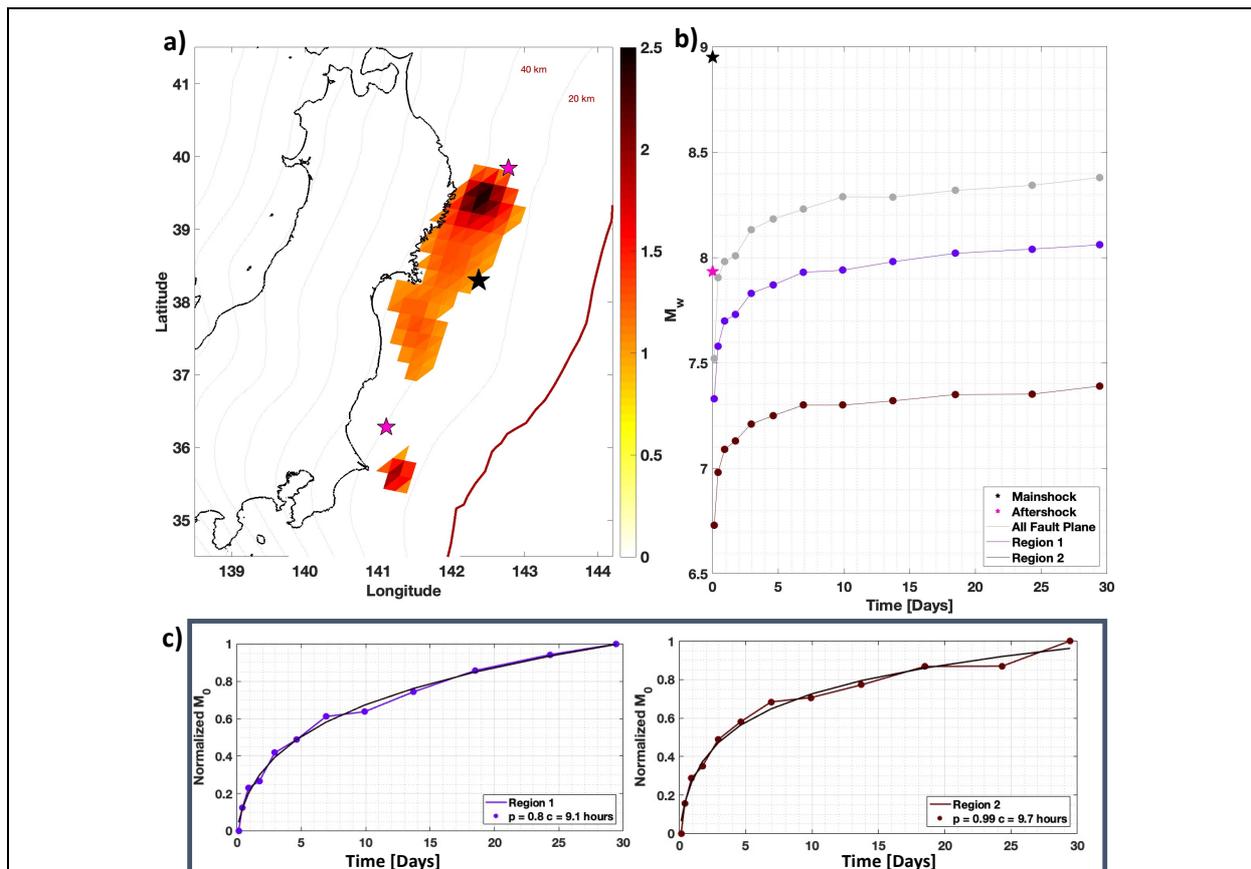


Figure 5.9: a. Afterslip during the first month following Tohoku-Oki divided in two main areas: region 1 in the North (afterslip central and northern patch near the Iwate-Miyagi coast) and region 2 in the South (afterslip near Ibaraki coast) are defined by a slip larger than 1 meter. b. Equivalent seismic magnitude of the postseismic computed over time for all the fault plane (grey line), region 1 (blue line) and region 2 (brown line). Black and magenta stars represent the seismic magnitudes computed of the mainshock and the aftershock, respectively. c. Equivalent seismic moment normalized between 0 and 1 over time, black lines represent the best-fit approach following equation (4.10) for both regions.

Our slip inversion shows that the largest amplitude of the early afterslip is located mostly at depth between 30 and 50 km, downdip from the coseismic slip, and is separated in two patches, in coherence with previous studies (see for a review (Lay, 2018; Tajima et al., 2013; Wang et al., 2018)). Our inversion also shows some afterslip of lower amplitude propagating in the coseismic rupture zone. Given the low resolving power of our onshore GNSS data to offshore slip (see [figure 5.4](#)), we consider that this feature is not well resolved. A robust pattern is the identification of two main afterslip regions, one located just below the mainshock and another one on the south, associated to the M_w 7.7 aftershock, separated by a region of lower afterslip (see [figure 5.9a](#)).

We postulate that these two regions could be associated with the different temporal evolutions identified in the previous section. We estimated the equivalent seismic moments and magnitudes released aseismically for these two regions ([figure 5.9.b-c](#)).

We find that, the region 1 (below the mainshock) has a larger magnitude than the region 2 (M_w 8.1 versus M_w 7.4 after 1 month). Despite the low temporal resolution of our kinematic inversion (12 sequences over 1 month), a fit to the temporal evolution of the cumulative moment using equation [\(4.10\)](#) gives an optimal p value of 0.8 for region 1 and 0.99 for region 2, which is compatible with the models from the previous section obtained using the position time series (with $p \sim 0.75$ in region 1 and $p \sim 1$ in region 2), and confirms the differences in the temporal evolution of the afterslip for the two regions.

5.3 Discussion

5.3.1 Identification of Two Main Afterslip Regions

The detailed inversion procedure provides a robust pattern which allow the identification of two main afterlip regions (see [figure 5.7](#) and [figure 5.9](#)), one below the mainshock and another one, separated by a zone of lower afterslip, located on the south. These findings and the time

series temporal analysis located on the South (from [figure 4.2](#) and [figure 4.5.a](#)), have shown a different behavior characterized by larger p -value on the southern region.

The postseismic deformation recorded in the southern region is most likely the consequence of the M_w 7.7 Ibaraki-Oki earthquake, this large aftershock having triggered its own afterslip sequence which can be detected by the nearby stations. One possible explanation to understand why afterslip in this region 2 evolves differently with respect to the region 1 could be related to a temperature effect.

In the southern region, thermal models (Ji et al., 2016) suggest a negative thermal anomaly, related with the nearby subduction Philippine sea plate. The results of our numerical simulations ([figure 4.12](#)) provide some clues that a lower temperature could have some impact on the transient brittle creep signature (*i.e.* higher p -values). This could potentially explain, at least partly, the larger p -values observed south of 37°N (see [figure 4.5a](#)).

5.3.2 Postseismic deformation at larger timescales and Viscoelastic Relaxation

As we shown in [section 4.2.2](#), at timescales larger than a few months, transient afterslip is unable to fully explain our displacement records. We have shown that the associated residuals are characterized by an exponential decay ([figures 4.6](#) and [figure 4.7](#)), therefore suggesting a combination of transient afterslip and viscoelastic relaxation in the mantle deformation (see equations [\(4.2\)](#) and [\(4.4\)](#)) to explain the entire postseismic deformation from a few minutes after the coseismic rupture up to several years.

As mentioned, considering a classical Burgers rheology for the viscoelasticity of the mantle with two characteristic timescales $\tau_K \ll \tau_M$, such an exponential decay can be explained either by (i) a transient viscoelasticity regime (associated to τ_K) under a constant stress (equation [\(4.2\)](#)), or (ii) the Maxwell component of the rheology (associated to τ_M) relaxing the stress (equation [\(4.4\)](#)). The viscosities obtained from our data, around 10^{19} Pa.s, are in favor of the second explanation.

Our analysis did not include the near-field observations (single epoch measurements) coming from seafloor GPS measurements obtained few days after the Tohoku-Oki earthquake. This is the major difference with the studies of Sun et al., (2014) and Sun & Wang, (2015).

These authors observed a landward motion of the zone nearby, in opposition with the seaward motions recorded by the land GPS stations. Considering this near-field observations, they modeled the postseismic deformation with a transient viscoelastic mantle rheology. They argued that a non-negligible role of this viscoelasticity leads to a large reduction of the afterslip required to explain the land GPS data. However, their conclusion is not necessarily in contradiction with ours, as the period covered by their study is 1 to 3 years after the Tohoku-Oki earthquake, while we show that afterslip associated to a transient creep mechanism dominates the postseismic deformation up to few months after the coseismic rupture. Over this early period, we consider viscoelastic relaxation of the mantle to be negligible to explain the on-shore GPS motions.

5.4 Conclusion

We discuss about the regional observations made by time series and slip distribution analysis near the Ibaraki-Oki aftershock and the potential increases of p due to a lower temperature on the transient brittle creep signature.

At larger timescales (years), this transient afterslip mechanism underestimates the surface seaward motions observed by the land GPS stations which are associated to an exponential decay of the velocities, a likely-signature of viscoelastic mantellic deformation.

In the future, it would be of utmost interest to extend such analysis to other megathrust earthquakes. This would allow to determine whether the characteristics of the Tohoku-Oki postseismic deformation are a common or rather an exception.

La discussion et la conclusion du Chapitre 5 complète celle du Chapitre 4 et permet de terminer la restitution du travail de publication en cours de soumission pour JGR.

Conclusions et Perspectives

Conclusions

L'objectif principal de ce travail de thèse est de contribuer à une meilleure compréhension de la phase post-sismique précoce induite par la redistribution des contraintes suite à un grand séisme de subduction ($M_w > 8.5$). Dans les zones de subduction, cette phase de déformation du cycle sismique est caractérisée et modélisée par un mécanisme d'*afterslip* au niveau de l'interface de subduction, et de la viscoélasticité mantellique. Les observations récentes mettent en évidence la difficulté à démêler la contribution de chaque mécanisme. La zone d'étude de cette thèse est la zone de subduction du Japon. Cette région bénéficie de la forte instrumentation permettant l'enregistrement de la déformation de surface pendant plus de 20 ans et notamment la déformation co- et post-sismique du séisme M_w 9.0 de Tohoku-Oki (2011).

Dans un premier travail de traitement des données, je me suis plus particulièrement concentré sur l'extraction des déplacements de surface de stations localisées sur la partie Nord-Est de l'île principale de Honshu en calculant des séries temporelles cinématiques à 30-secondes, sur 1 mois de données après le séisme. J'ai pu notamment analyser la déformation post-sismique des premières 18 heures du séisme qui est une quantité non-visible sur les solutions journalières. Cela a mis en évidence les enregistrements de la déformation co-sismique de deux plus importantes répliques de Tohoku-Oki, à savoir le séisme M_w 7.4 en face de la préfecture d'Iwate et le séisme M_w 7.7 d'Ibaraki-Oki qui ont eu lieu dans l'heure suivant le mainshock.

J'ai utilisé différents modèles analytiques simples pour modéliser l'évolution temporelle des données du post-sismique précoce et je conclus sur les points suivants :

1. L'évolution temporelle des déplacements de surface le premier mois après le séisme n'est pas expliquée par une fonction exponentielle décroissante, ce qui exclut un modèle de relaxation viscoélastique mantellique (composante Kelvin-Voigt du modèle de Burgers).
2. Cette évolution temporelle précoce, et particulièrement les 40 premières heures, est mal expliquée par une évolution en logarithme du temps, comme prédit par une rhéologie

d'interface de type *rate-and-state* en régime de *velocity-strengthening*, qui impliqueraient une décroissance des vitesses en $1/t$.

3. Mes résultats de thèse montrent que l'évolution temporelle du post-sismique précoce à une signature en « Omori-like », avec une vitesse qui décroît en $1/t^p$ avec $p < 1$. J'associe à cette signature à un mécanisme de fluage transitoire. En termes d'interprétation, la physique sous-jacente au mécanisme de fluage fragile transitoire est associée à l'effet cumulatif d'événements de glissements locaux activés thermiquement et par la contrainte co-sismique. Historiquement, ce mécanisme a été proposé, avec des hypothèses simplificatrices importantes, pour expliquer le fluage des roches en évolution logarithmique (observations de décroissance en $1/t$, c'est-à-dire $p = 1$). Les résultats des simulations numériques de mon étude montrent que le relâchement de ces hypothèses peut mener à une évolution temporelle caractérisée par un exposant p inférieur à 1.

L'analyse des séries temporelles ainsi que l'inversion statique du glissement post-sismique permettent de distinguer deux régions au comportements différents. Une première vaste région, au niveau des préfectures d'Iwate-Miyagi-Fukushima, possède une valeur caractéristique de $p \sim 0.7$ qui émerge de l'ajustement aux différentes stations mais également d'une évaluation au premier ordre de glissement inversé sur l'interface. La seconde région est moins étendue et se localise au niveau de la préfecture d'Ibaraki donc proche de la plus importante réplique, c'est-à-dire le séisme M_w 7.7 d'Ibaraki-Oki. Les résultats de l'analyse de l'évolution temporelle ainsi que l'inversion du glissement statique de cette région prédisent une évolution temporelle avec $p \sim 1$.

Cette observation pose des questions quant à l'origine de la déformation post-sismique enregistré au niveau des stations proches de cette région, et suggère que le signal observé pourrait être associé à la déformation post-sismique de la réplique d'Ibaraki-Oki ; alors que les autres stations enregistreraient la déformation post-sismique de Tohoku-Oki.

Une piste supplémentaire à explorer concerne l'anomalie de température négative au niveau de l'interface de subduction (liée à la plaque de subduction marine philippine proche) de cette région qui pourrait être relié au comportement spécifique observé proche de la préfecture d'Ibaraki.

J'ai également utilisé des séries temporelles plus longues en combinant mes solutions cinématiques avec des solutions journalières (sur ~ 9 ans). Cette analyse de données long-terme

pointe la nécessité de combiner le modèle de fluage fragile transitoire avec un modèle mécanique de viscoélasticité mantellique Newtonienne (de type Maxwell, décroissance exponentielle des vitesses au cours du temps).

Perspectives

Le modèle mécanique de fluage fragile transitoire utilisée dans mon étude est caractérisée par un exposant de p inférieur à 1. L'évaluation de cet exposant pour des jeux de données de déformation post-sismique précoce avec pour comme premiers candidats les séismes de subduction M_w 8.8 Maule (Chili 2010), M_w 8.2 Iquique (Chili 2014) et M_w 8.3 Illiapel (Chili 2015) avec pour le cas du Japon le séisme M_w 8.1 Tokachi-Oki (Japon 2003). Cette approche peut s'appliquer également à des séismes continentaux.

Ces deux types de contextes tectoniques ont des caractéristiques différentes comme la température et caractériser l'évolution temporelle de la phase post-sismique précoce de ces séismes, en calculant l'exposant p (similaire à Ingleby & Wright, (2017) pour les séismes continentaux), permettrait d'améliorer la compréhension du glissement asismique pendant la déformation post-sismique précoce.

Une continuité de ces travaux serait d'explorer les catalogues de sismicité et de caractériser une valeur de l'exposant de p pour les répliques sismiques de Tohoku-Oki au niveau des deux régions que j'ai identifiées. Pour cela il serait intéressant de se limiter aux événements en mécanisme inverse et proche de l'interface et de subduction. Cela permettrait de mieux caractériser la relation entre *afterslip* et *aftershocks* et de vérifier si ces mécanismes suivent la même évolution temporelle. Il serait pertinent de comparer la distribution spatiale des répliques à la localisation de l'*afterslip* et d' étoffer l'analyse en calculant la redistribution des contraintes induites par la déformation co-sismique du *mainshock* et l'*aftershock*.

La déformation post-sismique à plus long-terme s'explique par des combinaisons de mécanisme d'*afterslip* et de relaxation viscoélastique. Les récentes modélisations 3D (Agata et al., 2019; Muto et al., 2019) de la viscoélasticité du manteau se base sur des relations non-linéaires et discutent de l'effet de la teneur en eau dans les olivines (dés)hydratées dans les zones de subduction, ce qui suggère le rôle important des fluides sur les processus physiques

sous-jacents en profondeur. Cela reviendrait à étudier plus en détail la minéralogie des roches dans les zones de subduction et à s'intéresser aux effets possibles sur la déformation post-sismique.

La méthode de traitement cinématique utilisée dans cette étude permet de calculer des séries temporelles résolues à 30 secondes avec un niveau de bruit de l'ordre de quelques millimètres. Il serait donc intéressant d'effectuer un premier travail de comparaison entre la détection de *SSE* sur des séries temporelles cinématiques et des séries temporelles avec des solutions (sous)-journalières (3, 6, 12 et 24 heures).

L'application de cette méthode pourrait être utilisée afin de détecter d'autres types de glissements asismiques et transitoires comme les *SSEs*. L'intérêt serait d'étudier la dynamique de ces événements avec une meilleure résolution temporelle, car certaines études récentes proposent que la déformation soit intermittente (Jolivet & Frank, 2020).

Bibliographie

Agata, R., Barbot, S. D., Fujita, K., Hyodo, M., Iinuma, T., Nakata, R., Ichimura, T., & Hori, T. (2019). Rapid mantle flow with power-law creep explains deformation after the 2011 Tohoku mega-quake. *Nature Communications*, *10*(1), 1385. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-08984-7>

Ali, S. T., & Freed, A. M. (2010). Contemporary deformation and stressing rates in Southern Alaska : Deformation and stressing rates in S. Alaska. *Geophysical Journal International*, *183*(2), 557-571. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04784.x>

Altamimi, Z., Rebischung, P., Métivier, L., & Collilieux, X. (2016). ITRF2014 : A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions: ITRF2014. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *121*(8), 6109-6131. <https://doi.org/10.1002/2016JB013098>

Amitrano, D. (2003). Brittle-ductile transition and associated seismicity : Experimental and numerical studies and relationship with the *b* value: brittle-ductile transition and seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *108*(B1). <https://doi.org/10.1029/2001JB000680>

Amitrano, D., Grasso, J.-R., & Hantz, D. (1999). From diffuse to localised damage through elastic interaction. *Geophysical Research Letters*, *26*(14), 2109-2112. <https://doi.org/10.1029/1999GL900388>

Amitrano, D., & Helmstetter, A. (2006). Brittle creep, damage, and time to failure in rocks : time to failure in rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *111*(B11), <https://doi.org/10.1029/2005JB004252>

Andrade, E. N. D. C. (1910). On the viscous flow in metals, and allied phenomena. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, *84*(567), 1-12. <https://doi.org/10.1098/rspa.1910.0050>

Asano, Y., Saito, T., Ito, Y., Shiomi, K., Hirose, H., Matsumoto, T., Aoi, S., Hori, S., & Sekiguchi, S. (2011). Spatial distribution and focal mechanisms of aftershocks of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth, Planets and Space*, *63*(7), 669-673. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.06.016>

Baumberger, T., Berthoud, P., & Caroli, C. (1999). Physical analysis of the state- and rate-dependent friction law. II. Dynamic friction. *Physical Review B*, *60*(6), 3928-3939.

<https://doi.org/10.1103/PhysRevB.60.3928>

Bertiger, W., Bar-Sever, Y., Dorsey, A., Haines, B., Harvey, N., Hemberger, D., Heflin, M., Lu, W., Miller, M., Moore, A. W., Murphy, D., Ries, P., Romans, L., Sibois, A., Sibthorpe, A., Szilagy, B., Vallisneri, M., & Willis, P. (2020). GipsyX/RTGx, a new tool set for space geodetic operations and research. *Advances in Space Research*, 66(3), 469-489. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.04.015>

Bilitza, D., Altadill, D., Zhang, Y., Mertens, C., Truhlik, V., Richards, P., McKinnell, L.-A., & Reinisch, B. (2014). The International Reference Ionosphere 2012 – a model of international collaboration. *Journal of Space Weather and Space Climate*, 4, A07. <https://doi.org/10.1051/swsc/2014004>

Billen, M. I., & Gurnis, M. (2001). A low viscosity wedge in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 193(1-2), 227-236. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00482-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00482-4)

Blewitt, G. (1989). Carrier phase ambiguity resolution for the Global Positioning System applied to geodetic baselines up to 2000 km. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B8), 10187-10203. <https://doi.org/10.1029/JB094iB08p10187>

Boehm, J., Werl, B., & Schuh, H. (2006). Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data: troposphere mapping functions from ECMWF. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B2). <https://doi.org/10.1029/2005JB003629>

Brace, W. F., & Byerlee, J. D. (1966, janvier 1). *Recent Experimental Studies Of Brittle Fracture Of Rocks*. The 8th U.S. Symposium on Rock Mechanics (USRMS). <https://www.onepetro.org/conference-paper/ARMA-66-0058>

Bürgmann, R., & Dresen, G. (2008). Rheology of the Lower Crust and Upper Mantle : Evidence from Rock Mechanics, Geodesy, and Field Observations. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36(1), 531-567. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124326>

Byrne, D. E., Davis, D. M., & Sykes, L. R. (1988). Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. *Tectonics*, 7(4), 833-857. <https://doi.org/10.1029/TC007i004p00833>

Caniven, Y. (2014). *Cinématique et mécanique des failles décrochantes à l'échelle de temps du cycle sismique : Apports d'un modèle expérimental (kinematics and mechanics of strike-slip faults at the seismic cycle timescale: Insights from experimental models)* [Doctoral

Dissertation]. Montpellier 2 Université.

Carter, N. L., & Kirby, S. H. (1978). *Transient creep and semibrittle behavior of crystalline rocks*. 33.

Castellanos, D. F., & Zaiser, M. (2018). Avalanche Behavior in Creep Failure of Disordered Materials. *Physical Review Letters*, *121*(12), 125501. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.121.125501>

Chatelain, J.-L., K. Cardwell, R., & Isacks, B. (1983). Expansion of the aftershock zone following the Vanuatu (New Hebrides) Earthquake on 15 July 1981. *Geophysical Research Letters*, *10*. <https://doi.org/10.1029/GL010i005p00385>

Choi, K. (2007). *Improvements in GPS Precision: 10 Hz to One Day* [Doctoral Dissertation]. University of Colorado.

Choi, K., Bilich, A., Larson, K. M., & Axelrad, P. (2004). Modified sidereal filtering: Implications for high-rate GPS positioning: HIGH-RATE GPS POSITIONING. *Geophysical Research Letters*, *31*(22). <https://doi.org/10.1029/2004GL021621>

Cotte, N. (2020). *Les observations GNSS pour l'étude de la déformation de surface et du cycle sismique* [French HDR].

Cotte, N., Walpersdorf, A., Kostoglodov, V., Vergnolle, M., Santiago, J.-A., & Campillo, M. (2009). Anticipating the Next Large Silent Earthquake in Mexico. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *90*(21), 181-182. <https://doi.org/10.1029/2009EO210002>

Cottrell, A. H. (1952). The time laws of creep. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, *1*(1), 53-63. [https://doi.org/10.1016/0022-5096\(52\)90006-9](https://doi.org/10.1016/0022-5096(52)90006-9)

Diao, F., Xiong, X., Wang, R., Zheng, Y., Walter, T. R., Weng, H., & Li, J. (2014). Overlapping post-seismic deformation processes: Afterslip and viscoelastic relaxation following the 2011 Mw 9.0 Tohoku (Japan) earthquake. *Geophysical Journal International*, *196*(1), 218-229. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt376>

Dieterich, J. H. (1979). Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations. *Journal of Geophysical Research*, *84*(B5), 2161. <https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02161>

Dodge, D. A., Beroza, G. C., & Ellsworth, W. L. (1996). Detailed observations of California foreshock sequences: Implications for the earthquake initiation process. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *101*(B10), 22371-22392. <https://doi.org/10.1029/96JB02269>

Dong, D.-N., & Bock, Y. (1989). Global Positioning System Network analysis with phase

ambiguity resolution applied to crustal deformation studies in California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B4), 3949-3966. <https://doi.org/10.1029/JB094iB04p03949>

Dragert, H., Wang, K., & 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>

Fichthorn, K. A., & Weinberg, W. H. (1991). Theoretical foundations of dynamical Monte Carlo simulations. *The Journal of Chemical Physics*, 95(2), 1090-1096. <https://doi.org/10.1063/1.461138>

Frank, W. B., Poli, P., & Perfettini, H. (2017). Mapping the rheology of the Central Chile subduction zone with aftershocks. *Geophysical Research Letters*, 44(11), 5374-5382. <https://doi.org/10.1002/2016GL072288>

Freed, A. M. (2007). Afterslip (and only afterslip) following the 2004 Parkfield, California, earthquake. *Geophysical Research Letters*, 34(6), L06312. <https://doi.org/10.1029/2006GL029155>

Freed, A. M., Bürgmann, R., Calais, E., Freymueller, J., & Hreinsdóttir, S. (2006). Implications of deformation following the 2002 Denali, Alaska, earthquake for postseismic relaxation processes and lithospheric rheology. *Journal of Geophysical Research*, 111(B1), B01401. <https://doi.org/10.1029/2005JB003894>

Freed, A. M., Hashima, A., Becker, T. W., Okaya, D. A., Sato, H., & Hatanaka, Y. (2017). Resolving depth-dependent subduction zone viscosity and afterslip from postseismic displacements following the 2011 Tohoku-oki, Japan earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 459, 279-290. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.11.040>

Freed, A. M., Herring, T., & Bürgmann, R. (2010). Steady-state laboratory flow laws alone fail to explain postseismic observations. *Earth and Planetary Science Letters*, 300(1-2), 1-10. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.10.005>

Fukuda, J., Johnson, K. M., Larson, K. M., & Miyazaki, S. (2009). Fault friction parameters inferred from the early stages of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 114(B4). <https://doi.org/10.1029/2008JB006166>

Fukuda, J., Kato, A., Kato, N., & Aoki, Y. (2013). Are the frictional properties of creeping faults persistent? Evidence from rapid afterslip following the 2011 Tohoku-oki earthquake: AFTERSLIP AND FAULT FRICTION PROPERTIES. *Geophysical Research Letters*, 40(14), 3613-3617. <https://doi.org/10.1002/grl.50713>

Gardonio, B., Campillo, M., Marsan, D., Lecointre, A., Bouchon, M., & Letort, J. (2019). Seismic Activity Preceding the 2011 M_w 9.0 Tohoku Earthquake, Japan, Analyzed With Multidimensional Template Matching. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *124*(7), 6815-6831. <https://doi.org/10.1029/2018JB016751>

Girard, L., Amitrano, D., & Weiss, J. (2010). Failure as a critical phenomenon in a progressive damage model. *Journal of Statistical Mechanics: Theory and Experiment*, *2010*(01), P01013. <https://doi.org/10.1088/1742-5468/2010/01/P01013>

Griggs, D. (1939). *Creep of Rocks*.

Hansen, P. C. (1992). Analysis of Discrete Ill-Posed Problems by Means of the L-Curve. *SIAM Review*, *34*(4), 561-580. <https://doi.org/10.1137/1034115>

Hasegawa, A., & Yoshida, K. (2015). Preceding seismic activity and slow slip events in the source area of the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake : A review. *Geoscience Letters*, *2*(1), 6. <https://doi.org/10.1186/s40562-015-0025-0>

Hatanaka, Y., Iizuka, T., Sawada, M., Yamagiwa, A., Kikuta, Y., Johnson, J. M., & Rocken, C. (2003). *Improvement of the Analysis Strategy of GEONET*. 27.

Hatanaka, Y., Sawada, M., Horita, A., & Kusaka, M. (2001). Calibration of antenna-radome and monument-multipath effect of GEONET—Part 1 : Measurement of phase characteristics. *Earth, Planets and Space*, *53*(1), 13-21. <https://doi.org/10.1186/BF03352358>

Hatanaka, Y., Sawada, M., Horita, A., Kusaka, M., Johnson, J. M., & Rocken, C. (2001). Calibration of antenna-radome and monument-multipath effect of GEONET—Part 2 : Evaluation of the phase map by GEONET data. *Earth, Planets and Space*, *53*(1), 23-30. <https://doi.org/10.1186/BF03352359>

Hawthorne, J. C., Simons, M., & Ampuero, J. -P. (2016). Estimates of aseismic slip associated with small earthquakes near San Juan Bautista, CA. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *121*(11), 8254-8275. <https://doi.org/10.1002/2016JB013120>

Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M., & Smoczyk, G. M. (2018). Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, *362*(6410), 58-61. <https://doi.org/10.1126/science.aat4723>

Heki, K., & Mitsui, Y. (2013). Accelerated pacific plate subduction following interplate thrust earthquakes at the Japan trench. *Earth and Planetary Science Letters*, *363*, 44-49. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.12.031>

Heki, K., Miyazaki, S., & Tsuji, H. (1997). Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench. *Nature*, *386*(6625), 595-598. <https://doi.org/10.1038/386595a0>

Helmstetter, A., & Shaw, B. E. (2009). Afterslip and aftershocks in the rate-and-state friction law : AFTERSHOCKS AND RATE-AND-STATE FRICTION. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B1). <https://doi.org/10.1029/2007JB005077>

Henry, C., & Das, S. (2001). Aftershock zones of large shallow earthquakes : Fault dimensions, aftershock area expansion and scaling relations. *Geophysical Journal International*, 147(2), 272-293. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2001.00522.x>

Herring, T. A., King, R. W., Floyd, M. A., & McClusky, S. C. (2018). *Introduction to GAMIT/GLOBK*. 54.

Heslot, F., Baumberger, T., Perrin, B., Caroli, B., & 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>

Hooper, A., Pietrzak, J., Simons, W., Cui, H., Riva, R., Naeije, M., Terwisscha van Scheltinga, A., Schrama, E., Stelling, G., & Socquet, A. (2013). Importance of horizontal seafloor motion on tsunami height for the 2011 Mw=9.0 Tohoku-Oki earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 361, 469-479. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.11.013>

Hsu, Y.-J. (2006). Frictional Afterslip Following the 2005 Nias-Simeulue Earthquake, Sumatra. *Science*, 312(5782), 1921-1926. <https://doi.org/10.1126/science.1126960>

Hu, Y. (2004). Three-dimensional viscoelastic finite element model for postseismic deformation of the great 1960 Chile earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 109(B12), B12403. <https://doi.org/10.1029/2004JB003163>

Hu, Y., Bürgmann, R., Freymueller, J. T., Banerjee, P., & Wang, K. (2014). Contributions of poroelastic rebound and a weak volcanic arc to the postseismic deformation of the 2011 Tohoku earthquake. *Earth, Planets and Space*, 66(1), 106. <https://doi.org/10.1186/1880-5981-66-106>

Hu, Y., Bürgmann, R., Uchida, N., Banerjee, P., & Freymueller, J. T. (2016). Stress-driven relaxation of heterogeneous upper mantle and time-dependent afterslip following the 2011 Tohoku earthquake : Tohoku postseismic deformation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(1), 385-411. <https://doi.org/10.1002/2015JB012508>

Hughes, K. L. H., Masterlark, T., & Mooney, W. D. (2010). Poroelastic stress-triggering of the 2005 M8.7 Nias earthquake by the 2004 M9.2 Sumatra–Andaman earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 293(3-4), 289-299. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.02.043>

Hyndman, R. D., Yamano, M., & Oleskevich, D. A. (1997). The seismogenic zone of subduction thrust faults. *The Island Arc*, 6(3), 244-260. <https://doi.org/10.1111/j.1440->

1738.1997.tb00175.x

Ide, S., Baltay, A., & Beroza, G. C. (2011). *Shallow Dynamic Overshoot and Energetic Deep Rupture in the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake*. 332, 5.

Inuma, T., Hino, R., Kido, M., Inazu, D., Osada, Y., Ito, Y., Ohzono, M., Tsushima, H., Suzuki, S., Fujimoto, H., & Miura, S. (2012). Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (M9.0) refined by means of seafloor geodetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B7). <https://doi.org/10.1029/2012JB009186>

Inuma, T., Hino, R., Uchida, N., Nakamura, W., Kido, M., Osada, Y., & Miura, S. (2016). Seafloor observations indicate spatial separation of coseismic and postseismic slips in the 2011 Tohoku earthquake. *Nature Communications*, 7(1), 13506. <https://doi.org/10.1038/ncomms13506>

Imakiire, T., & Koarai, M. (2012). Wide-area land subsidence caused by “the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake”. *Soils and Foundations*, 52(5), 842-855. <https://doi.org/10.1016/j.sandf.2012.11.007>

Imanishi, K., Ando, R., & Kuwahara, Y. (2012). *Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake*. 7.

Ingleby, T., & Wright, T. J. (2017). Omori-like decay of postseismic velocities following continental earthquakes : omori decay of postseismic velocities. *Geophysical Research Letters*, 44(7), 3119-3130. <https://doi.org/10.1002/2017GL072865>

Ito, T., Ozawa, K., Watanabe, T., & Sagiya, T. (2011). Slip distribution of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake inferred from geodetic data. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 627-630. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.06.023>

Ito, Y., Hino, R., Kido, M., Fujimoto, H., Osada, Y., Inazu, D., Ohta, Y., Inuma, T., Ohzono, M., Miura, S., Mishina, M., Suzuki, K., Tsuji, T., & Ashi, J. (2013). Episodic slow slip events in the Japan subduction zone before the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Tectonophysics*, 600, 14-26. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.022>

Iwabuchi, T., & Miyazaki, S. (2003). *Characteristics of Multipath and Phase Center Variation Errors in GEONET*. 4.

Ji, Y., Yoshioka, S., Manea, V. C., Manea, M., & Matsumoto, T. (2016). Three-dimensional numerical modeling of thermal regime and slab dehydration beneath Kanto and Tohoku, Japan. *Journal of Geophysical Research*, 22.

Jolivet, R., & Frank, W. B. (2020). The Transient and Intermittent Nature of Slow Slip. *AGU*

Advances, 1(1). <https://doi.org/10.1029/2019AV000126>

Jónsson, S., Segall, P., Pedersen, R., & Björnsson, G. (2003). Post-earthquake ground movements correlated to pore-pressure transients. *Nature*, 424(6945), 179-183. <https://doi.org/10.1038/nature01776>

Kagan, Y. Y., & Houston, H. (2005). Relation between mainshock rupture process and Omori's law for aftershock moment release rate. *Geophysical Journal International*, 163(3), 1039-1048. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02772.x>

Kato, A., & Obara, K. (2014). Step-like migration of early aftershocks following the 2007 M_w 6.7 Noto-Hanto earthquake, Japan : Kato and Obara: Step-like migration of early aftershocks. *Geophysical Research Letters*, 41(11), 3864-3869. <https://doi.org/10.1002/2014GL060427>

Kato, A., Obara, K., Igarashi, T., Tsuruoka, H., Nakagawa, S., & 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>

Kato, A., Sakai, S., & Obara, K. (2011). A normal-faulting seismic sequence triggered by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake : Wholesale stress regime changes in the upper plate. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 745-748. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.06.014>

Khan, S. A., & Tscherning, C. C. (2001). Determination of semi-diurnal ocean tide loading constituents using GPS in Alaska. *Geophysical Research Letters*, 28(11), 2249-2252. <https://doi.org/10.1029/2000GL011890>

Khazaradze, G., Wang, K., Klotz, J., Hu, Y., & He, J. (2002). Prolonged post-seismic deformation of the 1960 great Chile earthquake and implications for mantle rheology : post-seismic deformation of 1960 Chile Earthquake. *Geophysical Research Letters*, 29(22), 7-1-7-4. <https://doi.org/10.1029/2002GL015986>

Kido, M., Osada, Y., Fujimoto, H., Hino, R., & Ito, Y. (2011). Trench-normal variation in observed seafloor displacements associated with the 2011 Tohoku-Oki earthquake : SEAFLOOR MOVEMENT OF TOHOKU EARTHQUAKE. *Geophysical Research Letters*, 38(24), <https://doi.org/10.1029/2011GL050057>

Kosuga, M., & Watanabe, K. (2011). Seismic activity around the northern neighbor of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake with emphasis on a potentially large aftershock in the area. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 719-723. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.06.006>

Lagler, K., Schindelegger, M., Böhm, J., Krásná, H., & Nilsson, T. (2013). GPT2 : Empirical slant delay model for radio space geodetic techniques. *Geophysical Research Letters*, 40(6),

1069-1073. <https://doi.org/10.1002/grl.50288>

Langbein, J. (2006). *Coseismic and initial postseismic deformation from the 2004 Parkfield, California earthquake, observed by GPS, EDM, creepmeters, and borehole strainmeters*. 56.

Larson, K. M., Cervelli, P., Lisowski, M., Miklius, A., Segall, P., & Owen, S. (2001). Volcano monitoring using the Global Positioning System: Filtering strategies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B9), 19453-19464. <https://doi.org/10.1029/2001JB000305>

Larson, K. M., & Miyazaki, S. (2008). Resolving static offsets from high-rate GPS data: The 2003 Tokachi-oki earthquake. *Earth, Planets and Space*, 60(8), 801-808. <https://doi.org/10.1186/BF03352831>

Lay, T. (2015). The surge of great earthquakes from 2004 to 2014. *Earth and Planetary Science Letters*, 409, 133-146. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.10.047>

Lay, T. (2018). A review of the rupture characteristics of the 2011 Tohoku-oki Mw 9.1 earthquake. *Tectonophysics*, 733, 4-36. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.09.022>

Lay, T., Ammon, C. J., Kanamori, H., Xue, L., & Kim, M. J. (2011). Possible large near-trench slip during the 2011 *M*_w 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 32. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.05.033>

Lee, S.-J., Huang, B.-S., Ando, M., Chiu, H.-C., & Wang, J.-H. (2011). *Evidence of large scale repeating slip during the 2011 TohokuOki earthquake*. 6.

Lengliné, O., Enescu, B., Peng, Z., & Shiomi, K. (2012). Decay and expansion of the early aftershock activity following the 2011, *M*_w 9.0 Tohoku earthquake: Tohoku early aftershocks. *Geophysical Research Letters*, 39(18). <https://doi.org/10.1029/2012GL052797>

Lichten, S. M., & Border, J. S. (1987). Strategies for high-precision Global Positioning System orbit determination. *Journal of Geophysical Research*, 92(B12), 12751. <https://doi.org/10.1029/JB092iB12p12751>

Llubes, M., Florsch, N., Boy, J.-P., Amalvict, M., Bonnefond, P., Bouin, M.-N., Durand, S., Esnault, M.-F., Exertier, P., Hinderer, J., Lalancette, M.-F., Masson, F., Morel, L., Nicolas, J., Vergnolle, M., & Wöppelmann, G. (2008). Multi-technique monitoring of ocean tide loading in northern France. *Comptes Rendus Geoscience*, 340(6), 379-389. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.03.005>

Loveless, J. P., & Meade, B. J. (2010). Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan. *Journal of Geophysical Research*, 115(B2).

<https://doi.org/10.1029/2008JB006248>

Loveless, J. P., & Meade, B. J. (2011). Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 $M_w = 9.0$ Tohoku-oki earthquake : COUPLING AND TOHOKU-OKI SLIP. *Geophysical Research Letters*, 38(17), <https://doi.org/10.1029/2011GL048561>

Loveless, J. P., & Meade, B. J. (2016). Two decades of spatiotemporal variations in subduction zone coupling offshore Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 436, 19-30. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.12.033>

Lowry, A. R., Larson, K. M., Kostoglodov, V., & Bilham, R. (2001). Transient fault slip in Guerrero, southern Mexico. *Geophysical Research Letters*, 28(19), 3753-3756. <https://doi.org/10.1029/2001GL013238>

Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., & Francis, O. (2006). Modelling the global ocean tides : Modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics*, 56(5-6), 394-415. <https://doi.org/10.1007/s10236-006-0086-x>

Maeda, T., Furumura, T., Sakai, S., & Shinohara, M. (2011). Significant tsunami observed at ocean-bottom pressure gauges during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 803-808. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.06.005>

Malservisi, R., Schwartz, S. Y., Voss, N., Protti, M., Gonzalez, V., Dixon, T. H., Jiang, Y., Newman, A. V., Richardson, J., Walter, J. I., & Vayenko, D. (2015). Multiscale postseismic behavior on a megathrust : The 2012 Nicoya earthquake, Costa Rica: postseismic 2012 Nicoya earthquake. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(6), 1848-1864. <https://doi.org/10.1002/2015GC005794>

Marill, L., Marsan, D., Socquet, A., Radiguet, M., Cotte, N., & Rousset, B. (2021). 14-year acceleration along the Japan Trench. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. <https://doi.org/10.1029/2020JB021226>

Marone, C. (1998). Laboratory-Derived Friction Laws and Their Application to Seismic Faulting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26(1), 643-696. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.26.1.643>

Marone, C. J., Scholtz, C. H., & Bilham, R. (1991). On the mechanics of earthquake afterslip. *Journal of Geophysical Research*, 96(B5), 8441. <https://doi.org/10.1029/91JB00275>

Marone, C., & Saffer, D. M. (2007). 12. Fault Friction and the Upper Transition from Seismic to Aseismic Faulting. In T. H. Dixon & C. Moore (Éds.), *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults* (p. 346-369). Columbia University Press.

<https://doi.org/10.7312/dixo13866-012>

Marone, C., Scholtz, C. H., & Bilham, R. (1991). On the mechanics of earthquake afterslip. *Journal of Geophysical Research*, 96(B5), 8441. <https://doi.org/10.1029/91JB00275>

Marquez-Azua, B., & DeMets, C. (2003). *Crustal velocity field of Mexico from continuous GPS measurements, 1993 to June 2001 : Implications for the neotectonics of Mexico*. 20.

Marsan, D., Bouchon, M., Gardonio, B., Perfettini, H., Socquet, A., & Enescu, B. (2017). Change in seismicity along the Japan trench, 1990-2011, and its relationship with seismic coupling : CHANGES IN SEISMICITY, JAPAN TRENCH. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(6), 4645-4659. <https://doi.org/10.1002/2016JB013715>

Masuti, S., Karato, S., Girard, J., & Barbot, S. D. (2019). Anisotropic high-temperature creep in hydrous olivine single crystals and its geodynamic implications. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 290, 1-9. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2019.03.002>

Mavrommatis, A. P., Segall, P., & Johnson, K. M. (2014). A decadal-scale deformation transient prior to the 2011 M_w 9.0 Tohoku-oki earthquake : Mavrommatis et al. *Geophysical Research Letters*, 41(13), 4486-4494. <https://doi.org/10.1002/2014GL060139>

Mavrommatis, A. P., Segall, P., Uchida, N., & Johnson, K. M. (2015). Long-term acceleration of aseismic slip preceding the M_w 9 Tohoku-oki earthquake : Constraints from repeating earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 42(22), 9717-9725. <https://doi.org/10.1002/2015GL066069>

Meier, M.-A., Ampuero, J. P., & Heaton, T. H. (2017). The hidden simplicity of subduction megathrust earthquakes. *Science*, 357(6357), 1277-1281. <https://doi.org/10.1126/science.aan5643>

Milliner, C., Bürgmann, R., Inbal, A., Wang, T., & Liang, C. (2020). Resolving the Kinematics and Moment Release of Early Afterslip Within the First Hours Following the 2016 M_w 7.1 Kumamoto Earthquake : Implications for the Shallow Slip Deficit and Frictional Behavior of Aseismic Creep. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(9). <https://doi.org/10.1029/2019JB018928>

Miyazaki, S., & Larson, K. M. (2008). Coseismic and early postseismic slip for the 2003 Tokachi-oki earthquake sequence inferred from GPS data. *Geophysical Research Letters*, 35(4). <https://doi.org/10.1029/2007GL032309>

Miyazaki, S., Larson, K. M., Choi, K., Hikima, K., Koketsu, K., Bodin, P., Haase, J., Emore, G., & Yamagiwa, A. (2004). Modeling the rupture process of the 2003 September 25 Tokachi-Oki (Hokkaido) earthquake using 1-Hz GPS data : rupture process of 2003 Hokkaido

earthquake. *Geophysical Research Letters*, 31(21). <https://doi.org/10.1029/2004GL021457>

Miyazaki, S., McGuire, J. J., & Segall, P. (2011). Seismic and aseismic fault slip before and during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 637-642. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.07.001>

Montési, L. G. J. (2004). Controls of shear zone rheology and tectonic loading on postseismic creep : time dependence of postseismic creep. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B10). <https://doi.org/10.1029/2003JB002925>

Morikami, S., & Mitsui, Y. (2020). Omori-like slow decay ($p < 1$) of postseismic displacement rates following the 2011 Tohoku megathrust earthquake. *Earth, Planets and Space*, 72(1), 37. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01162-w>

Munekane, H. (2012). Coseismic and early postseismic slips associated with the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake sequence : EOF analysis of GPS kinematic time series. *Earth, Planets and Space*, 64(12), 1077-1091. <https://doi.org/10.5047/eps.2012.07.009>

Muto, J., Moore, J. D. P., Barbot, S., Iinuma, T., Ohta, Y., & Iwamori, H. (2019). Coupled afterslip and transient mantle flow after the 2011 Tohoku earthquake. *Science Advances*, 5(9), eaaw1164. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaw1164>

Nishimura, T., Munekane, H., & Yagai, H. (2011). The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake and its aftershocks observed by GEONET. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 631-663. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.06.025>

Ohta, Y., Hino, R., Inazu, D., Ohzono, M., Ito, Y., Mishina, M., Iinuma, T., Nakajima, J., Osada, Y., Suzuki, K., Fujimoto, H., Tachibana, K., Demachi, T., & Miura, S. (2012). Geodetic constraints on afterslip characteristics following the March 9, 2011, Sanriku-oki earthquake, Japan : the march 9, 2011 Sanriku-Oki earthquake slip model. *Geophysical Research Letters*, 39(16), <https://doi.org/10.1029/2012GL052430>

Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(2), 1018-1040.

Ozawa, S., Murakami, M., & Tada, T. (2001). Time-dependent inversion study of the slow thrust event in the Nankai trough subduction zone, southwestern Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B1), 787-802. <https://doi.org/10.1029/2000JB900317>

Ozawa, S., Nishimura, T., Munekane, H., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M., & Imakiire, T. (2012). Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake, Japan : afterslip of the Tohoku Earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B7), <https://doi.org/10.1029/2011JB009120>

Ozawa, S., Nishimura, T., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M., & Imakiire, T. (2011). Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake. *Nature*, 475(7356), 373-376. <https://doi.org/10.1038/nature10227>

Ozawa, S., Suito, H., & Tobita, M. (2007). Occurrence of quasi-periodic slow-slip off the east coast of the Boso peninsula, Central Japan. *Earth, Planets and Space*, 59(12), 1241-1245. <https://doi.org/10.1186/BF03352072>

Peltier, W. R., & Drummond, R. (2008). Rheological stratification of the lithosphere : A direct inference based upon the geodetically observed pattern of the glacial isostatic adjustment of the North American continent. *Geophysical Research Letters*, 35(16), L16314. <https://doi.org/10.1029/2008GL034586>

Peltzer, G. (1998). Poroelastic rebound along the Landers 1992 earthquake surface rupture. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B12), 30131-30145. <https://doi.org/10.1029/98JB02302>

Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F., & Hudnut, K. (1996). Postseismic Rebound in Fault Step-Overs Caused by Pore Fluid Flow. *Science*, 273(5279), 1202-1204. <https://doi.org/10.1126/science.273.5279.1202>

Pérez Gallegos, D. (2021). *Aftershocks of the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki* [Rapport Master 2].

Perfettini, H., & Ampuero, J.-P. (2008). Dynamics of a velocity strengthening fault region : Implications for slow earthquakes and postseismic slip. *Journal of Geophysical Research*, 113(B9). <https://doi.org/10.1029/2007JB005398>

Perfettini, H., & Avouac, J. P. (2014). The seismic cycle in the area of the 2011 M_w 9.0 Tohoku-Oki earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(5), 4469-4515. <https://doi.org/10.1002/2013JB010697>

Perfettini, H., & Avouac, J.-P. (2004). Postseismic relaxation driven by brittle creep : A possible mechanism to reconcile geodetic measurements and the decay rate of aftershocks, application to the Chi-Chi earthquake, Taiwan: dynamics of brittle creep. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B2). <https://doi.org/10.1029/2003JB002488>

Perfettini, H., & Avouac, J.-P. (2007). Modeling afterslip and aftershocks following the 1992 Landers earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 112(B7), B07409. <https://doi.org/10.1029/2006JB004399>

Perfettini, H., Avouac, J.-P., Tavera, H., Kositsky, A., Nocquet, J.-M., Bondoux, F., Chlieh, M., Sladen, A., Audin, L., Farber, D. L., & Soler, P. (2010). Seismic and aseismic slip on the Central Peru megathrust. *Nature*, 465(7294), 78-81. <https://doi.org/10.1038/nature09062>

Perfettini, H., Frank, W. B., Marsan, D., & Bouchon, M. (2018). A Model of Aftershock Migration Driven by Afterslip : aftershock migration driven by afterslip. *Geophysical Research Letters*, 45(5), 2283-2293. <https://doi.org/10.1002/2017GL076287>

Perfettini, H., Frank, W. B., Marsan, D., & Bouchon, M. (2019). Updip and Along-Strike Aftershock Migration Model Driven by Afterslip : Application to the 2011 Tohoku-Oki Aftershock Sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(3), 2653-2669. <https://doi.org/10.1029/2018JB016490>

Pollitz, F. F. (2003). Transient rheology of the uppermost mantle beneath the Mojave Desert, California. *Earth and Planetary Science Letters*, 215(1-2), 89-104. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00432-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00432-1)

Pollitz, F. F. (2005). Transient rheology of the upper mantle beneath central Alaska inferred from the crustal velocity field following the 2002 Denali earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 110(B8), B08407. <https://doi.org/10.1029/2005JB003672>

Radiguet, M., Cotton, F., Vergnolle, M., Campillo, M., Valette, B., Kostoglodov, V., & Cotte, N. (2011). Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event : The 2006 Guerrero Slow Slip Event: Evolution of the 2006 Guerrero SSE. *Geophysical Journal International*, 184(2), 816-828. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04866.x>

Radiguet, M., Cotton, F., Vergnolle, M., Campillo, M., Walpersdorf, A., Cotte, N., & Kostoglodov, V. (2012). Slow slip events and strain accumulation in the Guerrero gap, Mexico : Slow Slip Events in the Guerrero gap. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B4), <https://doi.org/10.1029/2011JB008801>

Radiguet, M., Perfettini, H., Cotte, N., Gualandi, A., Valette, B., Kostoglodov, V., Lhomme, T., Walpersdorf, A., Cabral Cano, E., & Campillo, M. (2016). Triggering of the 2014 M w 7.3 Papanoa earthquake by a slow slip event in Guerrero, Mexico. *Nature Geoscience*, 9(11), 829-833. <https://doi.org/10.1038/ngeo2817>

Reid, H. F. (1910). The California Earthquake of April 18, 1906. *Report of the State Earthquake Investigation Commission*, 2, 16-18.

Rice, J. R., & Tse, S. T. (1986). *Dynamic motion of a single degree of freedom system following a rate and state dependent friction law*. 10.

Romano, F., Piatanesi, A., Lorito, S., D'Agostino, N., Hirata, K., Atzori, S., Yamazaki, Y., & Cocco, M. (2012). Clues from joint inversion of tsunami and geodetic data of the 2011 Tohoku-oki earthquake. *Scientific Reports*, 2, 385. <https://doi.org/10.1038/srep00385>

Rousset, B. (2016). *Le couplage intersismique et les glissements lents vus par la géodésie*

spatiale : Applications à la subduction mexicaine et à la faille décrochante nord anatolienne [Doctoral Dissertation]. Université Grenoble Alpes.

Ruina, A. (1983). Slip instability and state variable friction laws. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B12), 10359-10370. <https://doi.org/10.1029/JB088iB12p10359>

Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., Vigny, C., Madariaga, R., & Campos, J. (2014). Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake. *Science*, 345(6201), 1165-1169. <https://doi.org/10.1126/science.1256074>

Sato, M., Ishikawa, T., Ujihara, N., Yoshida, S., Fujita, M., Mochizuki, M., & Asada, A. (2011). Displacement Above the Hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki Earthquake. *Science*, 332(6036), 1395-1395. <https://doi.org/10.1126/science.1207401>

Savage, J. C. (2007). Postseismic relaxation associated with transient creep rheology. *Journal of Geophysical Research*, 112(B5), B05412. <https://doi.org/10.1029/2006JB004688>

Savage, J. C., Svarc, J. L., & Yu, S.-B. (2005). Postseismic relaxation and transient creep : POSTSEISMIC RELAXATION AND CREEP. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B11). <https://doi.org/10.1029/2005JB003687>

Sawai, Y., Fujii, Y., Fujiwara, O., Kamataki, T., Komatsubara, J., Okamura, Y., Satake, K., & Shishikura, M. (2008). Marine incursions of the past 1500 years and evidence of tsunamis at Suijin-numa, a coastal lake facing the Japan Trench. *The Holocene*, 18(4), 517-528. <https://doi.org/10.1177/0959683608089206>

Sawai, Y., Namegaya, Y., Okamura, Y., Satake, K., & Shishikura, M. (2012). Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology : ANTICIPATING THE 2011 TOHOKU EARTHQUAKE. *Geophysical Research Letters*, 39(21), <https://doi.org/10.1029/2012GL053692>

Scholz, C. H. (1968). Mechanism of creep in brittle rock. *Journal of Geophysical Research*, 73(10), 3295-3302. <https://doi.org/10.1029/JB073i010p03295>

Scholz, C. H. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391(6662), 37-42. <https://doi.org/10.1038/34097>

Silverii, F., Cheloni, D., D'Agostino, N., Selvaggi, G., & Boschi, E. (2014). Post-seismic slip of the 2011 Tohoku-Oki earthquake from GPS observations : Implications for depth-dependent properties of subduction megathrusts. *Geophysical Journal International*, 198(1), 580-596. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu149>

Simons, M., Minson, S. E., Sladen, A., Ortega, F., Jiang, J., Owen, S. E., Meng, L., Ampuero, J.-P., Wei, S., Chu, R., Helmberger, D. V., Kanamori, H., Hetland, E., Moore, A.

W., & Webb, F. H. (2011). The 2011 Magnitude 9.0 Tohoku-Oki Earthquake : Mosaicking the Megathrust from Seconds to Centuries. *Science*, 332(6036), 1421-1425. <https://doi.org/10.1126/science.1206731>

Smith, W. (1968). *DISPLACEMENT ON THE SAN ANDREAS FAULT SUBSEQUENT TO THE 1966 PARKFIELD EARTHQUAKE*. 19.

Sobrero, F. S., Bevis, M., Gómez, D. D., & Wang, F. (2020). Logarithmic and exponential transients in GNSS trajectory models as indicators of dominant processes in postseismic deformation. *Journal of Geodesy*, 94(9), 84. <https://doi.org/10.1007/s00190-020-01413-4>

Socquet, A., Valdes, J. P., Jara, J., Cotton, F., Walpersdorf, A., Cotte, N., Specht, S., Ortega-Culaciati, F., Carrizo, D., & Norabuena, E. (2017). An 8 month slow slip event triggers progressive nucleation of the 2014 Chile megathrust : PROGRESSIVE NUCLEATION OF MEGATHRUST. *Geophysical Research Letters*, 44(9), 4046-4053. <https://doi.org/10.1002/2017GL073023>

Spiridonov, E. A. (2017). Tidal Amplitude Delta Factors and Phase Shifts for an Oceanic Earth. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 53(8), 813-846. <https://doi.org/10.1134/S0001433817080084>

Spiridonov, E. A., & Vinogradova, O. Yu. (2020). Oceanic Tide Model FES2014b : Comparison with Gravity Measurements. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 56(11), 1432-1446. <https://doi.org/10.1134/S0001433820110092>

Sugawara, D., Goto, K., Imamura, F., Matsumoto, H., & Minoura, K. (2012). Assessing the magnitude of the 869 Jogan tsunami using sedimentary deposits : Prediction and consequence of the 2011 Tohoku-oki tsunami. *Sedimentary Geology*, 282, 14-26. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.08.001>

Suito, H., & Freymueller, J. T. (2009). A viscoelastic and afterslip postseismic deformation model for the 1964 Alaska earthquake : POSTSEISMIC MODEL FOR THE 1964 ALASKA EQ. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B11). <https://doi.org/10.1029/2008JB005954>

Sun, T., & Wang, K. (2015). Viscoelastic relaxation following subduction earthquakes and its effects on afterslip determination. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(2), 1329-1344. <https://doi.org/10.1002/2014JB011707>

Sun, T., Wang, K., Iinuma, T., Hino, R., He, J., Fujimoto, H., Kido, M., Osada, Y., Miura, S., Ohta, Y., & Hu, Y. (2014). Prevalence of viscoelastic relaxation after the 2011 Tohoku-oki earthquake. *Nature*, 514. <https://doi.org/10.1038/nature13778>

Tajima, F., & Kanamori, H. (1985). Aftershock area expansion and mechanical heterogeneity of fault zone within subduction zones. *Geophysical Research Letters*, *12*(6), 345-348. <https://doi.org/10.1029/GL012i006p00345>

Tajima, F., Mori, J., & Kennett, B. L. N. (2013). A review of the 2011 Tohoku-Oki earthquake (Mw 9.0): Large-scale rupture across heterogeneous plate coupling. *Tectonophysics*, *586*, 15-34. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.09.014>

Tarantola, A. (2005). *Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation*. SIAM.

Tarantola, A., & Valette, B. (1982). Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Reviews of Geophysics*, *20*(2), 219. <https://doi.org/10.1029/RG020i002p00219>

Tobita, M. (2016). Combined logarithmic and exponential function model for fitting postseismic GNSS time series after 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Earth, Planets and Space*, *68*(1), 41. <https://doi.org/10.1186/s40623-016-0422-4>

Tsang, L. L. H., Vergnolle, M., Twardzik, C., Sladen, A., Nocquet, J.-M., Rolandone, F., Agurto-Detzel, H., Cavalié, O., Jarrin, P., & Mothes, P. (2019). Imaging rapid early afterslip of the 2016 Pedernales earthquake, Ecuador. *Earth and Planetary Science Letters*, *524*, 115724. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115724>

Twardzik, C., Vergnolle, M., Sladen, A., & Avallone, A. (2019). Unravelling the contribution of early postseismic deformation using sub-daily GNSS positioning. *Scientific Reports*, *9*(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-019-39038-z>

Twardzik, C., Vergnolle, M., Sladen, A., & Tsang, L. L. H. (2021). Very early identification of a bimodal frictional behavior during the post-seismic phase of the 2015 <i>M</i> 8.3 Illapel, Chile, earthquake. *Solid Earth*, *12*(11), 2523-2537. <https://doi.org/10.5194/se-12-2523-2021>

Utsu, T., Ogata, Y., S, R., & Matsu'ura. (1995). The Centenary of the Omori Formula for a Decay Law of Aftershock Activity. *Journal of Physics of the Earth*, *43*(1), 1-33. <https://doi.org/10.4294/jpe1952.43.1>

Vergnolle, M., Bouin, M.-N., Morel, L., Masson, F., Durand, S., Nicolas, J., & Melachroinos, S. A. (2008). GPS estimates of ocean tide loading in NW-France : Determination of ocean tide loading constituents and comparison with a recent ocean tide model. *Geophysical Journal International*, *173*(2), 444-458. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03734.x>

Vergnolle, M., Walpersdorf, A., Kostoglodov, V., Tregoning, P., Santiago, J. A., Cotte, N.,

& Franco, S. I. (2010). Slow slip events in Mexico revised from the processing of 11 year GPS observations. *Journal of Geophysical Research*, 115(B8), B08403. <https://doi.org/10.1029/2009JB006852>

Vey, S., Calais, E., Llubes, M., Florsch, N., Woppelmann, G., Hinderer, J., Amalvict, M., Lalancette, M. F., Simon, B., Duquenne, F., & Haase, J. S. (2002). GPS measurements of ocean loading and its impact on zenith tropospheric delay estimates : A case study in Brittany, France. *Journal of Geodesy*, 76(8), 419-427. <https://doi.org/10.1007/s00190-002-0272-7>

Vrolijk, P. (1990). *On the mechanical role of smectite in subduction zones*. 6.

Wang, K., Hu, Y., Bevis, M., Kendrick, E., Smalley, R., Vargas, R. B., & Lauría, E. (2007). Crustal motion in the zone of the 1960 Chile earthquake : Detangling earthquake-cycle deformation and forearc-sliver translation: CHILE EARTHQUAKE CRUSTAL MOTION. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(10), <https://doi.org/10.1029/2007GC001721>

Wang, K., Hu, Y., & He, J. (2012). Deformation cycles of subduction earthquakes in a viscoelastic Earth. *Nature*, 484(7394), 327-332. <https://doi.org/10.1038/nature11032>

Wang, K., Sun, T., Brown, L., Hino, R., Tomita, F., Kido, M., Iinuma, T., Kodaira, S., & Fujiwara, T. (2018). *Learning from crustal deformation associated with the M9 2011 Tohoku-oki earthquake*. 14(2), 20.

Watanabe, S., Sato, M., Fujita, M., Ishikawa, T., Yokota, Y., Ujihara, N., & Asada, A. (2014). Evidence of viscoelastic deformation following the 2011 Tohoku-Oki earthquake revealed from seafloor geodetic observation. *Geophysical Research Letters*, 41(16), 5789-5796. <https://doi.org/10.1002/2014GL061134>

Watts, A. B., Zhong, S. J., & Hunter, J. (2013). The Behavior of the Lithosphere on Seismic to Geologic Timescales. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41(1), 443-468. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-042711-105457>

Wright, T. J., Houlié, N., Hildyard, M., & Iwabuchi, T. (2012). Real-time, reliable magnitudes for large earthquakes from 1 Hz GPS precise point positioning : The 2011 Tohoku-Oki (Japan) earthquake: GPS EARTHQUAKE EARLY WARNING. *Geophysical Research Letters*, 39(12), <https://doi.org/10.1029/2012GL051894>

Yamagiwa, S., Miyazaki, S., Hirahara, K., & Fukahata, Y. (2015). Afterslip and viscoelastic relaxation following the 2011 Tohoku-oki earthquake (M_w 9.0) inferred from inland GPS and seafloor GPS/Acoustic data. *Geophysical Research Letters*, 42(1), 66-73. <https://doi.org/10.1002/2014GL061735>

Yokota, Y., & Koketsu, K. (2015). A very long-term transient event preceding the 2011

Tohoku earthquake. *Nature Communications*, 6(1), 5934. <https://doi.org/10.1038/ncomms6934>

Yue, H., & Lay, T. (2013). Source Rupture Models for the Mw 9.0 2011 Tohoku Earthquake from Joint Inversions of High-Rate Geodetic and Seismic Data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(2B), 1242-1255. <https://doi.org/10.1785/0120120119>

Zumberge, J. F., Heflin, M. B., Jefferson, D. C., Watkins, M. M., & Webb, F. H. (1997). Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B3), 5005-5017. <https://doi.org/10.1029/96JB03860>